JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 160 | Heft 1–4 | S. 451–521 | Wien, Dezember 2020

Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2017–2020

Im Zuge der Umstellung auf das neue topografische 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 2019 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schiltern – Reith – Stiefernbach auf Blatt 21 Horn

DAVID HEUSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet befindet sich im Waldviertel in Niederösterreich westlich des Kamp zwischen Stiefern und Schiltern im Bereich von Klopfhartsberg (Kote 430) – Schmalzberg – Hiesberg (Kote 414) – Reitberg (Kote 416) (von Nord nach Süd). Nach Süden reicht das Gebiet bis zur Südgrenze des Blattes 21 Horn, nördlich wird es durch den Stiefernbach begrenzt. Diese Kartierung ergänzt die aktuellen Kartierungen von Reinhard Roetzel und Manfred Linner auf Blatt 21 Horn.

Der Hauptfokus der vorliegenden Arbeit bestand in der genaueren Kartierung des als Rehberg-Amphibolit bezeichneten Amphibolit-Zuges. Dieser wurde bereits durch die geologischen Aufnahmen von FUCHS (1968) kartiert und weiter von FUCHS (1976), FUCHS & MATURA (1976), MONTAG & HÖCK (1993) sowie HÖCK et al. (1997) bearbeitet.

Dieser Bericht fasst die Geländebeobachtungen zusammen, mitsamt einer kurzen Beschreibung der Lithologien und Strukturen. Neben der Arbeit im Gelände wurden Dünnschliffe von Proben aus dem Kartierungsgebiet ausgewertet und zur zusätzlichen petrografischen Charakterisierung der Lithologien verwendet.

Geologischer Überblick

Die kartierten Gesteinseinheiten befinden sich östlich des Gföhl-Gneises und westlich der Moldanubischen Überschiebung am östlichen Rand des Moldanubikums, das mit dem östlich angrenzenden, tektonisch tiefer liegenden Moravikum den Südostrand der Böhmischen Masse aufbaut.

Neben quartären Sedimentkörpern (Löss, Solifluktionsablagerungen, Bach- und Flussablagerungen) treten im Kartierungsgebiet allein Gesteine des Moldanubikums zu Tage. Der hier auftretende Amphibolit-Zug wurde von HÖCK et al. (1997) als Rehberg-Ophiolith bezeichnet, um seine unterschiedliche Entstehung im Vergleich zu anderen Amphibolit-Komplexen des östlichen Moldanubikums hervorzuheben. Der Amphibolit-Zug und zugehörige Lithologien werden hier als Rehberg-Komplex zusammengefasst und vom umgebenden Paragesteinskomplex unterschieden.

Strukturen

Die Foliation im Kartierungsgebiet fällt unterschiedlich steil (Fallwerte 04° bis 67°) nach Westen ein (Südwesten bis Nordwesten, Fallrichtung-Mittelwert 274°), im nördlichen Teil (Klopfhartsberg, Übeleck) relativ einheitlich nach West–Nordwest. Die Streckungslineation streicht mehrheitlich Südwest–Nordost (Fallrichtung-Mittelwert 231°, Fallwerte 01° bis 55°).

Bis auf vereinzelte isoklinale Falten in den Glimmerschiefern im östlichen Teil des Kartierungsgebietes und sehr

komplexe Faltung in den Serpentinit-Körpern und direkt angrenzenden Amphiboliten (Aufschluss westlich Stiefern: Koordinaten in UTM33N RW: 549587, HW: 5375819) konnten keine Falten oder Störungen nachgewiesen werden. Bei den Isoklinalfalten entspricht das Einfallen der Faltenschenkel dem Einfallen der Foliation und die Orientierung der Faltenachsen mehr oder weniger der Lineation. In den Glimmerschiefern konnten vereinzelt SC-Gefüge identifiziert werden. In diesen wenigen Beobachtungen konnte sowohl SC-Gefüge mit einem Schersinn Top-nach-NE als auch Top-nach-SW (Nähe Jägerkreuz, UTM33N RW: 549521, HW: 5375270) gefunden werden.

Rehberg-Komplex

Serpentinit

Serpentinit tritt im Kartierungsgebiet in unterschiedlich großen Körpern und Linsen auf, meist in der Nähe des liegenden Kontakts zwischen Amphibolit und Glimmerschiefern bzw. Paragneisen. Große Körper befinden sich am Klopfhartsberg, hangend zu Paragneis und liegend zu Amphibolit sowie auf der Anhöhe östlich des Reitberges, dort hangend zu Amphibolit. Kleinere Linsen befinden sich am Klopfhartsberg in nordöstlicher Fortsetzung des großen Körpers als Einschaltungen in Amphibolit, zum Teil auch Paragneis. Am Hiesberg und am Reitberg sowie südlich vom Amaißtal sind sie jeweils im Amphibolit beziehungsweise in der Wechsellagerung Amphibolit-Paragneis zu finden. Am Dürnitzbühel (Kote 374), am südlichen Blattrand, befindet sich an der Straße nach Schiltern ein weiterer großer Serpentinit-Körper, der dort im Liegenden von Amphibolit positioniert ist.

Die Serpentinite sind fast überall stark verwittert und zum Teil ist eine Umwandlung in Chalcedon zu erkennen. Sie lassen sich durch meist orange, aber auch rote und weiße Verwitterungsfarben gut von anderen Lithologien unterscheiden. Beim Aufschlagen sind nur selten auf den Bruchflächen noch dunklere und grüne Bereiche zu sehen. Die Lesesteine sind sehr knollig und das Gefüge chaotisch, teilweise ist die chaotische Faserung der Serpentine mit der Lupe gut zu erkennen. Eine Foliation ist nur selten sichtbar.

Am Klopfhartsberg, westlich und nördlich des Gipfels, sind die Serpentinite jedoch weniger stark verwittert. Insbesondere entlang der Forststraße nach Stiefern und im darunterliegenden Graben westlich des Gipfels sind viele sehr schöne Aufschlüsse zu finden. Die Serpentinite sind hellgrün bis schwarz, zeigen jedoch ebenfalls ein chaotisches Gefüge und Serpentine sind mit der Lupe zu erkennen. Neben sehr feinkörnigen Serpentinen konnte in den Serpentiniten im Dünnschliff Tremolit, teilweise als Porphyroblasten, opake Phasen, Orthopyroxen und in einer Probe relativ viel Kalzit gefunden werden. Einige kryptokristalline Bereiche konnten auch mit dem Mikroskop nicht näher bestimmt werden.

Das Einfallen der Foliation der Serpentinite entspricht dem üblichen Einfallen der Lithologien nach Westen (WSW bis WNW) mit unterschiedlichen Fallwinkeln. Eine Ausnahme bildet das Serpentinit-Vorkommen am Hiesberg, wo die Foliation einheitlich nach Südwesten einfällt. Innerhalb der Serpentinite treten Lagen von Tremolitfels und Talkschiefer auf, die nachfolgend noch näher beschrieben werden.

Hornblendit

An einem Aufschluss im Graben südwestlich des Klopfhartsberges (RW: 549265, HW: 5375332) und in Lesesteinen am Weg oberhalb (RW: 549287, HW: 5375332) findet man komplett schwarzen, schweren, grobkörnigen Hornblendit. Dieses sehr harte Gestein beinhaltet fast nur Hornblende, wenig bis keinen Plagioklas, Epidot, sehr viel Spinell (Hercynit) und opake Phasen. Foliation oder Lineation sind nicht zu erkennen.

Tremolitfels und Talkschiefer

Immer wieder sind in Scherzonen im und in der Nähe von Serpentinit hellgrüne bis weiße Tremolitfelse und silbrigweiße Talk- und Talk-Tremolitschiefer eingeschaltet. Erstere bestehen hauptsächlich aus Tremolit, mitunter mit Talk (vor allem auf Foliationsflächen), Aktinolith, opaken Phasen oder Amphibol. Einige bis zu wenige Zentimeter mächtige Lagen sind sehr talkreich, welche sich als silbrig-weiße Talk-Tremolitschiefer von der Hauptmasse der Tremolitfelse unterscheiden lassen. Die Talkschiefer-Lagen führen keinen Amphibol.

Das Gefüge ist oft chaotisch, aber zum Teil auch stark geregelt. Teilweise sind an den Foliationsflächen 1–3 mm große Amphibol-Nadeln zu sehen. Diese liegen kreuz und quer innerhalb der Foliationsfläche.

In den Weingärten am Hiesberg und am Reitberg sowie im Graben westlich der Kirche von Unterreith lassen sich Talkschiefer und Tremolitfelse in den Lesesteinen in allen Variationen gut beobachten. Weiter südlich konnten sie nur in einem Aufschluss nordwestlich des Dürnitzbühel festgestellt werden (RW: 547324, HW: 5372433). In den Serpentinit-Körpern am Klopfhartsberg konnten keine Tremolitfelse oder Talkschiefer gefunden werden.

Die Foliation der Tremolitfelse und Talkschiefer fällt in den meisten Aufschlüssen, an denen diese gemessen werden konnte, relativ einheitlich nach Südwesten ein und weicht damit etwas vom Einfallen der übrigen Lithologien ab.

Metagabbro

Metagabbro tritt in Lagen und Linsen in Nähe der Serpentinite im östlichen Teil des Rehberg-Komplexes auf. Einerseits sind die im Amphibolit eingelagerten Linsen nur wenige Zentimeter dick und stark alteriert, der Plagioklas teilweise vollständig saussuritisiert, andererseits aber mehrere Meter mächtig und kaum alteriert. Die auf der Karte darstellbaren Metagabbros am Nordrand des großen Serpentinit-Körpers am Klopfhartsberg und südwestlich der Serpentinit-Linse am Hiesberg sind zum Teil sehr grobkörnig mit Korngrößen von über einem Zentimeter und bestehen hauptsächlich aus Plagioklas und Hornblende. Teilweise kommen Quarz, Titanit, Apatit und opake Phasen vor. Klinopyroxen ist, wenn überhaupt, nur in Relikten vorhanden und meist vollständig von Hornblende- und Aktinolith-Pseudomorphosen ersetzt. Die Metagabbro-Vorkommen am Klopfhartsberg zeigen zum Teil eine deutliche Foliation. In den Vorkommen am Hiesberg und am Reitberg ist diese nicht immer zu erkennen und die Gesteine erscheinen makroskopisch undeformiert. Im Dünnschliff kann man jedoch häufig entlang der Korngrenzen Bulging und Subgrain-Bildung erkennen. Besonders grobkörnige Metagabbros sind am Hiesberg bei Reith zu fin-

den (RW: 548652, HW: 5373806). Südlich vom Amaißtal ist Metagabbro sehr verbreitet. Es konnten dort allerdings nur maximal Dezimeter große Lagen und Linsen gefunden werden, die ebenfalls stärker deformiert sind als die Metagabbros am Hiesberg und Reitberg.

Amphibolit

Schwarze bis dunkelgrüne, fein bis mittelkörnige Amphibolite durchziehen den zentralen Bereich des Kartierungsgebietes von SSW nach NNE. Die Amphibolite zeigen eine relativ hohe lithologische Variabilität im Kartierungsgebiet. Meistens sind sie dunkel, feinkörnig, sehr homogen und nicht gebändert (z.B. im Ortsgebiet von Oberreith, RW: 548343, HW: 5373951). Sie bestehen in diesem Fall fast ausschließlich aus Amphibol und Plagioklas sowie wenig opaken Phasen und seltener auch Titanit. Im Dünnschliff sind die Amphibole grün, meist mit einem deutlichen Pleochroismus von gelbgrün bis blaugrün. Die Amphibolite brechen durch die sehr ebene Foliation plattig und sind nur selten schiefrig oder gefaltet. An schiefrigen Stellen zeigen sie eine grünlichere Färbung und Chlorit ist erkennbar. Die Foliation fällt unterschiedlich steil nach Westen ein, teilweise einheitlich nach WSW oder WNW.

Recht häufig sind in den Amphiboliten auch feinkörnige, hellere Lagen zu finden, die einen höheren Plagioklas-Anteil und mitunter Quarz besitzen. Stellenweise wechseln im Zentimeter-Bereich amphibolreiche Lagen mit plagioklasreichen Lagen. Diese gebänderten Amphibolite sind besonders schön in einem Graben nordöstlich von Oberreith zu sehen (RW: 548321, HW: 5374272). Auch eine deutliche Variation der Korngrößen im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich ohne Änderung der Mineralogie konnte als Ursache der Bänderung beobachtet werden.

Nördlich des Klopfhartsberges, in Nachbarschaft zu den Serpentinit-Linsen, zeigen die Amphibolite vermehrt mehrere Zentimeter breite, hellgrüne, epidotreiche Lagen (RW: 549587, HW: 5375819). Diese enthalten auch Kalzit. Die Amphibolite und die Epidot-Lagen sind komplex gefaltet und es treten Quarzmobilisate auf. Am Westende des Amaißtales (RW: 548277, HW: 5372381) tritt eine mehrere Meter mächtige, helle, feinkörnige Lage auf, die hauptsächlich aus Plagioklas und Epidot besteht. Der Epidot-Anteil variiert zwischen etwa 1 cm dicken Lagen stark mit mehr oder weniger fließenden Übergängen. Weiters vorhanden sind etwas Quarz, opake Phasen und sehr wenig Biotit und Muskovit. Lagen mit ähnlicher Zusammensetzung konnten auch im Gipfelbereich des Übelecks gefunden werden (RW: 548965, HW: 5375871). Dort enthielt eine Probe zusätzlich Vesuvian. Diese beiden Vorkommen wurden in der Karte als Metatuffite vermerkt, weitere gelegentliche Vorkommen von Lesesteinen mit ähnlicher Zusammensetzung wurden in der Karte jedoch nicht eingezeichnet.

Im Gipfelbereich vom Übeleck sind die Amphibolite etwas grobkörniger. Dort zeigt eine Probe stark resorbierten Granat. Weitere Granate im Amphibolit gibt es im Steinbruch nordöstlich vom Dürnitzbühel (RW: 548040, HW: 5372393), in dem eine etwa 3 cm dicke Plagioklas-Lage mit bis zu 2 cm großem, idiomorphem Granat aufgeschlossen ist und am Westende des Amaißtales (RW: 548421, HW: 5372412), in dem einzelne, bis zu 3 cm große Granat-Porphyroblasten gefunden wurden. Sonst wurden in den Amphiboliten keine Granate beobachtet.

Teilweise sind die Amphibolite feldspatreich und zeigen etwa 0,5 cm große Feldspat-Porphyroklasten (z.B. Graben westlich Unterreith, RW: 548619, HW: 5373049). Dort treten auch Quarzmobilisate auf.

In den östlichen, tektonisch liegenden Bereichen treten im Amphibolit Metagabbro-Lagen auf, von denen größere Linsen teilweise auskartiert werden konnten (siehe oben).

Die Amphibolite wechsellagern in manchen Bereichen sehr eng mit meist quarzitischen Paragneisen, hellen Orthogneisen (im weiteren Porphyroidgneise genannt) und hellen Quarziten. Vor allem im Norden des Kartierungsgebietes, zwischen Klopfhartsberg und Übeleck, südlich der Hammerschmiede, dominiert Amphibolit deutlich. Dennoch treten immer wieder Lagen von Porphyroidgneisen, Paragneisen und Quarziten mit bis zu einem Meter Mächtigkeit auf. Weiter südlich, bereits westlich vom Jägerkreuz, beginnen sich die Porphyroidgneis-, Paragneis- und Quarzit-Lagen zu häufen. Die Amphibolit-Lagen sind zwischen 10 cm und mehrere Meter mächtig. In vielen Bereichen ist die Wechsellagerung so eng, dass sie nicht auf der Karte festgehalten wurde. Stattdessen wurden die dominanten Lithologien eingezeichnet und nennenswerte Vorkommen der anderen Lithologien mit Strichen in der Karte markiert. Tendenziell nimmt der Anteil an Amphibolit in der Wechsellagerung von Osten nach Westen, beziehungsweise vom tektonisch Liegenden zum tektonisch Hangenden ab, der Anteil an Paragneis nimmt zu. In einigen Gräben ist die Wechsellagerung gut aufgeschlossen und gut nachvollziehbar, so zum Beispiel in den kleineren Gräben westlich von Reith.

Teilweise lassen sich Bereiche, in denen Porphyroidgneise, Paragneise und Quarzite dominieren, von jenen, in denen Amphibolit dominiert, klar abgrenzen. Teilweise sind die Übergänge aber auch fließend und lassen sich nur schwer begrenzen. Vor allem am Hiesberg besteht eine sehr enge Wechsellagerung mit fast gleichen Anteilen an Amphiboliten und Paragneisen.

Die Foliation der Amphibolite fällt unterschiedlich steil nach Südwesten bis Nordwesten ein. Die Lineation streicht Südwest–Nordost.

Porphyroidgneis

In enger Wechsellagerung mit Amphibolit, quarzitischen Paragneisen und Quarzit treten Lagen von weißen, feinkörnigen Orthogneisen auf. Diese enthalten wenig und nur sehr feinen Glimmer, sehr viel Plagioklas, der teilweise bis zu 0,5 cm große Porphyroklasten bildet, Quarz und Kalifeldspat. Teilweise sind kleine (< 2 mm) Granate vorhanden. Der geringere Glimmer-Anteil, der höhere Feldspat-Anteil und (falls vorhanden) die Feldspat-Porphyroklasten unterscheiden diesen Porphyroidgneis von anderen Para- und Orthogneisen im Kartierungsgebiet. Die Unterscheidung zu den quarzitischen Paragneisen ist jedoch im Gelände oft nicht leicht.

In Lesesteinen am Reitberg und in einem Aufschluss im Graben westlich von Unterreith (RW: 548619, HW: 5373049) konnten auch dunklere Varianten des Porphyroidgneises gefunden werden, die mehr Biotit und zum Teil Amphibol enthalten, allerdings auch Feldspat-Porphyroklasten zeigen.

Die Porphyroidgneise sind meist plattig mit ebenen Foliationsflächen und brechen scharfkantig. Das Einfallen der Foliation entspricht dem Amphibolit.

Porphyroidgneis-Lagen sind im gesamten Kartierungsgebiet in den Amphibolit-Körpern und den benachbarten und damit wechsellagernden Paragesteinen verbreitet. Besonders schöne Aufschlüsse finden sich in einem Graben nordöstlich von Oberreith (RW: 548403, HW: 5374343). Östlich des Klopfhartsberges, angrenzend an den Serpentinit, treten in den Paragneisen ebenfalls Lagen aus Porphyroidgneis auf.

Paragneis und Quarzit

In enger Wechsellagerung mit den Amphiboliten und Porphyroidgneisen treten helle Paragneise und Quarzite auf. Die hellen, weißen bis gelblich angewitterten Paragneise sind feinkörnig, meist quarzitisch und enthalten im Gegensatz zu den Paragneisen in den Glimmerschiefern deutlich weniger Glimmer. Die Hauptmineralphasen sind Quarz und Plagioklas, letzterer ist häufig saussuritisiert. Kalifeldspat ist seltener als Plagioklas. Ebenfalls weniger vorhanden als Quarz und Plagioklas, aber dennoch häufig, ist feiner Biotit, der teilweise chloritisiert ist. Muskovit ist nur in sehr geringen Mengen in Form sehr kleiner Schuppen vorhanden. Stellenweise tritt Granat auf. Die Granate sind meist kleiner als 2 mm und stark resorbiert, selten in einzelnen Lagen jedoch bis zu 2 cm groß (Steinbruch nordöstlich vom Dürnitzbühel, RW: 548040, HW: 5372393). Akzessorische Phasen sind Zirkon, Apatit und Monazit sowie opake Phasen. Die Quarzite sind, bis auf den höheren Quarzgehalt, den Paragneisen ähnlich. Der Übergang ist fließend.

Das Gefüge ist sehr feinkörnig und teilweise mylonitisch, insbesondere in Quarziten. Die Foliation ist meist sehr eben und die Gesteine brechen plattig, ebenso wie die Amphibolite, mit denen die Paragneise und Quarzite wechsellagern. Das Einfallen der Foliation und der Lineation entspricht dem der Amphibolite und der meisten anderen Lithologien.

Paragesteinskomplex um den Rehberg-Komplex

Migmatischer Paragneis und Glimmerschiefer

Im westlichen Teil des Kartierungsgebietes, vor allem westlich vom Übeleck, aber auch weiter im Süden, westlich von Reith, treten große Bereiche migmatischer Glimmerschiefer und Paragneise auf. Diese sind grobkörniger als die anderen Glimmerschiefer und Paragneise. Biotit dominiert deutlich gegenüber dem Muskovit. Letzterer tritt vor allem im Leukosom in Form von nicht eingeregelten, mehrere Millimeter großen Porphyroblasten, teils Poikiloblasten auf. Kalifeldspat-, plagioklas- und quarzreiche Leukosom-Schlieren sind deutlich vom biotitreichen Melanosom zu unterschieden. Letztere enthalten neben Plagioklas auch Granat.

Quarzit und Grafit führender Quarzit

Im Südwesten des Kartierungsgebietes, östlich von Schiltern, treten in den Glimmerschiefern und Paragneisen Linsen dunkelgrauer Quarzite auf. Die Vorkommen konnten parallel zum Streichen der Foliation der Glimmerschiefer von der Straße südöstlich von Schiltern bis zu den Feldern westlich und nordwestlich des Breitenfeldkreuzes verfolgt werden.

Die harten, dunkel- bis blaugrauen, feinkörnigen Quarzite sind fast feldspatfrei, bestehen hauptsächlich aus Quarz, führen aber auch Muskovit, der vor allem auf den relativ ebenen Foliationsflächen sichtbar ist.

Teilweise sind die Quarzite fast schwarz und enthalten sehr viel Grafit, dessen schwarzer Abrieb auch deutlich an den Fingern erkennbar ist. Besonders nordwestlich des Breitenfeldkreuzes konnte dies beobachtet werden. Auch eine dunkelgraue Probe aus einem Graben nahe der Straße südöstlich von Schiltern (RW: 547322, HW: 5373095), die im Gelände keine direkten Hinweise auf Grafit gab, zeigte im Dünnschliff sehr viel Grafit.

Pegmatit

An wenigen Stellen konnten, umgeben von Glimmerschiefer und Paragneis, Pegmatit-Lesesteine gefunden werden. Diese grobkörnigen Gesteine zeigten neben Quarz 1–2 cm große, (hyp-)idiomorphe Feldspate und 0,5–2 cm große Biotite, seltener auch Muskovit. Das Gefüge ist magmatisch ohne makroskopisch erkennbare Deformation. Anstehend konnte kein Pegmatit gefunden werden.

Glimmerschiefer und Paragneis

Glimmerschiefer und Paragneise treten sehr weitläufig sowohl östlich als auch westlich des Rehberg-Komplexes auf. Paragneise und Glimmerschiefer wechseln in etwa N–S streichenden Horizonten. Südlich des Stiefernbaches und westlich von Stiefern treten östlich angrenzend an den Serpentiniten und Amphiboliten zunächst Paragneise auf, liegend dazu, etwas weiter östlich, dominiert wiederum Glimmerschiefer, darunter wieder Paragneis. Östlich des Hiesberges dominieren Paragneise und westlich des Reitberges Glimmerschiefer.

Die Glimmerschiefer sind fein- bis mittelkörnig, biotitreich und führen einmal wenig, einmal verstärkt Muskovit. Vor allem östlich des Rehberg-Komplexes ist der Muskovit-Anteil in den Glimmerschiefern sehr hoch. Häufig treten auch Porphyroblasten aus bis zu 5 mm großem Muskovit auf. Neben den Glimmern sind Plagioklas und, zu etwas geringerem Anteil, Quarz die Hauptbestandteile. Auch Kalifeldspat tritt auf, allerdings zu deutlich geringerem Anteil als Plagioklas. Granat (Korngröße < 3 mm) ist fast überall in unterschiedlichen Mengen zu finden.

Fast genauso häufig wie Glimmerschiefer sind feinkörnige Paragneise, deren Hauptbestandteile Biotit und Plagioklas sind, gefolgt von Quarz und Kalifeldspat. Muskovit ist häufig, aber nicht immer vorhanden und zum Teil metablastisch. Vor allem Plagioklas, aber auch Quarz, machen einen größeren Anteil aus als in den Glimmerschiefern. Das Auftreten von Granat entspricht den Glimmerschiefern. Sowohl in Glimmerschiefern als auch in den Paragneisen kommt fibrolithischer Sillimanit vor, meist in relativ geringen Mengen. Glimmerschiefer und Paragneise wechseln sich in manchen Bereichen auch in wenige Dezimeter bis mehrere Meter mächtigen Lagen ab. Vereinzelt treten Quarzit-Lagen auf. Quarzmobilisate sind weit verbreitet.

Die Glimmerschiefer sind oft stärker deformiert als die Paragneise und zeigen teilweise auch eine isoklinale Faltung. Die Faltenachsen entsprechen etwa der Streckungslineation und die Faltenschenkel der Foliation. Sowohl Glimmerschiefer als auch Paragneise sind jedoch nie mylonitisch. Die Foliation der Paragneise ist meistens eben, die Foliation der Glimmerschiefer oft leicht wellig. Die Glimmerschiefer sind im östlichen Teil des Gebietes teilweise protomylonitisch.

Granat-Glimmerschiefer

In tief eingeschnittenen Hohlwegen östlich des Klopfhartsberges (RW: 549813, HW: 5375382) treten Granat-Glimmerschiefer in den Glimmerschiefern und Paragneisen auf, die im Gegensatz zu den anderen Glimmerschiefern deutlich mehr Muskovit und idiomorphen, bis zu 4 mm großen Granat enthalten. Biotit ist in etwas geringeren Mengen als Muskovit enthalten. Sehr feinkörniger Quarz und Plagioklas sowie etwas Kalifeldspat machen etwa 40 % des Modalbestandes aus.

Orthogneis

Westlich vom Übeleck treten in den migmatischen Glimmerschiefern und Paragneisen kleine Züge von Orthogneisen auf, die zum Teil aufgrund ihrer größeren Härte als Felsen aus den Migmatiten herauswittern.

Die hellen, gräulichen, feldspat- und quarzreichen Gesteine sind grobkörniger als die bräunlichen biotitreichen Paragneise. Neben viel Kalifeldspat und Quarz ist vor allem Biotit, Plagioklas und großer, metablastischer Muskovit makroskopisch zu erkennen. Opake Phasen sind selten, als Akzessorien sind im Dünnschliff Apatit, Zirkon und Monazit zu finden. Biotit ist im Dünnschliff pleochroitisch gelb bis rotbraun und zeigt zahlreiche pleochroitische Höfe. Myrmekite sind am Rand der Kalifeldspate sehr häufig.

Die Foliation wird durch Biotit und Muskovit gebildet, die großen Muskovite wachsen jedoch ungerichtet und poikiloblastisch. Die Foliation ist teilweise nur wenig ausgeprägt, meistens jedoch deutlich zu erkennen und entspricht dem Einfallen der Foliation anderer Lithologien.

Quartäre Ablagerungen

Löss

Löss ist im kartierten Gebiet nur auf wenige Gebiete beschränkt, wo innerhalb der Kristallinbereiche Akkumulation des äolischen Sediments möglich war. So findet man beispielsweise Löss von mehreren Metern Mächtigkeit in einem schmalen Streifen an der Westseite des Grabens südwestlich der Hammerschmiede. Weitere, besonders eindrucksvolle und mächtige Lössaufschlüsse befinden sich auch im Graben südwestlich des Schmalzberges. Ebenso wurde Löss am nordöstlichen, kesselförmigen Ende eines Grabens südöstlich des Hiesberges eingeweht. Weitere größere Lössvorkommen befinden sich östlich des Breitenfeldkreuzes und am südlichen Blattrand, südöstlich vom Dürnitzbühel. In allen Fällen handelt es sich um gelbbraune, kalkreiche, massige und feinsandige Silte, die in Kristallinnähe gröbere Kristallinkomponenten führen können.

Solifluktionsablagerung

In Senken oberhalb von Gräben, wie zum Beispiel südöstlich des Breitenfeldkreuzes, treten häufig Solifluktionsablagerungen auf. Auch an einigen Hängen konnten die Auswirkungen von Solifluktion beobachtet werden. Besonders gut erkennbar sind diese entlang der Wege nordwestlich vom Übeleck. Da dort jedoch unterhalb der etwa einen Meter mächtigen Solifluktionsablagerungen die kristallinen Gesteine häufig anstehend aufgeschlossen waren, wurden bevorzugt letztere in der Karte eingezeichnet. Die lehmig-sandigen Sedimente enthalten meist unterschiedlich große Kristallinkomponenten der angrenzenden Lithologien und sind im Einzugsbereich der Glimmerschiefer deutlich feinkörniger als unterhalb von Paragneis-oder Amphibolitarealen.

Bach- und Flussablagerung

Entlang einiger Fließgewässer, insbesondere entlang des Stiefernbaches und Fahnbaches, treten größere Körper von fluviatilen, sandig-kiesigen Ablagerungen auf. Diese wurden großteils mithilfe des Laserscans kartiert, da dort die flachen Bereiche um die Flussläufe deutlich erkennbar und gut abgrenzbar sind.

Zusammenfassung und Diskussion

Der Rehberg-Komplex zeichnet sich im Kartierungsgebiet durch enge Wechsellagerungen verschiedener, SSW–NNE streichender Lithologien aus. Neben eher homogenen Arealen wechsellagern Amphibolite im Zentimeter- bis Meter-Bereich mit meist hellen Orthogneisen (Porphyroidgneisen), quarzitischen Paragneisen und hellen Quarziten. Die Porphyroidgneise enthalten zum Teil bis zu 0,5 cm große Feldspat-Porphyroklasten. Die Amphibolite sind teilweise einheitlich dunkel, feinkörnig und plattig, oft aber auch gebändert (Millimeter bis Zentimeter) aufgrund unterschiedlicher Korngrößen oder plagioklasreicher Lagen. Einige Zentimeter bis mehrere Meter mächtige Lagen bestehen fast ausschließlich aus Plagioklas und Epidot mit geringeren Anteilen an Quarz (± Biotit ± Muskovit ± Vesuvian ± Kalzit).

Im östlichen, liegenden Teil des Rehberg-Komplexes treten größere und kleinere Serpentinit-Körper auf. Innerhalb der Serpentinite findet man Lagen von Tremolitfels und Talkschiefer. Diese sind vermutlich entlang von Scherzonen durch Metasomatose aus den Serpentiniten entstanden.

In Vergesellschaftung mit den Serpentiniten sind auch Metagabbros zu finden. Diese kommen sowohl in Form von Zentimeter großen Linsen und Lagen im Amphibolit, als auch in größeren, kartierbaren Körpern vor.

Der Rehberg-Komplex ist umgeben von Paragneisen, die mit Glimmerschiefern und Granat-Glimmerschiefern wechseln. Im westlichen Teil des Kartierungsgebietes finden sich auch Züge von dunklen, grafitischen Quarziten. Im nordwestlichen Teil sind die Paragneise über weite Bereiche migmatisch. Dort treten auch schmale Züge von feldspat- und quarzreichen Orthogneisen auf.

Die enge Abfolge der verschiedenen Lithologien im Rehberg-Komplex, die Variabilität der Amphibolite und ihre enge Wechsellagerung mit Orthogneisen und Metasedi-

menten deuten auf vulkano-sedimentäre Ausgangsgesteine hin. Die hellen, kalksilikatischen, plagioklas- und epidotreichen Lagen könnten Metatuffite repräsentieren. Die Serpentinit-Körper und Metagabbros sowie die geochemischen Untersuchungen des Rehberg-Amphibolits durch Höck et al. (1997) weisen auf einen Ophiolith-Komplex hin. Weitergehende petrologische und geochemische Untersuchungen, die zur besseren Klärung des Ursprungs und der Entwicklung der Gesteine nötig sind, wurden im Zuge dieser Kartierungsarbeit jedoch nicht durchgeführt.

Literatur

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

Fuchs, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 45–61, Wien.

Fuchs, G. & Matura, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmischen Masse. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 1–43, Wien.

Höck, V., Montag, O. & Leichmann, J. (1997): Ophiolite remnants at the eastern margin of the Bohemian Massif and their bearing on the tectonic evolution. – Mineralogy and Petrology, **60**, 267–287, Wien.

Montag, O. & Höck, V. (1993): Geochemische Einsichten in moldanubische Amphibolite des Waldviertels. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **138**, 131–141, Wien.

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

Dominik Sorger

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartierungsgebiet und Aufschlusssituation

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme von Blatt 21 Horn wurde im Jahr 2019 eine geologische Karte im Maßstab 1:10.000 östlich von Stiefern und südwestlich des Manhartsberges aufgenommen. Das Arbeitsgebiet wird im Süden von der Straße zwischen Obernholz und Schönberg und im Osten durch die Straße Richtung Reikersdorf sowie im Norden durch den Tiefenbach begrenzt. Im Westen reicht es bis in die Nähe der Ackerflächen in den Bereichen der Fluren „Brandfeld“ und „Horach“. Im Norden schließt es außerdem an die Kartierung von Schantl (2017) an, im Westen und Südwesten an die von Roetzel und im Südosten an die von Linner.

Das Arbeitsgebiet ist größtenteils bewaldet und die Gesteine sind oft nur entlang großer Gräben und eingeschnittener Bachläufe aufgeschlossen. Auf Hoch- und Verebnungsflächen sind dagegen nur vereinzelt Aufschlüsse vorhanden, was nur eine Kartierung über Lesesteine möglich machte. Die Ergebnisse der Neuaufnahme sind über weite Teile vergleichbar mit der bestehenden Kartierung von Frasl (1974), bei genauerer Betrachtung zeigen sich jedoch Unterschiede vor allem im Detailgrad und im Verlauf lithologischer Grenzen.

Moldanubikum und tektonisch überschobenes Moravikum

Die Gesteine im Kartierungsgebiet können in unterschiedliche lithostratigrafische Komplexe unterteilt werden, die alle annähernd N–S streichen und in Richtung Nordwest bis Südwest einfallen. Die hangendsten Gesteine ganz im Westen, im Wesentlichen Glimmerschiefer und Paragneis und untergeordnet Amphibolit, können dem Moldanubikum zugeordnet werden. Die östlich anschließenden Komplexe werden hingegen alle dem Moravikum im tektonisch Liegenden des Moldanubikums zugeordnet. Den hangendsten Komplex des Moravikums im Westen bildet der Bittesch-Gneis, gefolgt von Glimmerschiefer und Paragneis, begleitet von Marmor, liegend Buttendorf-Granodioritgneis, wiederum Glimmerschiefer und Paragneis und schließlich Kriegenreith-Granodioritgneis ganz im Osten beziehungsweise im Liegendsten.

Moldanubikum

Glimmerschiefer und Paragneis

Im Westen des Arbeitsgebietes, zwischen Tiefenbachgraben und der Straße nach Schönberg, tritt silbrig glänzender Granat-Glimmerschiefer auf. Im Osten grenzt er an den Bittesch-Gneis des Moravikums. Über weite Teile ist nur eine Kartierung mittels Lesesteinen möglich und auch die seltenen Aufschlüsse geben keine Auskunft über die genauen Lagerungsverhältnisse. Das Gestein charakterisiert sich durch eine feinkörnige (~50 µm) Matrix aus Quarz und untergeordnet meist serizitisiertem Plagioklas und eine deutliche Schieferung, die von grobem, schuppigem Muskovit (≤ 1 mm) und feinerem Biotit (≤ 300 µm) gebildet wird. Häufig findet man präkinematisch gewachsene Granat-Porphyroblasten (≤ 2 mm) mit Einschlüssen von Muskovit, Quarz, Apatit und Rutil. Immer wieder treten Einschaltungen von feinkörnigem Granat-Biotit-Paragneis auf, der grundsätzlich dieselbe Paragenese aufweist wie der Glimmerschiefer. Die Paragneise zeichnen sich jedoch durch einen deutlich höheren Anteil an Quarz und Feldspat und ein eher massiges Auftreten aus. Im südlichen Bereich der Glimmerschiefer und Paragneise des Moldanubikums treten häufig helle, kantige, teilweise mylonitische Quarzite in Form von kleinen Linsen auf.

Amphibolit

Ganz im Südwesten, ungefähr 220 m nördlich der Straße nach Schönberg, tritt ein etwa 100 m breiter Amphibolitkörper auf, der im Norden und Süden an Glimmerschiefer und Paragneis sowie im Osten an Bittesch-Gneis grenzt. Das Gestein ist deutlich verfaltet und relativ feinkörnig (< 1 mm). Es setzt sich vor allem aus hell- bis blaugrüner, nematoblastischer Hornblende mit deutlichem Pleochroismus und einer Matrix aus Quarz, Plagioklas, Epidot/Klinozoisit, Apatit und Titanit zusammen. Bei den häufig auftretenden opaken Phasen handelt es sich vermutlich um Eisenoxide oder Eisensulfide.

Moravikum

Bittesch-Gneis

Im Osten schließt an die moldanubischen Glimmerschiefer und Paragneise ein etwa 450 m breiter Zug von Bittesch-Gneis an, der im Norden und Süden bis zur Grenze des Arbeitsgebietes und im Osten bis zum Mitterberg reicht. Der helle, ultramylonitische Orthogneis zeigt typischerweise einen dünnplattigen Bruch und eine deutliche Schieferung, üblicherweise mit gröberem Muskovit (≤ 2 mm) und sehr wenig, eher feinschuppigem Biotit (≤ 0,5 mm) auf den Schieferungsflächen. Charakteristisch sind bis zu 3 mm große Porphyroklasten aus perthitischem Kalifeldspat in einer eher feinkörnigen Matrix (≤ 300 µm) aus Quarz und Plagioklas. Akzessorisch treten häufig Zirkon, Apatit, Rutil und opake Phasen auf.

Glimmerschiefer und Paragneis

An der Liegendgrenze des Bittesch-Gneises im Bereich des Mitterberges und im Osten des Kartierungsgebietes, zwischen Buttendorf- und Kriegenreith-Granodioritgneis, im Bereich der Flur „Kotaschen“, treten zwei Züge von Glimmerschiefer und Paragneis auf, die dem Moravikum zugeordnet werden. Während der westliche Zug eine Breite von maximal 100 m erreicht und fast durchgehend von zwei Marmorzügen begleitet wird, misst der östliche an seiner breitesten Stelle rund 380 m und zeigt nur einzelne kleine Einschaltungen von Marmor. Beide Glimmerschiefer zeigen eine deutliche Schieferung und bestehen aus einer feinkörnigen Matrix aus Quarz und Plagioklas sowie gröberem (≤ 500 µm) Muskovit und feinerem Biotit. Vor allem im östlichen Zug tritt häufig quarzreicher, feinkörniger Paragneis auf, bei dem im Gegensatz zum Glimmerschiefer die Glimmer generell nur als sehr feinkörnige Lagen vorkommen. In beiden Lithologien findet man immer wieder Granat (≤ 250 µm) und Turmalin sowie akzessorisch Zirkon, Apatit und Rutil. Das Auftreten von kantigem, teilweise mylonitischem Quarzit inmitten der Glimmerschiefer und Paragneise ist auf den östlichen Zug beschränkt.

Marmor und Kalksilikatgestein

Marmor tritt zusammen mit Bittesch-Gneis oder Glimmerschiefer und Paragneis auf. Innerhalb des Bittesch-Gneises zieht ein etwa 500 m langer und 50 m breiter Marmorzug vom Südende des Arbeitsgebietes Richtung Norden und endet inmitten des Bittesch-Gneis-Körpers westlich des Mitterberges. Im Marmor finden sich kleinere Einschaltungen von Kalksilikatgestein und Quarzmobilisat.

An der Liegend- und Hangendgrenze des westlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zuges treten 10–20 m breite Marmorzüge auf, die abgesehen von ein paar kurzen Unterbrechungen vom Süd- zum Nordende des Arbeitsgebietes reichen. Auch in diesen Zügen sind kurze Bereiche aus Kalksilikatgestein zu beobachten.

Im südlichen Bereich des östlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zuges finden sich in der Flur „Kotaschen“ drei größere Marmorlinsen mit einem maximalen Durchmesser von 50 m sowie helle Quarzmobilisate in den angrenzenden Bereichen.

Marmor besteht typischerweise aus eher feinkörnigem Calcit (~1 mm) und veränderlichen Anteilen an Silikaten wie Quarz oder Biotit und Phosphat wie Apatit. Die Zusammensetzung reicht dabei von weißem, massigem, fast reinem Calcit-Marmor bis hin zu braunen, silikatreichen Varietäten. Letztere zeigen mit zunehmendem Glimmeranteil teilweise eine deutlich ausgeprägte Schieferung. Die innerhalb der Marmorzüge auftretenden, feinkörnigen, eher massigen Kalksilikatgesteine bestehen aus grünem bis blaugrünem Amphibol (≤ 500 µm) mit deutlichem Pleochroismus und einer feinkörnigen Matrix (≤ 100 µm), vorrangig aus Quarz, aber auch Diopsid, Klinozoisit, Apatit und Biotit.

Buttendorf-Granodioritgneis

Ein etwa 1 km breiter Körper aus Buttendorf-Granodioritgneis erstreckt sich zwischen den beiden Glimmerschiefer- und Paragneis-Zügen von der Nordgrenze des Arbeitsgebietes im Tiefenbachtal nach Süden. Über weite Teile, vor allem im Süden, wird er von Löss und lehmigem Sediment bedeckt. Der dunkle Orthogneis zeigt meist eine deutlich ausgebildete Schieferung und besteht aus einer feinkörnigen (100–200 µm) quarzreichen Matrix und bis zu 5 mm großen Porphyroklasten aus Kalifeldspat und Plagioklas. Daneben tritt häufig grober, grüner Aktinolith (≤ 2 mm) oder Biotit (≤ 1 mm), seltener auch Muskovit auf, typischerweise vergesellschaftet mit Epidot/Klinozoisit (≤ 300 µm). Akzessorisch findet man häufig Zirkon, Apatit und Titanit. Vor allem im Südosten, im Bereich der Flur „Kotaschen“, treten in dem Orthogneis große, möglicherweise gangförmige Körper (≤ 200 m) aus mylonitischem bis ultramylonitischem Quarzmobilisat auf. Einschaltungen vergleichbarer Gesteine in ähnlicher Position konnte bereits Schantl (2017) nördlich des Tiefenbachtales beobachten. Neben Quarz enthält dieses Gestein häufig Porphyroklasten aus perthitischem Kalifeldspat und selten auch Plagioklas.

Kriegenreith-Granodioritgneis

Ganz im Osten des kartierten Gebietes tritt im Liegenden des östlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zuges Orthogneis vom Typ Kriegenreith auf, der bis zur Grenze des Arbeitsgebietes an der Straße Richtung Reikersdorf reicht. Charakteristisch sind eine gute ausgeprägte Schieferung und das häufige Auftreten von bis zu 3 mm großen Plagioklas-, aber auch Kalifeldspat-Porphyroklasten. Die eher feinkörnige Matrix (≤ 300 µm) besteht aus Quarz, Epidot/Klinozoisit und akzessorisch Zirkon, Apatit und Titanit. Teilweise grober (≤ 1 mm) Muskovit und Biotit durchziehen, gehäuft in Bändern, das Gestein oder treten in Form von Glimmerfischen auf. Wie auch im Buttendorf-Granodioritgneis kommt es immer wieder zum Auftreten von mylonitischem bis ultramylonitischem und möglicherweise gangförmigem Quarzmobilisat mit Kalifeldspat-Porphyroklasten.

Lagerungsverhältnisse und strukturelle Beobachtungen

Die Schieferung streicht im Allgemeinen annähernd N–S, im Bereich der Flur „Kotaschen“ und östlich des Mitterberges teilweise eher NW–SE mit einem variablen Einfallswinkel (10–68°) in Richtung NW–SW. Die dazugehörige Streckungslineation fällt mit generell flachem Winkel (4–16°) Richtung S bis SSW ein. Schersinnindikatoren sind vor allem in den stark deformierten Ortho- und Paragneisen be-

ziehungsweise Glimmerschiefern zu finden. An Aufschlüssen bei denen eine orientierte Probennahme möglich war zeigen diese eine Bewegung mit Top in Richtung Norden, was als Überschiebungsrichtung des Moldanubikums über das Moravikum interpretiert werden kann.

Viele Glimmerschiefer, Paragneise und Orthogneise zeigen Anzeichen deutlicher Mylonitisierung. Das betrifft insbesondere die liegendsten Teile der moldanubischen Glimmerschiefer und Paragneise nahe der Moldanubischen Überschiebung ganz im Westen des Arbeitsgebietes. Bittesch-Gneis auf der moravischen Seite der Überschiebung zeigt ebenfalls durchwegs mylonitische bis ultramylonitische Deformation. Im östlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug, zwischen Buttendorf- und Kriegenreith-Granodioritgneis, findet man häufig mylonitische Quarzite und quarzreiche Paragneise. In den angrenzenden Bereichen in den Orthogneisen treten häufig mylonitische bis ultramylonitische Körper aus Quarzmobilisat auf, aber auch Buttendorf- und Kriegenreith-Granodioritgneis selbst sind teilweise mylonitisch deformiert. Das vermehrte Auftreten von mylonitisch deformierten Gesteinen an den Grenzen unterschiedlich kompetenter Lithologien deutet auf partitionierte Deformation in Form lokaler Scherzonen hin.

Die Amphibolite im Moldanubikum, ganz im Südwesten des Arbeitsgebietes, nördlich der Straße nach Schönberg, zeigen zudem eine deutliche Verfaltung im Millimeter- bis Zentimetermaßstab. Aufgrund der nicht optimalen Aufschlussverhältnisse in diesem Bereich konnte aber die genaue Geometrie der Verfaltung nicht geklärt werden.

Regionalmetamorphose im Moldanubikum und Moravikum

Im direkten Vergleich der Glimmerschiefer und Paragneise fällt auf, dass die Gesteine im Moldanubikum deutlich größere Granate und häufig gröbere Glimmer beinhalten, im Vergleich zu ihren generell eher feinkörnigen Pendants im Moravikum. Dies deutet auf einen etwas höheren Metamorphosegrad in der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies im Moldanubikum hin. Wohingegen die Paragenesen der moravischen Gesteine generell auf eine Metamorphose in der unteren bis mittleren Grünschieferfazies schließen lassen. Diese sprunghafte Änderung der metamorphen Bedingungen kann als zusätzliches Indiz für die Deckengrenze zwischen Moldanubikum und Moravikum interpretiert werden. Obwohl die moravischen Glimmerschiefer im östlichen Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug teilweise gröber sind jene im westlichen, konnte keine signifikante Änderung des Metamorphosegrades von West nach Ost innerhalb der moravischen Einheiten festgestellt werden.

Quartäre Sedimente

Sandig-kiesige, fluviatile Ablagerungen findet man in den Gräben entlang des Tiefenbaches und kleinerer Seitengräben. Solifluktions- und Flächenspülungsablagerungen, vorwiegend Lehme mit unterschiedlichem Anteil an Kristallingrus, konnten in Hangfußlagen und flachen Senken an Bachoberläufen festgestellt werden.

Östlich und südöstlich des Mitterberges beziehungsweise nördlich und nordöstlich der Flur „Große Heide“ und im Bereich der Flur „Kotaschen“ liegen über weite Flächen teilweise lehmige, hellbraungelbe bis hellbraune und mehrere Meter mächtige Lössablagerungen, in die sich tiefe Gräben einschneiden. Inmitten und am Ostrand der großen lössbedeckten Fläche nördlich der Flur „Große Heide“ tritt vermehrt lehmiges Sediment mit häufigen Kristallinkomponenten auf. Auf der Lössfläche etwa 480 m östlich vom Mitterberg konnte ein Vorkommen eines Paläobodens dokumentiert werden.

Literatur

Frasl, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A37–A42, Wien.

Schantl, P. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 328–330, Wien.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 2019 über strukturgeologische Aufnahmen in der Troiseck-Floning-Decke auf Blatt 102 Aflenz Kurort

Martin Reiser

Im Zuge der Manuskripterstellung für ÖK50 Blatt 102 Aflenz Kurort erfolgten im Frühjahr 2019 strukturgeologische Neuaufnahmen in der Troiseck-Floning-Decke. Das Aufnahmegebiet erstreckte sich dabei zum Teil auch auf ÖK50 Blatt 103 Kindberg. Die Aufnahmen umfassten die Kristallingesteine des Troiseck-Komplexes (Paragneis, Amphibolit und Orthogneis) sowie dessen permotriassische Bedeckung („Thörler Zug“). Letzterer besteht überwiegend aus permischen Metavulkaniten (Metarhyolite) und permotriassischen Metasedimenten (Quarz- und Serizitphyllit, Quarzit, Metakonglomerat und Metakarbonat). Im Gelände wurden sowohl duktile als auch spröde Strukturen aufgenommen. Bei ersteren handelt es sich um planare (z.B. Schieferungen und Faltenachsenebenen) und lineare (z.B. Streckungslineare, Minerallineationen, Faltenachsen) Strukturelemente sowie um Bewegungsrichtungsindikatoren (z.B. asymmetrische Porphyroklasten, Scherbandgefüge). Bei den Sprödstrukturen wurden überwiegend Störungen aufgenommen. Für die Bearbeitung der Strukturen

wurden Kartierungen von MATURA (1996), NIEVOLL (1986, 1987) und RANTITSCH et al. (2014) als Arbeitsgrundlage verwendet, daher wird in diesem Bericht auf eine eingehendere lithologische Beschreibung verzichtet.

Metamorphoseentwicklung

Die Gesteine der Troiseck-Decke sind Teil des Silvretta-Seckau-Deckensystems und zeigen eine polyphase Metamorphoseprägung. Eine erste, mittelgradige Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen kann anhand geochronologischer Altersdaten einem variszischen Metamorphoseereignis im Oberdevon bis Karbon zugeordnet werden (HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1997; SCHMIDT, 1999; SCHUSTER et al., 2001, SCHUSTER & NOWOTNY, 2016). Eoalpidisch wurden sowohl die Kristallingesteine, als auch deren permotriassische Bedeckung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies überprägt (HANDLER, 1994; DALLMEYER et al., 1998; SCHMIDT, 1999). Ein permisches Metamorphoseereignis konnte in den Paragneisen und Amphiboliten des Troiseck-Komplexes nicht nachgewiesen werden, vielmehr weist das Auftreten von permischem Metarhyolith, der dem Kristallin an der Basis der mesozoischen Abfolge auflagert, auf eine oberflächennahe Position hin.

Im Dünnschliff zeigt sich in den Paragesteinen eine erste Paragenese mit Plag + Bt + Ms + Qtz ± Grt, die retrograd von Albit, Serizit, Chlorit, Klinozoisit/Epidot überwachsen wird. In den Amphiboliten ist eine primäre Paragenese aus Hbl + Plag + Qtz ± Grt + Ttn + Ilm + Ap vorhanden. Ilmenit wird meist von Titanit überwachsen. Laut geochemischer Analysen handelt es sich bei den Amphiboliten um Basalte mit kalkalkalischer Zusammensetzung (HASTIE et al., 2007). Ein Granatamphibolit mit Kelyphitsäumen von der Lokalität Neußlriegel ist nach HASTIE et al. (2007) als Basalt mit tholeiitischem Chemismus und Inselbogen-Signatur anzusprechen. Die retrograde Überprägung zeigt sich anhand der randlichen Umwandlung von Hornblende in Biotit und Chlorit, sowie anhand der Serizitisierung von Plagioklas. Der Granat ist meist zerbrochen und teilweise chloritisiert. In den permotriassischen Gesteinen (z.B. im Metarhyolith) ist alpidisch prograde Chloritsprossung zu beobachten.

Die Unterschiede in den Metamorphosebedingungen (Amphibolitfazies vs. Grünschieferfazies) in Kombination mit dem Vorhandensein von polymetamorphen prä-mesozoischen und monometamorphen mesozoischen Gesteinen erlauben eine Zuordnung der duktilen Strukturen (z.B. Falten und Streckungslineare) und Schersinne zur variszischen bzw. alpidischen Überprägung. Die Kristallingesteine des Troiseck-Komplexes erfuhren eine variszische und eoalpidische duktile Überprägung, während die duktilen Strukturen in den permotriassischen Gesteinen des „Thörler Zugs“ nur eoalpidischen Ursprungs sein können. Die Beobachtung von sich überlagernden oder überprägenden Strukturen, sowie Übergänge von duktiler zu spröder Deformation erlauben eine weitere Untergliederung der Deformationsereignisse. Die post-eoalpidische Strukturprägung erfolgte unter spröd-tektonischen Bedingungen, jedoch konnte anhand der Geländedaten nur eine relative Abfolge der Strukturen erstellt werden. Diese Abfolge wird mit einem überregionalen Schema der Deformationsphasen und den damit assoziierten Strukturen (PERESSON & DECKER, 1997) diskutiert.

Beschreibung und Interpretation der Strukturen

Aus den Geländeaufnahmen ergibt sich folgendes Bild für die tektonische Überprägung der Gesteine:

Als älteste Strukturüberprägung (**D1**) zeigt sich in den Kristallingesteinen ein reliktisches Streckungslinear auf den Schieferungsflächen. Im Amphibolit und im Paragneis lassen sich oft wurzellose, isoklinale Falten beobachten, die vermutlich im Zuge einer amphibolitfaziellen Metamorphose gebildet wurden. Die ungefähr NE–SW streichenden Lineare wurden zusammen mit einer ersten Generation von Faltenachsen bei den folgenden Deformationsereignissen verfaltet. Diese verfalteten Lineare werden zusammen mit isoklinalen Falten (vor allem im Amphibolit erhalten), einer prä-alpidischen, amphibolitfaziellen Überprägung zugeordnet.

Diese erste Generation von Strukturen wird von einer zweiten Deformation (**D2**) überprägt, die vermutlich auch für den Großfaltenbau der Troiseck-Floning-Decke verantwortlich ist. Aus dem bivergenten Einfallen der Schieferung nach Nordwest und Südost in Kombination mit Faltenachsen von Parasitärfalten kann eine ENE–WSW streichende Faltenachse abgeleitet werden, welche die gesamte Troiseck-Floning-Decke überprägt. Diese Faltenachsen stehen ungefähr senkrecht auf ein NW–SE gerichtetes Streckungslinear, das sowohl im Kristallin (schwach ausgeprägt), als auch deutlich ausgeprägt im Metarhyolith und im Metakonglomerat an der Basis des „Thörler Zugs“ angetroffen wurde. Damit assoziiert ist ein NW-gerichteter Schersinn, der anhand von Sigmaklasten im Metakonglomerat (der Aufschluss befindet sich südlich von Turnau, westlich der Lokalität Schwabenberg auf Blatt 103 Kindberg) beobachtet wurde. Kontinuierlich andauernde oder erneute Verfaltung unter kühleren Bedingungen (NW–SE-Kompression im Eozän bis Oligozän; PERESSON & DECKER, 1997) überprägt die Schieferung vor allem am Nordrand der Troiseck-Decke und rotiert das D2-Streckungslinear in ein E–W-Streichen. Die Zuordnung der horizontalen Lineare ist oft nicht eindeutig möglich. Der Nachweis dieser D2-Deformation in den permotriassischen Gesteinen erlaubt eine zeitliche Zuordnung zur eoalpidischen Überprägung.

Im Metakonglomerat des „Thörler Zugs“ lässt sich beobachten, wie das NW–SE-Linear der D2-Phase von subhorizontalen, E–W streichenden Krenulationsfalten mit S-fallenden Achsenebenen überprägt wird. Zusammen mit N-gerichteten *fault-propagation folds* und S-vergenten Rücküberschiebungen (z.B. westlich des Thörlbaches, am südlichen Rand des Kartenblattes) werden diese sprödduktilen post-D2-Deformationsstrukturen als **D3** interpretiert. Spröde N-gerichtete Aufschiebungen, beispielsweise im Dolomitmarmor am Großmühlberg, oder im Paragneis in der Thörlschlucht, sind vermutlich ebenso D3 zuzuordnen, jedoch ist eine zeitliche Einordnung dieser Deformationsphase ohne zusätzliche Daten schwierig. Anhand des Schemas von PERESSON & DECKER (1997) scheint eine Korrelation der D3-Phase mit kompressiver Deformation im Oligozän–Miozän („T2: N–S Kompression“) möglich.

Die im Folgenden beschriebenen spröden Störungen werden unter **D4** zusammengefasst. Entlang des Stübmingbaches sind in den Kalk- und Dolomitmarmoren top-NE gerichtete Überschiebungen (Striemung im Karbonat ca. 225/30) und WSW–ENE streichende sinistrale Seitenverschiebungen zu beobachten. Diese Strukturen werden in

Zusammenhang mit der miozänen Öffnung des Aflenz-Beckens gestellt und von PERESSON & DECKER (1997) als kompressives Ereignis im mittleren Miozän („*T3: NE–SW compression*“) zusammengefasst.

Nord-Süd streichende, nach E einfallende Abschiebungen schneiden die E–W streichenden Seitenverschiebungen ab und werden zusammen mit konjugierten, N–S streichenden Brüchen im Metakonglomerat des „Thörler Zugs“ einem jüngeren, extensionellen Ereignis zugeordnet („*T4: E-directed extension*“; PERESSON & DECKER, 1997).

In einem kleinen Quarzitsteinbruch, auf der Südseite des Großmühlbergs konnten dextrale SW–NE streichende Seitenverschiebungen (Harnischstriemung fällt nach Südwesten ein) eingemessen werden. Zusammen mit sinistralen, NW–SE streichenden Seitenverschiebungen werden diese einer kompressiven Phase zugeordnet, die vermutlich mit einer spät-miozänen E–W-Kompression korreliert werden kann (T5 sensu PERESSON & DECKER, 1997).

Literatur

DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of thrusting within a thickskinned tectonic wedge: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb-Sr ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. – Journal of Geology, **106**, 71–86, Cambridge.

HANDLER, R. (1994): $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. – Unveröffentlichte Dissertation, Karl-Franzens-Universität Graz, 143 S., Graz.

HANDLER, R., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1997): $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – Geologische Rundschau, **86**/1, 69–80, Berlin.

HASTIE, A.R., KERR, A.C., PEARCE, J.A. & MITCHELL, S.F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. – Journal of Petrology, **48**/12, 2341–2357, Oxford.

MATURA, A. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Troiseckkristallin und in den nördlich anschließenden Einheiten auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **139**/3, 320–322, Wien.

NIEVOLL, J. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**/2, 409–411, Wien.

NIEVOLL, J. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**/3, 300–301, Wien.

PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – Tectonophysics, **272**/2–4, 125–157, Amsterdam.

RANTITSCH, G., NISCH, T., MALI, H. & WALLNER, D. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 294–295, Wien.

SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 127 S., Wien.

SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – In: SCHUSTER, R. & ILICKOVIC, T.: Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie der Kartenblätter GK50 ÖK 103 Kindberg und ÖK 135 Birkfeld, Mitterdorf im Mürztal, 21.–25. September 2015, 10–37, Wien.

SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001): Lithologien, Metamorphosengeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2001 – Neuberg a. d. Mürz, 29–56, Wien.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen in der permotriassischen Schichtfolge des Gaisberg-Gebietes („Gaisberg-Trias“) bei Kirchberg in Tirol auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

ALFRED GRUBER, HUGO ORTNER (Auswärtiger Mitarbeiter), BENJAMIN HUET, CHRISTOPH IGLSEDER & MICHAEL LOTTER

In Ergänzung bisheriger geologischer Untersuchungen zur sogenannten „Gaisberg-Trias“ bei Kirchberg in Tirol (Blatt GK 121 Neukirchen am Großvenediger) fanden im Herbst 2019 Begehungen im Gebiet Wiegalm, Kienzinggraben, „Kobinger Graben“ bei Unterstätt und am Ostabfall des Gaisberges statt. Die Geländetage wurden teilweise gemeinsam mit Hugo Ortner (Universität Innsbruck) sowie den Kollegen Benjamin Huet und Christoph Iglseder absolviert. Zweck der Geländekampagne waren einerseits die strukturgeologische Neubewertung der, innerhalb der Staufen-Höllengebirge-Decke (Tirolisch-Norisches-Deckensystem) liegenden, basalen, E-fallenden Störungsfläche, welche die Perm-Trias-Schichtfolge (Hangendblock) gegen die unterlagernden paläozoischen Metasedimente und Metavulkanite des Basements (Glemmtal- und Hochhörndler-Komplex, ehemals „Grauwackenzone“) trennt. Andererseits wurden der lithologische Aufbau und die Verbreitung der Nordalpinen Raibler Schichten als Marker-Schichtglied für den tektonischen Bau näher untersucht und die Existenz möglicher großräumiger gravitativer Massenbewegungen geprüft.

Kurzabriss der geologischen Erforschung (i.w. nach Stingl, 2015a)

Die sogenannte „Gaisberg-Trias“ bildet auf dem Kartenblatt 121 ein isoliertes, etwa 10 km² großes Vorkommen von permotriassischen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen, allseits umgeben und tektonisch begrenzt von paläozoischen Gesteinen des Basements (ehemals „Grauwackenzone“). Das Basement und die „Gaisberg-Trias“ sind Teil der Staufen-Höllengebirge-Decke. Beiträge zur Schichtfolge und zum geologischen Bau lieferten bisher folgende Autoren: Schlosser (1895) erwähnt stratigrafische Details, Fossilfunde in den Nordalpinen Raibler Schichten und die fazielle Herkunft der Gaisberg-Trias vom Inntal. Ampferer (1907) beschreibt Grundlegendes zum Schichtaufbau, der von den permischen Brekzien und Sandsteinen bis zum obertriassischen Hauptdolomit reicht, zur Tektonik und zu gravitativen Massenbewegungen und veröffentlicht eine erste geologische Karte. Heissel (1957) ordnet die Trias-Entwicklung der Berchtesgadener Fazies zu, gekennzeichnet durch Wetterstein-/Ramsaudolomit. Barnick (1962) liefert eine Detailstudie zur Sedimentologie und Deformation der basalen Rotsedimente. Malzer (1964) erstellt im Rahmen seiner Dissertation eine verbesserte geologische Karte. Mostler et al. (1986) verfeinern die geologische Karte. Belocky et al. (1999) untersuchen radiometrisch den ungewöhnlich hohen Urangehalt im Hauptdolomit des Gaisberges und beschreiben mehrere Mikrofaziestypen der Kalke in den Nordalpinen Raibler Schichten, deren Brachiopodenfauna Siblik (1999) bestimmt. Heinisch (2000a, b, 2004) liefert mit seinen Beiträgen zusätzliche stratigrafische und strukturelle Details, die mit den bisherigen Erkenntnissen konformgehen. Ortner & Reiter (1999) und Ortner et al. (2006) interpretieren die Gaisberg-Trias im Profilschnitt als extensionales Allochthon auf einer großen subhorizontalen Abschiebung, im Gegensatz zu allen bisherigen Bearbeitern, die von einer (Decken-)Überschiebung bzw. „Basisüberschiebung“ ausgehen.

Schichtfolge

Die Beschreibung der teils unvollständigen und reduzierten Schichtfolge bezieht sich in erster Linie auf die Geländebegehungen 2019 und soll als Ergänzung zu den bereits vorhandenen Arbeiten (siehe oben) betrachtet werden. Für weiterführende Informationen zu den permischen und untertriassischen Schichtgliedern auf diesem und den angrenzenden Kartenblättern 90, 91, 122 und 123 sei auf die Publikationen von Stingl (1983, 1987, 1989, 2015a, b), Krainer & Stingl (1986) und Barnick (1962) verwiesen. Einen Gesamtüberblick über die Stratigrafie gibt Malzer (1964), Details zu den Nordalpinen Raibler Schichten finden sich in Belocky (1999) und Siblik (1999).

Die besten Aufschlüsse der insgesamt lückenhaften Abfolge der „unterpermischen“ bis mitteltriassischen Schichtglieder sind im unteren Kobinger Graben zu finden, der südlich des Gehöfts Reiserer in das Spertental mündet. Die aufrechte Abfolge beginnt mit der sogenannten **Basisbrekzie**, Ablagerungen des Oberpennsylvaniums? (Oberkarbon) bis Cisuraliums (Unterperm), die hier nur in kümmerlichen, auf Kataklasiten und Fault Gouges der Löhnersbach-Formation aufliegenden Resten von wenigen Metern erhalten ist. Ein weiteres Vorkommen befindet sich nördlich der Wiegalm auf ungefähr 1.500 m Höhe. Die Gesteine bestehen aus unreifen, polymikten, sehr kompakten Grob- bis Feinbrekzien mit aufgearbeiteten Klasten altpaläozoischer Gesteine des Basements (Wildseeloder-, Hochhörndler- und Glemmtal-Komplex), die sich je nach Untergrund aus Dolomiten, Kalken (Wildseeloder- und Hochhörndler-Komplex), Metasiliziklastika (alle Komplexe) und Metavulkaniten (Glemmtal-Komplex) zusammensetzen. Die spärliche Grundmasse besteht aus rotem, siltig-tonigem Material. Typisch sind beispielsweise stylolithische Kornkontakte und die plastische Verformung der Kalkklasten sowie Umfließungsstrukturen spröder Dolomitklasten, wodurch das Gestein ein ausgeprägtes Bändergefüge zeigt (Stingl, 2015a, b). Die Brekzien liegen generell – wo ungestört – mit erosionsdiskordantem Kontakt auf dem durch variszische Metamorphose und Deformation geprägten altpaläozoischen Untergrund. Faziell handelt es sich laut Stingl (1983, 2015a, b) um Ablagerungen „lokaler alluvialer Schuttfächer mit Murstromtätigkeit“. Zum Vergleich: Außerhalb des betrachteten Gebietes erreicht die Basisbrekzie am Kartenblatt zum Beispiel am Saukogel nördlich der Hohen Salve mindestens 200 m Mächtigkeit. Ähnliches gilt auch für die Brekzienvorkommen am östlich angrenzenden Kartenblatt 122 Kitzbühel im Gebiet Schattberg–Hahnenkamm.

Darüber folgt, ohne beobachtbaren lokalen stratigrafischen Zusammenhang zur Basisbrekzie, die **Gröden-Formation**, Ablagerungen des Lopingium (Oberperm). Die Aufschlüsse im Kobinger Graben zeigen von ca. 1.020 m Höhe aufwärts eine sich verzahnende Wechselfolge von dickbankigen, unreifen Quarzkonglomeraten in Rinnenstrukturen und teils feingeschichteten, unreifen (Mürb-) Sand-, Silt- und Tonsteinen mit reichlich Glimmerführung und häufigen Wühlgefügen. Die Mächtigkeit beträgt mehrere Zehnermeter. Die Gröden-Formation stellt nach Stingl (1983, 1989, 2015a, b) Ablagerungen alluvialer Schuttfächer- und lakustriner Playasysteme dar. Mit dem starken Zurücktreten der Silt- und Tonsteine und mit den letzten Konglomeratbänken wurde im Kobinger Graben auf ca. 1.100 m Höhe die Grenze zum **Unteren Alpinen Buntsandstein** gezogen. Gebankte, kräftig ziegelrote Quarzsandsteine mit Rippel- und trogförmiger Schrägschichtung in Rinnen sowie nach oben feiner werdender Gradierung bilden die Hauptlithologie. Untergeordnet sind rote Silt- und Tonsteine eingeschaltet. Diese sind im Unterschied zur liegenden Gröden-Formation weitgehend glimmerfrei (Stingl, 1987, 1989, 2015a, b). In einem der Gräben nördlich Leiten konnten auf Schichtflächen auch Abdrücke von Wellenrippeln entdeckt werden. Im oberen Abschnitt treten vermehrt hellrosa bis weiße, karbonatische Quarzsandsteine, zuletzt dünne graue und grüne Siltstein-Lagen hinzu. Diese für den **Oberen Alpinen Buntsandstein** charakteristischen Lithologien sind in zunehmendem Maße von Störungen und dünnen Kataklasitbändern durchsetzt. Eine Abtrennung von Unterem und Oberem Alpinen Buntsandstein wurde daher und auch aufgrund der geringen Mächtigkeit von insgesamt wenigen Zehnermetern nicht für sinnvoll erachtet. Gröden-Formation und Alpiner Buntsandstein sind in den Gräben von Leiten nordwärts, und nach Süden (Graben des Kienzingbachs) tektonisch stark kataklastisch überprägt und auf wenige Meter reduziert sowie in Massenbewegungen involviert. In dieser Ausprägung findet man diese Rotsedimente auch am Ausgang

der SW–NE streichenden Gräben nördlich und östlich der Bärstättalm, nordwestlich der Gaisberg-Lift-Bergstation im Meridian der Bärstättalm und an der Basis des Wettersteindolomits bei der Wiegalm. Das Ablagerungsmilieu des Alpinen Buntsandsteins stellt den Verzahnungsbereich zwischen einem distalen, verzweigten Fluss-System und einem Küstenenvironment dar.

Über dem Alpinen Buntsandstein folgt im Kobinger Graben eine wenige Meter dicke, ockergelb verwitternde, rauwackige Dolomitbank, die tektonisch (durch Überschiebung?) verdoppelt ist. Mit dieser Rauwacke ist in typischer Weise der Übergang zur **Reichenhall-Formation** erreicht. Diese ist trotz ihrer geringen Mächtigkeit und starken Deformation an vielen Stellen in der Umrahmung der Gaisberg-Trias als typischer gelber Leithorizont aufgeschlossen. Die Reichenhall-Formation markiert den Beginn einer langanhaltenden marinen Karbonatfazies-Entwicklung in der Trias. Die Rauwacke wird von einer Wechselfolge aus dünnbankigen, dunkelgrau-schwarzen, fossilleeren, sandigen, teils laminierten Dolomiten („Sandiges Anis"?), dicker-bankigen, mittelgrauen Dolomiten und dunkelgrauen, cm- bis dm-dicken Tonsteinzwischenlagen überlagert. Auf diese folgen zunehmend hellgraue und dicker bankige Dolomite, schließlich scheckige, mittel- bis hellgraue, undeutlich gebankte, sparitische Dolomite, die hier eine morphologische Steilstufe bilden. Bisher wurden die gut gebankten, dunkelgrauen Dolomite von allen Bearbeitern mit dem **Gutensteiner Dolomit** gleichgesetzt. Hier ist zu erwähnen, dass die Reichenhall-Formation ebenfalls dunkelgraue Dolomite und Tonsteinlagen enthalten kann. Die Gutensteiner Schichten stellen in der Regel Beckensedimente dar, mit denen die erste Karbonatplattform-Entwicklung der Trias (**Steinalm-Formation**) verzahnt. Im gegebenen Fall wäre letztere mit Vorbehalt durch die dickeren, mittelgrauen Dolomitbänke repräsentiert. In Ergänzung kommen im Graben nördlich von Leiten zwischen 960 m und 980 m Höhe auch dünnbankige, teils laminierte, dunkelgrau-blaue, sparitische Dolomite vor, wobei in den etwas dickeren Bänken kalzifizierte Wühlspuren zu finden sind, welche kennzeichnend für die **Virgloria-Formation** sind. Diese stellt als flache Hangfazies ein Bindeglied zwischen Becken und Plattform dar. Wegen der, den einzelnen anisischen Formationen schwer zuordenbaren Lithologien werden diese hier im Überbegriff **Alpine Muschelkalk-Gruppe** zusammengefasst.

Die undeutlich gebankten bis massigen Dolomite im Profil Kobinger Graben deuten auf eine **Riffbildung** hin und werden mit dem **Wettersteindolomit** (veraltet **Ramsaudolomit**) korreliert. Eine eindeutige Abtrennung zur stratigrafisch liegenden Steinalm-Formation, hier zusätzlich erschwert durch die Dolomitisierung, ist nur dort möglich, wo die **Reifling-Formation** zwischengeschaltet ist. Gesteine dieser hemipelagischen Beckenfazies des höheren Anisiums bis Ladiniums konnten mit wenigen Metern Mächtigkeit in zwei SW–NE streichenden Gräben nördlich und östlich der Bärstättalm auf 1.180 m bzw. 1.100 m und in einem Graben ca. 300 m nördlich Leiten auf etwa 1.030 m Höhe entdeckt werden. Es handelt sich um hell- bis mittelgraue, plattig und wellig gebankte, cm- bis dm-dicke, verkieselte Kalke und Dolomite. Charakteristisch sind dunkle Kieselknauern, flaschengrüne Schichtbeläge und zwei bis 15 cm dicke Einschaltungen von hellgrünen, kräftig ockergelb verwitternden, plastischen und erdig riechenden Ton- und Siltsteinen, die als Tuff (Pietra Verde) interpretiert werden. Über der Reifling-Formation folgt in allen Aufschlüssen undeutlich gebankter bis massiger Wettersteindolomit. Das heißt, die Rifffazies progradiert über die Beckenfazies. Der Wettersteindolomit ist somit im Gaisberg-Gebiet großteils in **Riff- bis Riffhang-Fazies** entwickelt. Diese lässt sich neben dem Bankungstyp auch durch zahlreiche Funde von „Großoolithen" und umkrusteten Bio- und Lithoklasten belegen. Letztere beobachtet man am oberen Steig von der Bärstättalm zur Bergstation des Gaisberg-Lifts und an der neuen Almstraße vom Gasthof Schirast über Hagau zur Bärstättalm auf ca. 1.240–1.260 m Höhe. Im oberen Abschnitt ist der Wettersteindolomit meist deutlicher gebankt. Am östlichen Rand der Weidefläche der Bärstättalm sind durchwegs mittel- bis hellgraue, stromatolithische und dunkel-stahlgraue, feinlaminierte Lithotypen ausgebildet, die eine **Lagunenfazies** anzeigen. Auch am alten Fußweg von Hagau zur Kobingerhütte, oberhalb von 1.400 m, trifft man durchwegs auf wechselnd gebankte, hell- bis mittelgraue, zum Teil stromatolithische Dolomite, lokal mit Algenschutt. Gelegentlich sind dunkelgraue Dolomite zwischengeschaltet. Am Steig von der Kobingerhütte zum südlichen Vorgipfel des Gaisberges (Pkt. 1.749 m) fallen in der Folge verstärkte Dünnbankigkeit und dunklere Farbe der nunmehr häufig laminierten Dolomite auf. Feine Lagen mit Algenbruchstücken, zum Teil mit großen Querschnitten, sind nicht selten. Diese wurden auch im Schutt nördlich der Wiegalm aufgelesen. MALZER (1964) erwähnt diesbezüglich Funde von *Teutloporella herculea* STOPPANI. Hie und da treten auch Hohlraumgefüge vom Typ Großoolithe auf, bei der Panoramatafel (ca. 1.730 m) sind Stromatolithlagen zu sehen. Vermutlich handelt es sich hier um einen riffnahen Lagunenbereich. Etwa 100 m nördlich des Kreuzes des Vorgipfels grenzt der Wettersteindolomit mit einer steilen Störung an Dolomite der Nordalpinen Raibler Schichten bzw. des basalen Hauptdolomits. Der Übergang von der Riffhang- in die Lagunenfazies des Wettersteindolomits lässt sich auch gut am Nordabfall des Gaisberges (1.770 m) im Wechsel von groben Bänken (östlich des tiefen Grabens) zu gebankten, laminierten Dolomiten (westlich dieses Grabens) einsehen. Nordöstlich der Bärstättalm auf ca. 1.360 m Höhe (bei großer breitkroniger Fichte am Weiderand) kommen am Top des Wettersteindolomits wenige Meter mächtige, dünnbankige, dunkelgraue bis schwarze Dolomite und Dolomitmergel mit mm- bis cm-dicken hellen Lagen aus feinen Bioklasten vor. Aufgrund der noch in Arbeit befindlichen Probenauswertung muss die detaillierte lithostratigrafische Zuordnung dieser Gesteine offenbleiben.

Unmittelbar über dem Wettersteindolomit folgen braun-gelbliche Mergel, schwarze Tonsteine mit detritärem Glimmer und dunkelgraue, feinstlaminierte Dolomite der **Nordalpinen Raibler Schichten**. In den nur wenig gestörten Profilen der Gräben nordwestlich Leiten (gute Aufschlüsse auch entlang des neuen Fahrwegs von Leiten zur Leitner Alm) beginnt die Abfolge über einer dm-dicken, rostig verwitterten „Pyritschwarte" auf dem Wettersteindolomit mit dunkelgrün-grauen, Glimmer führenden mürben Feinsandsteinen und fettigen schwarzen Tonsteinen, die bis 8 m mächtig sind. Darauf folgen dunkelgraue Dolomite, dünnplattige, feinlaminierte, schwarze Dolomite und mehrere bis 2 m dicke Tonsteinhorizonte im Wechsel mit braun-grünen Mergeln, gelblichgrün verwitternden, schwarzen, peloidalen, onkolithischen, oolithischen und

Brachiopoden- und Bivalvenschill führenden Kalken. Letztere sind in Form wenige Meter mächtiger Züge eingeschaltet. Ein häufiges Leitfossil darin ist die Auster *Lopha montis caprilis*. Die Mikrofazies und Makrofauna dieser Kalke wurde in den Aufschlüssen am Steig nordöstlich unterhalb der Bärstättalm zuletzt von BELOCKY et al. (1999) und SIBLIK (1999) eingehend untersucht. In das stratigrafisch Hangende besteht ein Übergang in eher monotone, teils sehr dünnbankige, feinlaminierte, bräunlich verwitternde, blaugraue bis schwarze, leicht bituminöse Dolomite. Darin gibt es dünne Tonsteinzwischenlagen, die insbesondere entlang des letzten Stückes der Straße zur Bärstättalm anstehen. Die Grenze zum lithologisch ähnlichen Unteren Bituminösen Hauptdolomit wurde etwas höher als bisher gehandhabt, mit dem Aussetzen der Tonsteinlagen gezogen. Damit erlangen die Nordalpinen Raibler Schichten eine wesentlich größere Verbreitung als in den bisherigen Kartendarstellungen. Allerdings ist der basale Kontakt zum Wettersteindolomit häufig gestört und die feinklastischen Horizonte tektonisch ausgedünnt. Die Aufschlüsse bei der Kapelle oberhalb der Kobingerhütte entpuppten sich als lagunärer Wettersteindolomit. Die Vorkommen von Raibler Schichten weiter nördlich im Graben, am Steig zur Bärstättalm grenzen nach Süden mit einer Störung an den Wettersteindolomit. MALZER (1964) hat nördlich des Gaisberg-Vorgipfels (1.749 m) in seiner geologischen Karte Reste von Raibler Schichten eingetragen, womit möglicherweise die dortigen dünnbankigen, dunklen, laminierten Dolomite gemeint sind.

Der **Hauptdolomit** setzt sich aus gut gebankten, mittel- bis dunkelgrauen, laminierten, bituminösen Dolomiten, helleren, stromatholitischen Dolomiten, dichten, feinsparitischen, aber auch zuckerkörnigen arenitischen Dolomiten und intraformationellen Brekzienlagen zusammen. BELOCKY et al. (1999) stellten im Hauptdolomit des Gaisberges einen erhöhten Urangehalt quer über alle Faziestypen hinweg fest.

Geologischer Bau

Die Schichtfolge der „Gaisberg-Trias“ ist im Großen und Ganzen durch mittelsteiles bis sehr steiles NW- bis W-Fallen gekennzeichnet. Sie liegt winkeldiskordant auf einer flach E bis SE fallenden Störungsfläche, die von einer markanten, mehrere Meter dicken Kataklase- und Fault Gouge-Zone begleitet wird, von der der Hangendblock („Gaisberg-Trias“) wie der Liegendblock (leicht metamorphe siliziklastische Sedimente der Löhnersbach- bzw. Schattberg-Formation im Glemmtal-Komplex) gleichermaßen stark erfasst sind. Die Gesteine sind hierbei bis in den Feinkornbereich ultrakataklastisch deformiert (vgl. BARNICK, 1962). Der Hangendblock ist durch einen Schrägzuschnitt der Schichtfolge charakterisiert, wobei diese aufgrund des W-Fallens nach Osten in das Spertental (Kobinger Graben) vollständiger erhalten und stratigrafisch älter wird. Allerdings sind die basalen, klastischen Rotsedimente, zum Teil die Reichenhall-Formation, als stark ausgedünnter „Leithorizont“ auf einem Großteil der Störungsfläche zu finden, auch im Norden und Nordwesten. Bestens aufgeschlossen sind die Störungsfläche und die sie begleitende Kataklasitzone im Kienzingbachgraben, in den Gräben nordöstlich der Bärstattalm und am Nordhang des Gaisberges.

Dort konnte im Wettersteindolomit über der Scherfläche anhand von Messungen an spröden Störungen ein Transport Richtung ESE abgeleitet werden. Im darunterliegenden Basement, das sich hier vor allem aus der Schattberg- und Löhnersbach-Formation zusammensetzt, wurden mehrere m-dicke Zonen mit Fault Gouge beobachtet, der mm- bis cm-große, selten auch dm-große, abgerollte Quarz(it)bruchstücke enthält. Die Längsachsen solcher Bruchstücke sind NNE–SSW orientiert, orthogonal zur ESE-gerichteten Bewegung, die auch anhand von C-Typ Gefügen (sensu HUET et al., 2020) beobachtet werden konnte (vgl. ORTNER & REITER, 1999). Aufgrund von Schersinnkriterien an Kleinstrukturen sowie mehrere Meter mächtiger Kataklasite und Fault Gouges ist von einem Detachment mit abschiebender Kinematik auszugehen, auf dem der Hangendblock als Kippscholle nach ESE bewegt und rotiert wurde (vgl. ORTNER & REITER, 1999). Der Betrag des Transportes dürfte in der Größenordnung von 10er km liegen. Möglicherweise zählen zu diesem Deformationsereignis auch E-vergente, asymmetrische Falten im Kobinger Graben, die später durchgeschert wurden. Nach ORTNER & REITER (1999) amputieren die Abschiebungen nicht nur einen Teil der Schichtfolge, sondern auch einen Teil des Metamorphoseprofils und bringen Gesteine der schwachen Anchimetamorphose in der „Gaisberg-Trias“ in Kontakt mit Gesteinen der unteren Grünschieferfazies im Basement. Nachdem die Metamorphose in der Unterkreide stattfand (KRUMM, 1984), sollte die Streckung jünger sein und während der Oberkreide stattgefunden haben (vgl. FROITZHEIM et al., 1994).

Eine steile WNW–ESE verlaufende Störung innerhalb der „Gaisberg-Trias“ trennt Wettersteindolomit im Süden von Nordalpinen Raibler Schichten und Hauptdolomit im Norden. Zur Störung hin werden durch Schleppung letztere Einheiten von mittelsteilem NW-Fallen zu N-Fallen verbogen. Diese Störung endet auf der Abschiebungsfläche an der Basis der Trias und kann als Tear Fault zur Abschiebung interpretiert werden, welche später als steile Aufschiebung reaktiviert wurde. Eine ähnliche Funktion dürfte die Kienzingbach-Störung haben, allerdings sitzt diese auf einer tiefer liegenden Abschiebung innerhalb des Basements.

Die „Gaisberg-Trias“ ist nach Westen verkippt und um eine nach WNW abtauchende Faltenachse offen verfaltet (ORTNER & REITER, 1999). Hierbei zeigen die Nordalpinen Raibler Schichten aufgrund ihrer wechselnden Schichtfolge, der guten Bankung und der Nähe zum Faltenscharnier eine stärkere Verfaltung als der Wetterstein- und Hauptdolomit. NNE–SSW-Verkürzung ist ebenso im liegenden Basement zu beobachten, wo die Schieferung um solche Faltenachsen gefaltet ist, sowie cm- bis dm-große Isoklinalfalten und eine Krenulation dazu koaxial sind. Diese Beobachtungen lassen vermuten, dass sich die NNE–SSW-Verkürzung und die Bewegung Richtung ESE genetisch voneinander nicht trennen lassen, ineinander übergehen oder gleichzeitig stattfanden.

Östlich des Spertentales liegen die permischen bis untertriassischen, klastischen Gesteine topografisch deutlich höher als an der Basis der „Gaisberg-Trias“. Es wird eine talparallele, steile? Störung vermutet, an der der westliche Block abgesenkt wurde (Spertental-Störung). In den Gräben nordöstlich der Bärstättalm gibt es eine Häufung von SW–NE streichenden Störungen mit sinistralem Ver-

satz, untergeordnet finden sich NW–SE bis N–S streichende Störungen mit dextralem Versatz bzw. einer Schrägaufschiebungs-Komponente nach Norden und Süden, welche die basale Abschiebungsfläche überprägen. Diesen Eindruck gewinnt man auch am Nordende der „Gaisberg-Trias“ nordwestlich der Gaisberg-Lift-Bergstation. Die dortige, flach Südwest fallende, basale Störungsfläche weist flachen, sinistralen Abschiebungscharakter mit Bewegung des Hangendblocks nach ESE auf und scheint verbogen zu sein.

Quartäre Ablagerungen und gravitative Massenbewegungen

Die in diesem Kapitel verwendeten quartären Begriffe und Massenbewegungsbezeichnungen folgen dem Begriffskatalog von Steinbichler et al. (2019).

Grundmoränenablagerungen mit polymiktem Geschiebespektrum der Würm-hochglazialen Vergletscherung sind vor allem auf 1.250 m bis 1.350 m auf der Hangterrasse von der Bärstätt- über die Leitner- bis zur Lichteneggalm sowohl in größeren Flächen, als auch skelettartig (**Moränenstreu**) verbreitet. Südöstlich unterhalb der Kobingerhütte fällt die dichte Streu von teils mehreren m^3-großen **Erratischen Blöcken** auf, wobei Metavulkanite, verschiedene Marmore, Phyllite und Glimmerschiefer (von Komplexen der Staufen-Höllengebirge-Decke) zu nennen sind. Erratika kommen auch am Gipfel des Gaisberges (1.770 m) vor, womit dessen Überfließen durch den Gletscher bewiesen wäre. Spuren der **subglazialen Überformung** sind anhand abgerundeter Geländeformen von den mittleren Hangbereichen der Ostabdachung bis zum Gipfelkamm allenthalben deutlich sichtbar. Im Laserscanbild ist die talaus gerichtete Gletscherfließrichtung an der glazialen Striemung vor allem an den Rücken westlich über und nordöstlich unterhalb der Bergstation des Gaisberg-Lifts wie auch am Ostabfall der Bärstättalm in das Spertental ersichtlich. Schwach in Raibler Dolomite eingetiefte, insgesamt NNE–SSW mit wechselnder Streichrichtung von NE–SW bis N–S verlaufende Grabenstrukturen wenig östlich bis südöstlich unterhalb der Bärstättalm könnten als **sub- bis randglaziale Entwässerungsrinnen** gedeutet werden. Genauere Betrachtungen zeigen jedoch, dass sich diese Gräben an beiden Enden verengen bzw. schließen („zu machen“) und ihre größte Öffnungsweite demnach in ihrem zentralen Bereich erlangen. Überdies sind an den Grabenrändern unterschiedlich verstellte Dolomite der Nordalpinen Raibler Schichten aufgeschlossen. Daher handelt es sich dabei eher um möglicherweise bereits in der Eiszerfallsphase entstandene Zerrgräben eines initialen Bergzerreißungsprozesses aufgrund der typischen Hart-Weich-Wechsellagerung dieser Gesteine. Schräggeschichtete, teils steil gestellte Sande und Kiese an einem Grabenausgang nordöstlich Leiten sind mit **Eisrandsedimentation** im Zuge der abschmelzenden Eismassen im Würm-Spätglazial zu erklären. Die breite Schuttschürze zwischen Bärstättalm und Kobingerhütte ist durch die Verwitterungsanfälligkeit des tiefgreifend aufgelockerten Hauptdolomits des Gaisberges bedingt. Die erodierten **Hangsedimente** sind am Ausgang tiefer Rinneneinschnitte auf der Hangterrasse der Leitner Alm in einer Reihe von **Murenkegeln** auf Moränenablagerungen wieder abgelagert worden. Ansehnliche Muren- und **Schwemmkegel** haben sich im Talgrund des Spertentals am Ausgang des Kienzingbach- und Rettenbachgrabens gebildet. Mächtige teils terrassierte (Würm-spätglaziale?) **Wildbach- und Murenablagerungen** sind im unteren Teil der Gräben am Nordostabfall der Bärstättalm akkumuliert. Ausgedehnte teils grobblockige **Felssturzablagerungen** säumen den Wandfuß des Wetterstein- und Hauptdolomits am Nordabfall des Gaisberges. Eine „Hart auf Weich“-Situation verursacht hier starke Bergzerreißung im mechanisch relativ spröden Wettersteindolomit über dem mechanisch duktilen Unterlager aus Löhnersbach- bzw. Schattberg-Formation und entsprechende Blockschuttbildung.

Gravitative Massenbewegungen

Kleinräumige **Gleitmassen** mit Übergängen zur **Fließmasse**, zusammengesetzt aus kleineren Felsschollen, Blöcken, Steinen und kiesigen Klasten aus Trias-Sandsteinen und Trias-Karbonaten sowie verwitterter und tektonisch zerriebener, sandig-tonig-mergeliger Matrix (Reichenhall-Formation, Alpiner Buntsandstein, Löhnersbach-Formation) haben sich über dem Fault Gouge-Letten der Löhnersbach-Formation am Ausgang der Gräben nördlich von Leiten gebildet. Prozesstyp und Lage sind somit eindeutig geologisch und tektonisch induziert. Etwas höher im Graben nordnordwestlich von Leiten hat sich eine kleine Fließmasse aus Raibler Karbonat-Blöcken und Feinklastika zum Teil auf Wettersteindolomit hinabgewälzt. Lokale Gleit- und Fließmassen sind auch an den Abhängen der Wiegalm in das Brixenbachtal entwickelt. Geologische und morphologische Indizien („Hart auf Weich“-Konstellation der Gaisberg-Trias über dem paläozoischen Basement, verbunden mit tiefgreifenden Zerrstrukturen inklusive antithetischer Brüche, die den gesamten Gaisberg durchziehen) sprechen dafür, dass der gesamte Osthang des Gaisberges als großer zusammenhängender Bereich eines vielleicht bereits im Prä-Würm-Hochglazial einsetzenden, initialen Driftprozesses, vielleicht auch zusammen mit sehr **initialen** Gleitbewegungen entlang der großen Abschiebungsfläche, interpretiert werden kann. Hierfür sprechen der mehr oder weniger scharfe Abbruchrand des Gaisberges nach Osten, der sowohl im Wetterstein- als auch im Hauptdolomit ausgebildet ist und der als gleichermaßen initiale Hauptabrisskante interpretiert werden könnte. Die Abrisskante orientiert sich an NE–SW und N–S streichenden, steilen Störungen, die entlang des Kienzingbachgrabens und auch im Wettersteindolomit von Leiten bis zum Gaisberg-Lift beobachtet wurden. Diese Störungen reichen bis zur großen basalen Abschiebungsfläche bzw. versetzen diese geringfügig. Die **basale flache tektonische Abschiebung** nach ESE könnte als mechanische Schwächezone somit auch für basale Drift- und Gleitbewegungen in Frage kommen, die aber aufgrund der fehlenden Dislozierung des durchwegs zusammenhängenden Gebirgsverbandes insgesamt nur sehr geringe Transportweiten (Meter bis wenige Zehnermeter) aufweisen kann. Eine zugehörige Diskontinuitätsfläche wäre im Norden möglicherweise der tiefe Graben nördlich der Bärstättalm. Dadurch ließe sich dort auch ein Teil des „Versatzes“ der Nordalpinen Raibler Schichten erklären. Im Süden und Osten wäre diese gravitative „Großstruktur“ durch den Ausstrich der basalen Hauptabschiebungsfläche der Gais-

berg-Trias begrenzt. Treppenförmig abgesetzte Felskörper und muschelförmige Abbruchränder zwischen der Wiegalm und der Kobingerhütte und eine Reihe von überwiegend NE–SW orientierten, bis zur Bärstättalm reichenden **antithetischen Bruchstrukturen,** die auch Moränen- und Hangablagerungen versetzen, zeigen eine tiefgreifende Hangdeformation innerhalb der Gaisberg-Ostflanke an. Die Genese einer markanten NE–SW verlaufenden Hangkante unterhalb der Kobingerhütte ist noch nicht eindeutig geklärt: sie könnte eine **synthetische Abrisskante** der tiefgreifenden großräumigen Hangdeformation, aber auch einen **Kompressionswall** (Stirn-/Stauchwulst) eines lokalen und relativ flachgründigen, initialen Bereichs einer Gleitung im Umfeld der Kobingerhütte bis nach Südwesten zur Wiegalm darstellen.

Markante **Bergzerreißungsstrukturen** im Hauptdolomit am Gaisberg-Hauptgipfel mit einer gebogenen, nach Westen konkaven Abbruchkante und dazugehörige antithetische Brüche zeigen auch eine westseitige Hangbewegung an.

Literatur

Ampferer, O. (1907): Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1907**, 389–393, Wien.

Barnick, H. (1962): Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der nördlichen Grauwackenzone. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 295–316, Wien.

Belocky, R., Slapansky, P., Ebli, O., Ogorolec, B. & Lobitzer, H. (1999): Die Uran-Anomalie in der Trias-Deckscholle des Gaisberg/Kirchberg in Tirol (Österreich): Geophysikalische, geochemische und mikrofazielle Untersuchungen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56**/2 (Geologie ohne Grenzen: Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt), 13–33, Wien.

Froitzheim, N., Schmid, S. & Conti, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **87**, 559–612, Basel.

Heinisch, H. (2000a): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im Kalkalpin auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 288–289, Wien.

Heinisch, H. (2000b): Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 353–355, Wien.

Heinisch, H. (2002): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 425–426, Wien.

Heinisch, H. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone, im Innsbrucker Quarzphyllit und der Gaisbergtrias auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **144**, 386–387, Wien.

Heissel, W. (1957): Zur Geologie der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 95–132, Wien.

Huet, B., Reiser, M. & Grasemann, B. (2020): Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsindikatoren – Hierarchical glossary for planar, linear structures and transport direction indicators. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.

Krainer, K. & Stingl, V. (1986): Perm, Unter- und Mitteltrias im Bereich von Wörgl bis Saalfelden (Exkursion E am 3. und 4. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen der Oberrheinischen Geologischen Vereinigung, N.F. **68**, 93–103, Stuttgart.

Krumm, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge. Ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. – Geologische Rundschau, **73**, 223–257, Stuttgart.

Malzer, O. (1964): Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkamm-Gebietes bei Kitzbühel (Tirol). – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 99 S., mit geologischer Karte 1:25.000, Innsbruck.

Mostler, H., Angerer, H., Hohenbühel, K., Krainer, K., Poscher, G. & Stingl, V. (1986): Überprüfung und Detailuntersuchung von Schwermetall-Indikationen aus der regionalen Geochemie im Westabschnitt der Grauwackenzone zwischen Schwaz und Zell am See. – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-020/82, 112 S., Innsbruck.

Ortner, H. & Reiter, F. (1999): Kinematic history of the Triassic South of the Inn Valley (Northern Calcareous Alps, Austria) – Evidence for Jurassic and Late Cretaceous large scale normal faulting. – Memorie di Scienze Geologiche, **51**, 129–140, Padova.

Ortner, H., Reiter, F. & Brandner, R. (2006): Kinematics of the Inntal shear zone–sub-Tauern ramp fault system and the interpretation of the TRANSALP seismic section, Eastern Alps, Austria. – Tectonophysics, **414**, 241–258, Amsterdam.

Schlosser, M. (1895): Zur Geologie von Nordtirol. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1895**, 340–361, Wien.

Siblik, M. (1999): On Carnian Brachiopods of the Gaisberg near Kirchberg in Tirol (Northern Calcareous Alps, Tyrol). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56**, 113–120, Wien.

Steinbichler, M., 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.

Stingl, V. (1983): Ein Beitrag zur Fazies der Prebichlschichten zwischen St. Johann i. T. und Leogang (Tirol/Salzburg). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **12**, 207–233, Innsbruck.

Stingl, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Salzburg, Österreich). – Geologische Rundschau, **76**/2, 647–664, Berlin–Heidelberg.

Stingl, V. (1989): Marginal marine sedimentation in the basal Alpine Buntsandstein in the western part of the Northern Limestone Alps. – Palaeogeography-Palaeoclimatology-Palaeoecology, **72**, 249–262, Amsterdam.

Stingl, V. (2015a): Beitrag zu den Erläuterungen zu Blatt 121 Neukirchen, Erforschungsgeschichte des kalkalpinen Anteils und Erläuterungen zur Kartenlegende Permomesozoikum. – Unveröffentlichtes Manuskript, 13 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Stingl, V. (2015b): Permomesozoikum. – In: Heinisch, H., Pestal, G. & Reitner, J.M. (Red.): Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel, 158–165, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2017–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Wildkogel- und Windau-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel

Benjamin Huet, Anna Rogowitz (Auswärtige Mitarbeiterin), Manfred Linner & Christoph Iglseder

Dieser Bericht präsentiert Geländebeobachtungen, die zwischen 2017 und 2019 im Laufe einer Kartierung der Deckengrenze zwischen der liegenden Wildkogel-Decke im Süden und der hangenden Windau-Decke im Norden auf den Kartenblättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel gewonnen wurden. Fünf Hauptthemen werden in diesem Bericht behandelt: (1) die Merkmale der Deformations- und Metamorphosegradienten senkrecht zur Deckengrenze, (2) die Kartierungskriterien für die Deckengrenze, (3) der Verlauf der Deckengrenze, (4) die Deformation der Deckengrenze und (5) Argumente für eine eo-alpidische Aktivität der Deckengrenze.

Im Rahmen der Neukartierung des Kartenblattes 121 Neukirchen am Großvenediger wurden strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen durchgeführt, um eine einheitliche sowie moderne, tektonische und lithostratigrafische Gliederung und Nomenklatur der untersuchten Einheiten herzustellen. Die neue lithostratigrafische und tektonische Nomenklatur der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ und der „Westlichen Grauwackenzone“ in den Kitzbühler Alpen von Huet et al. (2019) wird hier angewendet und die Hauptpunkte dieser neuen Nomenklatur sind hier kurz angeführt. Die Wildkogel-Decke besteht aus dem Trattenbach-Komplex. Dieser entspricht dem „Steinkoglschiefer“ nach Ohnesorge (1908), welcher Granat und/oder Biotit führt, sowie nördlich angrenzende Anteile der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“, die größtenteils aus phyllonitischem Glimmerschiefer aufgebaut sind. Die Windau-Decke umfasst den nördlichen Anteil der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ inklusive dem „Windau-Halbfenster“ (z.B. Tollmann, 1977), welche keine Hinweise auf eine Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies liefert, sowie höhergradige metamorphe Anteile der „Westlichen Grauwackenzone“ (z.B. Heinisch & Panwitz, 2007, 2008). Lithostratigrafisch beinhaltet die Windau-Decke vom Liegenden in das Hangende drei Hauptelemente: (1) den Kreuzjoch-Komplex, (2) den Metagranit des Kellerjoch-Lithodems und (3) paläozoische siliziklastische Einheiten der „Westlichen Grauwackenzone“ (hauptsächlich Löhnersbach- und Schattberg-Formation im Glemmtal-Komplex). Diese wurden in der Staufen-Höllengebirge-Decke definiert (Heinisch et al., 2015), treten aber auch in der Windau-Decke auf.

Merkmale der Deformations- und Metamorphosegradienten senkrecht zur Deckengrenze

Das Hauptargument für die Existenz einer Deckengrenze stammt aus N–S verlaufenden Deformations- und Metamorphosegradienten sowohl in der Wildkogel-Decke im Trattenbach-Komplex, als auch in der Windau-Decke zwischen Glemmtal- und Kreuzjoch-Komplex. Die Merkmale dieser Gradienten werden hier entlang repräsentativer Profile beschrieben.

Im Skigebiet Wildkogel-Arena gibt es ein leicht erreichbares N–S-Profil auf dem Weg über dem Grat von der Bergstation bis zur Herrensteigscharte, durch den überkippten Hangendteil der Wildkogel-Decke. Von der Bergstation bis zum Braunkogel sind Paragneise und Glimmerschiefer mit untergeordnet Orthogneis aufgeschlossen. Sie sind grobkörnig beziehungsweise grobschuppig, führen, wenn vorhanden, gut erhaltenen Granat und/oder Biotit und verwittern gelb-bräunlich. Vor dem Braunkogel taucht eine W–E streichende, diskrete Krenulationsschieferung auf, die großräumig verfaltet wird. Der Granat ist teilweise statisch in Chlorit umgewandelt. Chloritoid kann in feinen Aggregaten, möglicherweise Pseudomorphosen nach Staurolith (Aufschlüsse BH-16-0341.5 – entdeckt von H. Heinisch und C. Panwitz – und BH-17-0126), oder als makroskopisch sichtbare Einzelkristalle beobachtet werden (Aufschluss BH-17-0126). In der Gegend vom Frühmessergipfel wird die Krenulationsschieferung mit engerem Abstand immer deutlicher ausgeprägt und bildet dann die Hauptschieferung. Der Glimmerschiefer wird zunehmend phyllonitisch. Er ist silbrig, die Korngröße der Hellglimmer wird geringer und mm- bis cm-lange Streifen von Chlorit auf der Schieferung deuten auf dynamische Umwandlung von Granat hin. Nach dem Gipfel tritt ein feiner, chloritreicher Grünschiefer mit kleinen (< 0,5 mm) Albitblasten (Aufschluss BH-17-0152) auf. Am nordöstlichen Grat vom Frühmesser gibt es keine Anzeichen mehr für Granat und/oder Biotit. Die Phyllonitisierung ist noch stärker und W–E gestreckte, teils verfaltete, cm-dicke, graue Quarzlinsen sind häufig. Seltene und teilweise unklare Schersinnindikatoren, wie Sigmoide oder C‘-Typ Scherbandgefüge, weisen auf eine sinistrale Scherung hin.

Die Deckengrenze ist nicht als eine scharfe Linie ausgebildet, sondern in Form einer 50 bis 100 m mächtigen Scherzone in grauem bis silbrigem, sehr feinkörnigem Glimmerschiefer südwestlich der Herrensteigscharte (Aufschluss BH-17-0157). Nördlich dieser Scharte sind stark deformierter Quarzphyllit, Phyllit und untergeordnet Paragneis des Kreuzjoch-Komplexes aufgeschlossen. Auf dem Grat Richtung Laubkogel (Aufschluss BH-16-0446) ist ein rötlicher, Karbonat führender Chloritschiefer mit Albitblasten in einer isolierten, metermächtigen Lage aufgeschlossen. Er wird als Fortsetzung der teilweise karbonatischen Grün- beziehungsweise Chloritschieferhorizonte betrachtet, die im Nassentalgraben und im Mühlbachtal entlang der Deckengrenze innerhalb von Phyllit des Kreuzjoch-Komplexes auftreten. Zusammenfassend zeigt das beschriebene Profil kontinuierliche Deformations- und Metamorphosegradienten und weist auf eine nach Norden in Richtung der Deckengrenze zunehmend lokalisierte Deformation hin, die räumlich mit einer retrograden Metamorphose übereinstimmt. Solche Merkmale kann man ebenfalls in Profilen nördlich vom Wildkogel und nördlich vom Speikkogel beobachten.

N–S-Profile innerhalb der Windau-Decke im Hangenden der Deckengrenze erlauben eine gute Dokumentation dieser Gradienten zwischen Gesteinen, die traditionell der „Westlichen Grauwackenzone“ beziehungsweise der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ zugeordnet waren (z.B. Tollmann, 1977). Einfach erreichbare und gut aufgeschlossene

Profile befinden sich auf dem Grat zwischen Steinbergstein und Schneegrubenspitze oder auf dem Forststraßennetzwerk westlich des Kreuzjoches. In den nördlichen Teilen der Profile sind Metasandstein, Metasiltstein und Tonschiefer aufgeschlossen, die zur Löhnersbach- und Schattberg-Formation des Glemmtal-Komplexes zugeordnet wurden (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008). Diese Lithologien sind wenig deformiert und die Schichtung bildet das dominierende planare Gefüge. Detritäre Hellglimmer und sedimentäre Gradierungen sind noch erkennbar. Neu gesprosster Hellglimmer und Chlorit sind selten mit freiem Augen erkennbar. Nach Süden stellt sich progressiv eine diskrete Schieferung entweder als disjunktive Schieferung oder Krenulationsschieferung ein, welche die Schichtung schneidet. Dabei werden Quarzmobilisate und glänzende Schichtsilikate nach Süden häufiger.

In dieser Übergangszone tritt oft der Metagranit des Kellerjoch-Lithodems in 10 bis (?)100 m mächtigen, diskontinuierlichen Körpern und Zügen auf (Aufschlüsse BH-18-0171 und BH-18-0186). Seine Matrix ist graugelb bis bräunlich, oft alteriert und feinkörnig. Die Kalifeldspatkristalle sind zentimetergroß, hell und oft von einem Chloritsaum ummantelt. Der Metagranit zeigt selten ein penetratives planares Gefüge; Mylonitisierung wurde nicht beobachtet. Südlich dieses Metagranits erkennt man fast keine sedimentären Strukturen mehr und das dominante planare Gefüge ist eine enge Krenulationsschieferung, die subparallel zur Deckengrenze liegt. Die intensive Deformation und Metamorphose hat die Metasedimente in Phyllit, Quarzphyllit und Quarzit des Kreuzjoch-Komplexes umgewandelt. Diese enthalten zahlreiche deformierte Quarzmobilisate, führen leicht glänzenden Hellglimmer und auf der Schieferung neu gesprossten Chlorit. Diese Merkmale sind die klassischen Kartierungskriterien für die „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008). Es ist trotzdem schwierig, eine scharfe lithologische Grenze zwischen Glemmtal- und Kreuzjoch-Komplex darzustellen. Die Abwesenheit von lokalisierter Deformation an der fließenden lithologischen Grenze zwischen den beiden Komplexen und auch im Metagranit des Kellerjoch-Lithodems widerspricht eindeutig der Gliederung von KOBER (1938) und TOLLMANN (1977): der „Kellerjoch-Orthogneis“ stellt keinen Deckenscheider dar! Zudem haben bereits HEINISCH & PANWITZ (2007, 2008) zuerst erkannt, dass es lokal keine tektonische Grenze zwischen den Gesteinen gibt, die traditionell der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ beziehungsweise der „Westlichen Grauwackenzone“ zugeordnet waren. Nichtsdestotrotz weisen die kontinuierlichen Deformations- und Metamorphosegradienten auf eine nach Süden in Richtung der Deckengrenze zunehmende, lokalisierte Deformation hin, die räumlich mit einer prograden Metamorphose einhergeht.

Kartierungskriterien für die Deckengrenze

Die Deformationsgradienten in Richtung der Deckengrenze und die Tatsache, dass der Metamorphosegradient im Süden, in der liegenden Einheit, retrograd und im Norden, in der hangenden Einheit, prograd ist, implizieren, dass der Trattenbach-Komplex (Wildkogel-Decke) einerseits und die Glemmtal- und Kreuzjoch-Komplexe (Windau-Decke) andererseits nicht den gleichen tektonischen Einheiten angehören können. Dies bedeutet aber nicht, dass die Deckengrenze im Gelände einfach zu kartieren ist. Die primäre Herausforderung ist die Unterscheidung zwischen einem stark deformierten, feinkörnigen, retrograd überprägten, phyllonitischen, quarzreichen Glimmerschiefer im Trattenbach-Komplex und einem genauso stark deformierten, feinkörnigen, prograd kristallisierten Quarzphyllit im Kreuzjoch-Komplex. Zudem sind Leithorizonte meist abwesend. Der Amphibolitzug im Trattenbach-Komplex im Gebiet Schafsiedel und die subparallel zur Deckengrenze liegenden, teilweise karbonatischen Grün- und Chloritschieferhorizonte im Kreuzjoch-Komplex im Gebiet Mühlbachtal bilden eigentlich Ausnahmen und sind diskontinuierlich. Es wurde deshalb versucht, Geländekriterien zu definieren, die eine Kartierung der Deckengrenze für den Zielmaßstab 1:50.000 erlauben.

Die Deckengrenze hat sich leicht morphologisch ausgeprägt. Wo sie einen Grat schneidet, befindet sie sich an flachen oder gerundeten, oft „erdigen“ Scharten zwischen spitzigen Felsen (z.B. Herrensteigscharte, Geigenscharte, Scharte südlich vom Gamskogel). Wo sie an einem Hang die Isohypsen schneidet, liegt sie oft in Gräben (z.B. westlich der Fleckl-Grundalm, westlich vom Steinkogel). Wo sie an einem Hang den Isohypsen folgt, bildet sie eine Geländestufe oder flachere Bereiche zwischen kleinen Felswänden (z.B. nördlich vom Speikkogel, nördlich vom Grat Freimöserkopf–Mitterkopf–Kröndlberg). An der Deckengrenze wurden oft milchig weiße, eckige, große Quarzmobilisate (> 50 cm) als Lesesteine gefunden. Es ist anzumerken, dass diese sehr selten im Kreuzjoch- beziehungsweise Trattenbach-Komplex anstehend gefunden wurden. Sinistrale Schersinnindikatoren, wie Sigmoide, C‘-Typ Scherbandgefüge oder „flanking structures“, wurden auch nur in der unmittelbaren Nähe der Deckengrenze gefunden (z.B. Fleckl-Grundalm, Geige, Überlebenscharte).

Auch lithologische Eigenschaften und Beobachtungen weisen auf Unterschiede beiderseits der Deckengrenze hin. Der phyllonitische Glimmerschiefer (Wildkogel-Decke) hat einen gelben, blauen oder silbrigen Glanz und zeigt diffuse Chloritflecken auf der Schieferung. Auch sind einzelne, mit freiem Auge sichtbare Hellglimmerkörner und bis zu 2–3 mm mächtige Hellglimmerpakete in den Mikrolithon-Bereichen ausgebildet. Häufig sind grau durchscheinende, gestreckte und/oder verfaltete, feinkörnige Quarzmobilisate, die selten mehr als 50 % des Gesteinsvolumens bilden. Im Unterschied dazu ist der Quarzphyllit (Windau-Decke) grau, hat weniger Glanz und Chlorit taucht in bis zu 2–3 mm mächtigen, diskontinuierlichen Lagen auf. Einzelne Hellglimmerkörner sind fast nur in quarzarmen Lagen mit freiem Auge zu beobachten und die Hellglimmerpakete sind dünn (< 1 mm). Meistens sind sie in den Domänen mit Krenulationsschieferung, zwischen quarzreichen Mikrolithon-Bereichen, zu finden. Der Anteil der Quarzmobilisate kann mehr als 50 % erreichen und diese sind tendenziell milchig weiß und nicht durchscheinend. Auch Deformationsunterschiede wurden beobachtet. Im phyllonitischen Glimmerschiefer ist die Hauptschieferung gut geregelt, hingegen kann es schwierig sein, im Quarzphyllit eine gerade Fläche zu finden, um die Schieferung zu messen.

Die hier beschriebenen Kriterien ergeben auf jedem Fall keine vollständige Sammlung und Regel, können nur kombiniert angewendet werden und können sich teilweise auch in der jeweils anderen Einheit finden. Eine scharfe

Trennung mit Hilfe dieser Kriterien und stark lokalisierter Deformation wurde nur an einer Forststraße nördlich der Filzenhöhe im Mühlbachtal (Aufschluss BH-17-0100.5, sogar mit Fault Gouge) und an einer neu gebauten Straße im Lämmerbichl oberhalb vom Salzachtal (Aufschluss BH-19-0347) beobachtet. Es ist aber nicht auszuschließen, dass die Deckengrenze dort von späteren Störungen lokal reaktiviert wurde.

Um die Deckengrenze präzise zu kartieren, wurde folgende Vorgangsweise erfolgreich angewendet: Zuerst wurde eine 100 bis 500 m breite Scherzone mithilfe der Deformations- und Metamorphosegradienten, der Oberflächenmorphologie und/oder der großen milchweißen Quarzmobilisate identifiziert. Anschließend wurde durch wiederholtes Hin- und Zurückgehen, quer über die Scherzone, eine 10 bis 50 m breite Zone eingegrenzt, in welcher sich die Deckengrenze befindet. Dies genügt in der Genauigkeit für den Zielmaßstab 1:50.000. Die Breite dieser Zone und die periodische Wiederholung der genannten Kriterien im Grenzbereich weisen auf eine Mischung der Gesteine beider Decken durch Verschuppung an der Deckengrenze hin.

Verlauf der Deckengrenze

Die Deckengrenze zwischen der Wildkogel-Decke und der Windau-Decke wurde vom Salzachtal (auf Blatt 122 Kitzbühel) bis zum Langen Grund (auf Blatt 120 Wörgl) durch das Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger kartiert. Ihr Verlauf wird von Osten nach Westen beschrieben.

Die Deckengrenze liegt immer subparallel zum dominierenden planaren Gefüge und schneidet die lithologischen Züge der Decken, die sie begrenzt, nur spitzwinkelig. Vom Salzachtal bis Mühlbachtal ist die Deckengrenze steilstehend bis saiger (60–90° Fallwinkel). W–E bis WNW–ESE streichend, verläuft sie subparallel zur auf Blatt 122 Kitzbühel (Heinisch et al., 2003) dargestellten Basis der Staufen-Höllengebirge-Decke. Ab dem Ort Perill liegt die Deckengrenze invers und folgt mehr oder weniger der auf dem Blatt 122 Kitzbühel (Heinisch et al., 2003) dargestellten lithologische Grenze zwischen der „Zone der Steinkogelschiefer“ und der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“. Sie ist zuerst steil bis senkrecht (60–90° Fallwinkel) und fällt nach S–SSW ein und wird progressiv flacher (30–60° Fallwinkel) mit einem Einfallen nach Südwesten. In diesem Gebiet liegt sie auch parallel und im Hangenden von teilweise karbonatischen Grün- beziehungsweise Chloritschieferhorizonten des Kreuzjoch-Komplexes. Diese sind auf dem Blatt 122 Kitzbühel (Heinisch et al., 2003) kartiert und wurden im Nassentalgraben wiedergefunden. Auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger, nördlich vom Wildkogel, liegt die Deckengrenze zwischen 1.500 und 1.700 m Seehöhe. Sie folgt teilweise der auf der GEOFAST-Karte Neukirchen am Großvenediger (Kreuss, 2008) dargestellten lithologischen Grenze zwischen „Steinkogel-Komplex“ und „Innsbrucker Quarzphyllit-Decke“. Es ist anzumerken, dass vom Salzachtal bis in das Mühlbachtal und nördlich vom Wildkogel die Deckengrenze öfters von Grundmoränen- oder Eisrandablagerungen bedeckt ist. Trotzdem können in Flussläufen (Rettenbach, Mühlbach) beziehungsweise Gräben (Ht. Schliefgraben, Nassentalgraben, Markgraben) gute Profile senkrecht zur Deckengrenze verfolgt werden.

Westlich vom Mühlbachtal ist die Aufschlusssituation deutlich besser. Die Deckengrenze liegt invers, streicht etwa in W–E-Richtung, steht mittelsteil bis steil (45–70° Fallwinkel) und folgt dem Bachbett bis rund 100 m südwestlich der Herrensteigscharte am Grat zum Frühmesser. Ab der Herrensteigscharte und bis zum Kröndlhorn verläuft die Deckengrenze über ca. 10 km teilweise entlang des Hauptkamms beziehungsweise der Landesgrenze. Sie fällt invers nach SSW–SSE mit einem Fallwinkel meistens zwischen 60° und 75° ein und lauft knapp nördlich der Geigenscharte, weiter über die Geige und die Scharte südlich vom Gamskogel, schneidet das Trattenbachtal um 1.640 m Seehöhe und erreicht den Grünkogel. Die Deckengrenze wird von steilen Störungen nördlich vom Freimöserkopf scheinbar sinistral versetzt, streicht weiter W–E mit einem flachen Fallwinkel (25–50°) und setzt sich am nördlichen Fuß des Grates zwischen dem Freimöserkopf und dem Kröndlberg um 2.100–2.300 m Seehöhe bis zur Scharte in 2.305 m fort. Zwei von Heinisch & Panwitz (2011, 2016) kartierte Störungen unterbrechen die Deckengrenze, wodurch diese nur auf einer kurzen Strecke auf dem Hang südöstlich der Neuen Bamberger Hütte zu verfolgen ist.

Westlich der Neuen Bamberger Hütte lässt sich die Deckengrenze kontinuierlich verfolgen. Sie verläuft zunächst am Fuß des östlichen Schafsiedelrückens bis zur Überlebensscharte mit einem Einfallen nach SSW–SSE und einem Fallwinkel von 25° bis 50°. Am Küharnbachtrog nördlich des Schafsiedels fällt die Deckengrenze dann mit einem sehr variablen Fallwinkel von 10° bis 60° in alle Richtungen. Von der Neuen Bamberger Hütte zum Küharnbachtrog befindet sich die Deckengrenze im Liegenden eines von Heinisch (2013) und Heinisch & Panwitz (2011, 2016) kartierten, markanten Amphibolitzuges im Trattenbach-Komplexes. Westlich des Schafsiedels ist die Deckengrenze verfaltet und wird dadurch wieder aufrecht mit einem Einfallen nach N bis NNW und einem Fallwinkel von 35° bis 70°. Sie streicht an den Rücken östlich der Hochheldenalm, quert den Frommbach auf 1.440 m Seehöhe, erreicht um 1.720 m Seehöhe den Kamm nördlich der Pallspitze (auf Blatt 120 Wörgl) und quert den Langen Grund nördlich der Martl-Erlaualm und südlich der Erlauerhütte. An der Forststraße zur Frommalm wurde südlich der Deckengrenze der charakteristische massige Amphibolit im Trattenbach-Komplex gefunden.

Deformation der Deckengrenze

Der komplizierte Verlauf im Kartenbild und die plötzlichen Änderungen der Fallrichtung beziehungsweise des Fallwinkels der Deckengrenze zwischen Wildkogel- und Windau-Decken weisen auf eine Deformation der Deckengrenze nach ihrer Bildung hin. Diese spätere Deformation, durch Falten und Störungen charakterisiert, wird im Folgenden erläutert.

Auf dem Kartenblatt 121 Neukirchen am Großvenediger ist die Deckengrenze fast durchgehend invers lagernd und nach SSW–SSE bis senkrecht einfallend. Nur westlich vom Schafsiedel und östlich vom Mühlbachtal (auf Blatt 122 Kitzbühel) ist sie aufrecht gelagert und mit N–NE Fallrichtung zu beobachten. Die inverse Lagerung ist zumeist durch großräumige Falten bedingt. Diese zeigen ungefähr W–E-streichende Faltenachsen und mittelsteil nach Süden

einfallende Achsenflächen. Solche Falten sind besonders gut nördlich der Mündung des Mühlbachtals beziehungsweise im Graben nördlich der Baumgart-Grundalm zu beobachten. Sie erklären die Fallrichtungsänderung zwischen der West- und Ostseite des Mühlbachtals sowie westlich des Schafsiedels. Sie erklären auch die Deformation des Marmorzuges innerhalb des Trattenbach-Komplexes zwischen dem Gernkogel und dem Mühlbachtal. Ebenfalls wurden Falten mit ähnlicher Geometrie, aber nach Norden einfallenden Achsenflächen beobachtet. Bisher ist es unsicher, ob diese einer anderen Faltengeneration angehören oder wieder verfaltete Falten mit nach Süden einfallenden Achsenflächen sind. Es ist anzumerken, dass das Erkennen dieser Falten das tektonische Bild der Kitzbühler Alpen radikal verändert. Es wurde bis jetzt angenommen, dass die „Steinkogelschiefer" im Hangenden der „Innsbruck Quarzphyllitzone" liegen (Tollmann, 1977; Schulz, 1992; Satir & Morteani, 1979; Heinisch et al., 2013). Diese Hypothese hatte zur Folge, dass der „Steinkogelschiefer", anders als jetzt, als Element des Mittelostalpins (sensu Tollmann, 1977) angesehen wurde, was jedoch zu großräumigen geometrischen Komplikationen führte (Tollmann, 1977).

Während der Kartierung wurden einige Störungen identifiziert, welche die Deckengrenze schneiden. Dabei wurde versucht, nur jene Störungen darzustellen, die zu einem eindeutigen Versatz führen. Solche Störungen befinden sich westlich vom Grünkogel sowie zwischen dem Kröndlberg und der Neuen Bamberger Hütte. Drei der vier Störungen sind scheinbar steilstehend und streichen SSW–NNE. Es wird vermutet, dass sie der oligozänen bis miozänen W–E-Dehnung im Handenden vom Tauernfenster zuzuordnen sind. Störungen dieses Ereignisses wurden entlang des Salzachtals zwischen Gerlospass und Zell am See häufig beobachtet. Somit ist das „Auskeilen" der Wildkogel- und Windau-Decken Richtung Südosten auf solche Störungen zuzuführen.

Argumente für die eo-alpidische Aktivität der kartierten Deckengrenze

Die metamorphe Geschichte des Trattenbach-Komplexes ist zweiphasig (Schulz, 1992; Huet et al., 2018). Das erste Ereignis ist in Paragneisen des Steinkogel-Lithodems aus einer Paragenese mit Kernen von Granat, anorthitreichem Plagioklas, Biotit, Muskovit und Ilmenit ableitbar. Im selten auftretenden, Al-reichen Glimmerschiefer ist der Granat einphasig und rechteckige Chloritoid-Aggregate werden als Pseudomorphosen nach Staurolith des ersten Ereignisses interpretiert. Die berechneten Bedingungen (~0.7 GPa, 530° C) liegen im Bereich der oberen Grünschieferfazies und sind konsistent mit Ergebnissen der Raman-Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial im Steinkogel-Lithodem. Ein Sm-Nd Granatalter von 327 ± 4 Ma, gemessen an einem Al-reichen Glimmerschiefer und ein U-Pb Apatit-Abkühlalter von 293 ± 12 Ma, gemessen an einem Paragneis, zeigen, dass diese Metamorphose während des variszischen Ereignises erfolgte. In granat- und biotitfreien Gesteinen ist es nicht möglich, diesem ersten Ereignis eine eindeutige Paragenese zuzuordnen.

Einem zweiten Ereignis können im Paragneis die Ränder von Granat, anorthitarmer rekristallisierter Plagioklas, Biotit, Muskovit, Paragonit, Chlorit, Epidot und Titanit zugerechnet werden. Die Chemie der zweiten Granatgeneration ist deutlich Ca-reicher und Mg-ärmer. Sie findet sich nicht nur als Ränder um die Kerne, sondern auch in Rissen („healed cracks"). Der Titanit umwächst den Ilmenit der ersten Paragenese. In Al-reichem Glimmerschiefer ist, wie oben erwähnt, Chloritoid in Pseudomorphosen nach Staurolith vorhanden. Eine Paragenese mit Chloritoid, Chlorit, Muskovit und Ilmenit sowie Raman-Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial aus den Granat und Biotit freien Lithologien deutet auf eine maximale Temperatur von 470° C für das zweite Ereignis hin. Ein U-Pb Apatit-Alter von 138 ± 25 Ma aus einem Orthogneis (125 ± 2 Ma mit Xenotim Anker), ein U-Pb Rutil-Alter von 96 ± 2 Ma, gemessen an einem Paragneis, und ein Rb-Sr Muskovitalter von 99 ± 1 Ma aus einem silikatisch verunreinigten Calcit-Marmor zeigen, dass die zweite Metamorphose während des eo-alpidischen Ereignisses stattfand. Ar-Ar-Muskovitalter aus phyllonitischen Glimmerschiefern ergaben zwischen 100 und 90 Ma. Sie werden als Deformationsalter interpretiert. Im Gegensatz dazu ergaben Ar-Ar-Muskovitalter aus Gesteinen des Steinkogel-Lithodems mit gut erhaltenen, variszischen Paragenesen Werte von 280 bis 90 Ma (Huet et al., 2018). Diese werden als teil- bis völlig verjüngte Alter interpretiert.

Diese geochronologischen Daten weisen darauf hin, dass die Phyllonitisierung und retrograde Überprägung der variszischen Paragenesen während des eo-alpidischen Ereignisses erfolgten. Da die Kartierung andeutet, dass diese Prozesse durch die Deformation entlang der Deckengrenze kontrolliert sind, ist anzunehmen, dass die Bewegung an der Deckengrenze zwischen der Wildkogel- und Windau-Decke eo-alpidisch stattfand. Die sinistrale Kinematik an der steilen Deckengrenze weist, wenn die Überkippung der Deckengrenze rückrotiert wird, auf eine Top-nach-WNW Kinematik hin. Diese Bewegungsrichtung ist konsistent mit der Kinematik der Deckenstapelung in der Kreide (Neubauer, 1987; Ratschbacher & Neubauer, 1989).

Literatur

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. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147**, 654–656, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 254–257, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2011): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 125–126, Wien.

Heinisch, H. & Panwitz, C. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 262–267, 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. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Huet, B., Schneider, D., Gelinas, B., Schuster, R., Iglseder, C., Rantitsch, G., Rockenschaub, M., Hollinetz, M. & Klötzli, U. (2018): Pressure, temperature and time constraints for the Wildkogel Nappe (Steinkogelschiefer, Oberpinzgau, Salzburg, Austria). – In: Koukal, V. & Wagreich, M. (Eds.): PANGEO Austria 2018, 24–26/09/2018, Abstracts, 63, Wien.

Huet, B., Iglseder, C. & Schuster, R. (2019): Eine neue tektonische und lithostratigrafische 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, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Kober, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – V + 204 S., Wien (Springer).

Kreuss, O. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 121 Neukirchen a. G. Venediger: Stand 1999, Ausgabe 2008/11. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Neubauer, F. (1987): The Gurktal Thrust System within the Austroalpine region – Some structural and geometrical aspects. – In: Flügel, H.W. & Faupl, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 226–236, Wien (Deuticke).

Ohnesorge, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 119–136, Wien.

Ratschbacher, L. & Neubauer, F. (1989): West-directed decollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – Geological Society Special Publication, **45**, 243–262, London.

Satir, M. & Morteani, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geologische Rundschau, **68**, 1–40, Stuttgart.

Schulz, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T-deformation path from micaschists in the hangingwall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen, **164**, 1–28, Stuttgart.

Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich – Band I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke).

Bericht 2018–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Königsleiten- und Wildkogel-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 151 Krimml

Benjamin Huet, Ralf Schuster & Christoph Iglseder

Dieser Bericht beschreibt Geländebeobachtungen aus der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“, die in den Jahren 2018 und 2019 bei der Kartierung auf den Kartenblättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 151 Krimml gemacht wurden. Im kartierten Bereich sind die liegende Königsleiten-Decke im Süden und die hangende Wildkogel-Decke im Norden zu unterscheiden. Drei Hauptthemen werden in dem Bericht behandelt: (1) Kriterien für die Kartierung der Deckengrenze, (2) Verlauf der Deckengrenze und (3) Argumente, die für eine eo-alpidische Deformation an der Deckengrenze sprechen.

Der kartierte Bereich der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ besteht aus siliziklastischen Metasedimenten, die auf Grund ihrer Ähnlichkeit lange Zeit nicht weiter untergliedert wurden (Ampferer & Ohnesorge, 1918; Tollmann, 1977). Erst Heinisch (2013) bemerkt, dass die Gesteine des Gebietes Königsleiten besondere Merkmale zeigen und schied diesen Bereich als „phyllonitischen Quarzphyllit“ mit einer Übersignatur aus. Im Rahmen der Neukartierung des Blattes 121 Neukirchen am Großvenediger wurden strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchen durchgeführt. Diese führten zu einer neuen tektonischen und lithostratigrafischen Gliederung im östlichen Teil der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ durch Huet et al. (2019). Der hier behandelte Abschnitt gliedert sich demnach in die liegende Königsleiten-Decke und die hangende Wildkogel-Decke. Die Königsleiten-Decke wird vom Müllachgeier-Lithodem aufgebaut, das durch eine monotone Wechsellagerung von grauem bis graugrünem Phyllit/Glimmerschiefer und Quarzit charakterisiert ist. Das Sedimentationsalter der Gesteine reicht vom Perm bis in die Untertrias und sie zeigen eine grünschieferfazielle eo-alpidische (kretazische) Metamorphose (siehe unten). Die Wildkogel-Decke besteht aus dem Trattenbach-Komplex. Dieser umfasst die „Steinkogelschiefern“ von Ohnesorge (1908), welche Granat und/oder Biotit führen, sowie nördlich und westlich angrenzende Anteile aus größtenteils phyllonitischem Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Marmor und Amphibolit/Grünschiefer. Das Sedimentationsalter der Gesteine ist prä-variszisch, da sie eine variszische Metamorphose in oberer Grünschieferfazies und eine grünschieferfazielle eo-alpidische Überprägung erfuhren (Huet et al., 2019; Satir & Mortenani, 1979; Schulz, 1972). Bei der Abgrenzung der Decken im Gelände sind neben lithologischen Kriterien besonders Deformations- und Strukturmerkmale von Bedeutung.

Kriterien für die Kartierung der Deckengrenze

Innerhalb der liegenden Königsleiten-Decke ist vorwiegend eine monotone Wechsellagerung von grauem bis graugrünem, teilweise silberigem Phyllit bis Glimmerschiefer und unreinem, hellglimmerreichem Quarzit des Müllachgeier-Lithodems aufgeschlossen. Die Wechsellagerung ist sehr variabel. Einerseits finden sich von Quarzit dominierte Abschnitte mit bis zu mehreren Millimeter dicken hellglimmerreichen Lagen, andererseits Glimmerschiefer mit 5 mm bis 10 cm mächtigen Quarzitlagen. Beim Kartieren können Quarzit dominierte Abschnitte von mehreren Zehnermeter Mächtigkeit innerhalb der Phyllit/Glimmerschiefer-Matrix ausgeschieden werden. Gelände- bzw. Dünnschliffbeobachtungen zeigen, dass die Gesteine des Müllachgeier-Lithodems zum allergrößten Teil aus Quarz, Hellglimmer (Muskovit und Paragonit) sowie Chlorit aufgebaut sind. Kleine Feldspatkristalle (Albit?) sind untergeordnet vorhanden. Im Gleichgewicht mit diesen Phasen findet sich regelmäßig Rutil und Ilmenit (siehe unten), seltener

ist auch Chloritoid anzutreffen. Fe-Mg-Karbonat tritt systematisch als Einschluss in Chloritoid auf. Trotzdem sind die Gesteine makroskopisch karbonatarm. Ein Karbonatquarzit wurde nur in den Felsstufen nordöstlich vom Gipfel der Königsleiten als verwitterte, bräunliche Lage mit 50 cm Mächtigkeit beobachtet (Aufschluss BH-18-0118).

Sedimentäre Strukturen (Schichtung, Gradierung) sind manchmal trotz der Deformation noch erkennbar, vor allem im Gebiet östlich vom Gipfel der Königsleiten (um den Aufschluss BH-17-0090). Die Hauptschieferung ist am Aufschluss ebenflächig ausgeprägt, stellt die einzige (erkennbare) penetrative Schieferung dar und ist meist in einem Winkel größer als 50° zur sedimentären Schichtung orientiert. Die Intersektion zwischen Schichtung und Schieferung bildet eine charakteristische Intersektionslineation, die als zentimeterbreite, graublau, gelbe bzw. bräunliche Streifung auf den Schieferungsflächen zu erkennen ist. Die graublauen Streifen entsprechen feinkörnigen hellglimmerreichen Lagen (ursprünglich pelitische Lagen von einigen Zentimetern Mächtigkeit), während die bräunlichen Streifen aus mittelkörnigen, quarzreichen Lagen mit verwittertem Eisenoxid bzw. Eisenhydroxid (ursprünglich psammitische Lagen von einigen Zentimetern Mächtigkeit) bestehen. Selten sind Quarzmobilisate als dünne (< 1 cm) Lagen konkordant in der Hauptschieferung vorhanden. Manchmal sind sie isoklinal verfaltet, wobei die Hauptschieferung die Achsenebene bildet. Die Intersektionslineation ist von einer einzigen, etwa senkrecht darauf orientierten, feinen Krenulationslineation, als auch von breiten Kinkbändern mit kleinen Amplituden und Verzweigungen der Faltenachsen überprägt. Zudem wurden regelmäßige dünne Adern (2–3 mm) aus grobschuppigem (mm-großem), grünlichem Hellglimmer beobachtet, welche etwa senkrecht auf die Hauptschieferung orientiert und von einem gebleichten Halo umgeben sind. Wegen der relativ einfachen Deformation brechen die Gesteine des Müllachgeier-Lithodems meist plattig und bilden Parallelepipede.

Als Besonderheit beschrieb und kartierte Heinisch (2013) Lagen von Glimmerschiefer mit makroskopisch sichtbarem Chloritoid. Diese treten unterhalb der nördlichsten Liftstraße auf der Königsleiten auf. Im Zuge der vorliegenden Kartierung konnten drei weitere isolierte Fundorte derselben Lithologie neu kartiert werden. Sie befinden sich in einer Blockhalde bei der nördlichsten Bergstation nordöstlich vom Gipfel der Königsleiten (vermutlich Aushubmaterial vom Fundamentbau, Aufschluss BH-18-0082), am Weg östlich von der Brucheck Hochalm (BH-18-0076) und am Weg südlich der Bergeralm (Aufschluss BH-19-0320, Lesestein).

In der hangenden Wildkogel-Decke ist der phyllonitische Glimmerschiefer des Trattenbach-Komplexes durch eine komplizierte und mehrphasige Deformation charakterisiert. So sind mehrere Schieferungsgenerationen verschiedenster Art (Krenulationsschieferung, disjunktive Schieferung, diskrete oder penetrative Schieferung) beobachtbar. Die dominante Schieferung bildet keine regelmäßigen Trennflächen und ist durch mechanische Interaktion mit Quarzmobilisatknollen und Interferenzen mehrerer Krenulationen uneben ausgebildet. Typischerweise sind auf den Schieferungsflächen mehrere, unterschiedlich orientierte Lineationsarten (Intersektions-, Krenulations-, Mineral- bzw. Streckungslineation) sichtbar. Im Trattenbach-Komplex konnte makroskopisch sichtbarer Chloritoid beim Gipfel des Frühmesser (BH-17-0126), bei der Bergeralm südlich der Gensbichlscharte (Aufschluss BH-16-0341.5, entdeckt von H. Heinisch und C. Panwitz) und bei Hohenneukirchen (Aufschluss BH-16-0602, entdeckt von G. Pestal) aufgefunden werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass für die Unterscheidung der siliziklastischen Metasedimentgesteine des Müllachgeier-Lithodems von jenen des Trattenbach-Komplexes vor allem strukturelle Kriterien hilfreich sind. Die für das Müllachgeier-Lithodem typische farbige Streifung fehlt im Trattenbach-Komplex, der wiederum häufiger deformierte Quarzmobilisate enthält. Das Auftreten von makroskopisch sichtbarem Chloritoid ist kein eindeutiges Unterscheidungskriterium, da Chloritoid in beiden Einheiten vorhanden ist.

Die oben präsentierten Kriterien erlauben die Ausscheidung einer bis zu 100 m mächtigen Scherzone. Vom Liegenden kommend nimmt die Deformation innerhalb des Müllachgeier-Lithodems gegen die Deckengrenze zu. Der Deformationsgradient wird durch das progressive Verschwinden von sedimentären Strukturen sowie eine Zunahme an Quarzmobilisaten und eine kontinuierliche Zunahme der Korngröße von Hellglimmer unterstrichen. Über der Deckengrenze, an der Basis des Trattenbach-Komplexes, ist der Deformationsgradient nicht so stark ausgeprägt. An der Deckengrenze ist systematisch eine starke Mylonitisierung zu beobachten. Besonders gut sichtbar ist diese auf der Ostflanke des Bruchecks (50 m oberhalb des Salzachflusses, Aufschluss BH-19-0022) und südlich vom Gipfel des Ronachgeier (Aufschluss BH-19-0307). Im Quarzit sind in diesem Bereich oft graue, teils durchscheinende (ultra-)mylonitische Lagen zu beobachten, die ein typisches Geländekriterium für dynamische Rekristallisation darstellen (z.B. Aufschlüsse BH-19-0307, BH-19-0317). Mit zunehmendem Abstand zur Deckengrenze treten die (ultra-)mylonitischen Lagen merklich zurück. Sowohl im Quarzit als auch im phyllonitischen Glimmerschiefer ist deutlich eine WNW–ESE-Streckung erkennbar. Makroskopische Schersinnindikatoren sind selten und oft widersprüchlich. Einerseits sind diese sinistral und Top-nach-Osten, andererseits dextral und Top-nach-Westen. Dies ist bedingt durch die Tatsache, dass die gesamte Basis des Ostalpins am Nordrand des Tauernfensters und damit auch die Deckengrenze von einer starken W–E orientierten, koaxialen Streckung während der frühen Stadien der Exhumation des Tauernfensters überprägt wurde. So konnten Scherbänder reaktiviert oder scheinbar von konjugierten Scherbändern geschnitten werden. Um die Kinematik der Deckengrenze besser zu definieren, wäre eine ausführliche Analyse der Quarzgefüge von Quarzmobilisaten entlang der Deckengrenze hilfreich.

Verlauf der Deckengrenze

Die Deckengrenze zwischen der Königsleiten-Decke und der Wildkogel-Decke wurde vom Salzachtal (auf Blatt 151 Krimml) bis zum westlichen Rand des Blattes 121 Neukirchen am Großvenediger kartiert. Sie liegt etwa an der Grenze, bzw. etwas hangend des von Heinisch (2013) mit Übersignatur dargestellten Bereichs des „phyllonitischen Quarzphyllits“. Im Folgenden wird der Verlauf von Osten nach Westen beschrieben.

Die Deckengrenze ist immer aufrecht, liegt subparallel zum planaren Hauptgefüge und schneidet spitzwinkelig den lithologischen Lagenbau innerhalb der Decken. Vom Salzachtal, westlich Wald im Pinzgau, bis zur alten Gerlos Straße (B165) wurden keine Aufschlüsse gefunden. Aufschlüsse, die auf Blatt 151 Krimml dargestellt sind, wurden vermutlich seit der Kartierung während der 1950er Jahre verbaut. Die Deckengrenze konnte somit erst vom Gasthof Grübl an der Gerlos Straße weiter gegen Westen verfolgt werden. Die Deckengrenze fällt auf dem Südhang des Gernkogels flach bis mittelsteil nach Ostnordost bis Osten ein und verläuft mehr oder weniger gerade Richtung Westnordwest bis zum Brandschlag auf 1.820 m Seehöhe (SW-Rücken des Gernkogels). Der Verlauf ist hier von einer Massenbewegung beeinflusst. Auf der orografisch linken Talseite des Nadernachbachtals zieht sie Richtung Norden bis in die Nähe der Bergeralm (1.650 m Seehöhe). Auf der gegenüberliegenden Talseite ist der Verlauf gegen Westen bedingt durch den Verschnitt mit der Morphologie etwas gewunden. Am gegen Süden abfallenden Rücken des Ronachgeier (2.236 m Seehöhe) kommt die Deckengrenze bei Watschkarl (ca. 2.100 m Seehöhe) zu liegen. Von hier gegen den Talgrund des Salzachtales wird die Deckengrenze steiler (von 20–30° bis 80–90°) und zeigt ein Einfallen Richtung Nordnordost. Zwischen der Mülleralm und der Salzachjochhütte quert sie das Salzachtal bei fast senkrechtem Einfallen. Weiter gegen Westen zieht sie nördlich etwas unterhalb des Gipfels des Brucheck (2.100 m Seehöhe) bis zum Müllachbach auf 1.820 m Seehöhe, wobei sie mittelsteil bis steil gegen Nordnordost einfällt. Im Müllachbachtal wird sie durch eine dem Talverlauf folgende, saiger stehende und N–S verlaufende Störung sinistral versetzt. Gegen Westen streicht die Deckengrenze mit steilem bis fast senkrechtem Einfallen gegen Norden hangaufwärts und erreicht dann den Grat südlich des Ochsenkopfs (2.469 m Seehöhe) auf Blatt 120 Wörgl.

Die Änderung des Fallwinkels an der Deckengrenze südlich des Ronachgeiers (2.236 m Seehöhe), mit Einfallen von 20–40° nach Nordnordosten im östlichen Teil und einem fast senkrechten Einfallen nach Norden im westlichen Teil, ist durch eine großräumige „Kniefalte“ mit WNW–ESE streichender und nach WNW abtauchender Faltenachse sowie nach Süden einfallender Achsenfläche bedingt. Solche Falten treten im Aufschlussmaßstab als späte Kinkfalten nicht nur in der Königsleiten- und Wildkogel-Decke, sondern auch in den subpenninischen und penninischen Einheiten im südlich angrenzenden Tauernfenster auf. Die Faltung entstand daher erst nach der Überschiebung des Ostalpins auf die letztgenannten Einheiten im Oligozän oder Miozän.

Argumente für eine eo-alpidische Deformation an der Deckengrenze

Dünnschliffanalysen von Chloritoid führenden Proben und einer einzelnen Granat führenden Probe (Aufschluss BH-16-0345, Weg unmittelbar südlich des Königsleiten-Gipfels) aus dem Müllachgeier-Lithodem weisen auf eine einphasige Metamorphose in oberer Grünschieferfazies hin. Nach Hollinetz et al. (2019) wurden zum Metamorphosehöhepunkt Bedingungen von etwa 530° C bei 9 kbar erreicht. Die einphasige Metamorphose ist konsistent mit der beobachteten, einphasigen duktilen Deformation. U-Pb-Datierung von detritären Zirkonen aus dem Quarzit lieferten Altersspektren mit einigen im Perm kristallisierten Zirkonkristallen (bis ~250 Ma). Diese Alter stellen damit ein maximales Sedimentationsalter dar. Hingegen lieferten U-Th-Pb-Datierungen von Allanit aus zwei Chloritoid führenden Proben ein kretazisches Alter (80,2 ± 3,2 Ma, für das U-Pb-System ohne gemeine Blei-Korrektur, von 90,0 ± 1,7 Ma, für das U-Th-Pb-System mit gemeiner Blei-Korrektur; Vermeesch, 2020). Paragenetische Argumente lassen vermuten, dass dieses Alter den Höhepunkt der Metamorphose widerspiegelt. Alle Daten zusammen genommen weisen darauf hin, dass das Müllachgeier-Lithodem aus permischen bis untertriassischen siliziklastischen Sedimenten hervorgegangen ist.

Der Trattenbach-Komplex zeigt eine polymetamorphe Entwicklung, wobei die höchsten Metamorphosebedingungen während des Variszischen Ereignisses erreicht wurden (Huet et al., 2019; Satir & Mortenani, 1979; Schulz, 1972). Die eo-alpidische Überprägung spiegelt sich in Ar-Ar-Muskovitaltern zwischen 90 und 105 Ma und Rb-Sr-Biotitaltern um 80 Ma (Huet et al., 2019) wider.

Prinzipiell wäre es möglich, dass der Trattenbach-Komplex den sedimentären Untergrund des Müllachgeier-Lithodems darstellt. Das würde eine inverse Lagerung der heutigen Abfolge implizieren. Die Grenze zwischen dem Müllachgeier-Lithodem und dem Trattenbach-Komplex wird jedoch durch die oben beschriebene Scherzone gebildet. Entlang dieser wurde nie eine Art Transgressions-Konglomerat gefunden und es ist nahezu auszuschließen, dass das Müllachgeier-Lithodem die permomesozoische Bedeckung des Trattenbach-Komplexes darstellt. Demnach ist die tektonische Grenzfläche eine Deckengrenze, die nach der Ablagerung der Sedimente des Müllachgeier-Lithodems in der Untertrias entstanden ist. Die Mylonite an der Deckengrenze zeigen duktile Deformation und weisen auf eine Bildung während einer metamorphen Überprägung hin. Dafür kommt nur die eo-alpidische Metamorphose in der Kreide in Frage und es muss sich daher um eine eo-alpidische Deckengrenze handeln.

Literatur

Ampferer, O. & Ohnesorge, T. (1918): Rattenberg 1:75.000. – 1 Blatt, k. k. Geologische Reichsanstalt, 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.

Hollinetz, M., Huet, B., Schneider, D. & Grasemann, B. (2019): Geodynamic setting of rocks above and below the Eo-Alpine extrusion wedge (Innsbruck Quartzphyllite Zone, Eastern Alps, Austria). – Emile Argand Conference on Alpine Geological Studies 2019, 4th–6th September 2019, Sion, Switzerland: Abstract Volume, 34, Sion.

Huet, B., Iglseder, C. & Schuster, R. (2019): Eine neue tektonische und lithostratigrafische 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, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Ohnesorge, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 119–136, Wien.

Satir, M. & Morteani, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geologische Rundschau, **68**, 1–40, Stuttgart.

Schulz, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T-deformation path from micaschists in the hangingwall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen, **164**, 1–28, Stuttgart.

Tollmann, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien.

Vermeesch, P. (2020): Unifying the U–Pb and Th–Pb methods: joint isochron regression and common Pb correction. – Geochronology, **2**/1, 119–131.

Blatt 122 Kitzbühel

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von Benjamin Huet, Anna Rogowitz, Manfred Linner & Christoph Iglseder.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming

Gerit Griesmeier

Das im Aufnahmsjahr 2019 kartierte Gebiet befindet sich auf dem BMN Kartenblatt ÖK50 128 Gröbming. Nach einer Geländeeinführung durch Jürgen Reitner wurden verschiedene Areale des Großsölktales in den zentralen Niederen Tauern ausgewählt. Von Norden kommend sind dies der Westhang und untere Bereiche des Osthangs um den Stausee Großsölk, weiters das Stricker- und Knallkar und die Talböden an deren Talausgängen. Weiter südlich wurden die unteren Talabschnitte in der Umgebung von St. Nikolai – bis etwa zur Mautneralm sowie das Tal, das von St. Nikolai nach Südwesten abzweigt, quartärgeologisch untersucht. In diesem Tal wurden vor allem die oberen Karbereiche, in der Umgebung des Weißensees und der Klafterseen sowie des Schwarzensees, Hohensees, als auch des Schimpelsees bearbeitet. Zusätzlich wurden noch Begehungen bei den Kaltenbachseen und am Gröbminger Mitterberg durchgeführt. Es wurden nur quartärgeologische Untersuchungen angestellt, für Festgesteinsaufnahmen sei auf Berichte von Ewald Hejl verwiesen (z.B. Hejl, 2017, 2018 und Referenzen darin).

Quartäre Ablagerungen und Formen

Im Folgenden werden die verschiedenen quartären Ablagerungen beschrieben, die im kartierten Gebiet erfasst wurden.

Moränenablagerungen

Im Gebiet kommen verschiedene Moränenablagerungen, zum Teil in großer Verbreitung, vor. Klassische Grundmoränenablagerungen treten mancherorts flächendeckend auf und weisen häufig eine sanfte Morphologie auf. In den höhergelegenen Karen befinden sich oft End- und Seitenmoränenablagerungen, die durch markante Wälle auffallen und teilweise sind auch Ablationsmoränenablagerungen erkennbar.

Grundmoränenablagerungen

Zumeist zeichnen sich Grundmoränenablagerungen durch überkonsolidierte, matrixgestützte Diamikte aus. An steilen Hängen und in Bereichen mit dichter Vegetation sind diese Sedimente jedoch nicht selten verwittert und dadurch etwas aufgelockert. In flacheren Bereichen hingegen, vor allem also in Kar- und Talböden, führt die Überkonsolidierung und der hohe Ton- und Siltgehalt zu oberflächlichem Abfluss und Vernässungszonen. Die Matrix der Grundmoränenablagerungen ist zumeist tonig bis siltig, nur in seltenen Fällen auch sandig. Farblich überwiegen rotbraune Töne, die durch Oxidation von eisenreichen Partikeln entstehen, die aus den anstehenden (Granat-)Glimmerschiefern – vermutlich vor allem aus Biotit – stammen. Selten, vermutlich im unverwitterten Zustand, ist die Matrix auch graubraun. Die Sedimente sind schlecht sortiert und die Korngrößen der Komponenten variieren zwischen Kies und Blöcken. Diese Komponenten sind in den meisten Fällen angular bis subangular, aber auch angerundete Kiese und Steine können nicht selten beobachtet werden. Die Lithologien in den Sedimenten setzen sich zumeist aus Granat-Glimmerschiefer, (Granat-)Amphibolit und seltener auch aus Marmor zusammen.

Ablationsmoränenablagerungen

In manchen höher gelegenen Talböden und Karen gibt es bereichsweise große (1 m^3 bis 10er m^3) Blöcke, die verteilt auf zum Teil stark verfestigten Sedimenten mit tonig-siltiger Matrix liegen. Oft zeichnen diese Blöcke zudem eine Form nach, die der einer Gletscherzunge ähnelt. Zwischen den großen Blöcken gibt es keine Matrix. Es hat eher den Anschein, dass die Blöcke obenauf abgelagert wurden, bzw. beim Abschmelzen der Eismasse auf die darunterliegen-

den Grundmoränensedimente sanken. Diese Blöcke werden somit als Ablationsmoränenablagerung interpretiert. Durch das Aufliegen dieser auf Grundmoränenablagerung müssen beide Ablagerungen in den meisten Fällen auf der geologischen Karte gemeinsam dargestellt werden.

Seiten- und Endmoränenablagerungen

Seiten- und Endmoränenablagerungen sind generell durch Wallformen charakterisiert. Diese Wälle erreichen im kartierten Gebiet oft nur wenige Dezimeter bis Meter Höhe. In der Regel fallen Blöcke auf, die aus feiner klastischem, oft bewachsenem Material herausragen. Der Aufbau dieser Wälle ist zumeist sehr ähnlich dem einer Grundmoränenablagerung, mit dem Unterschied, dass die Diamikte ersterer nicht so stark verfestigt sind. Zum Teil fehlt auch der tonige Anteil, der Anteil der Sandfraktion hingegen ist etwas höher. Die Komponenten sind hauptsächlich angular bis subangular.

Eisrandablagerungen

Eisrandablagerungen sind im allgemeinen Staukörper, die sich am Rand von abschmelzendem Eis oder Toteis, vor allem im Mündungsbereich von Tälern, bilden. Durch die gleichmäßige Eisoberfläche befindet sich auch die Oberkante von Eisrandablagerungen zumeist etwa in derselben Höhenlage. Besonders schön ist dies bei St. Nikolai (1.127 m) zu beobachten. Hier zieht die Oberkante der Eisrandablagerungen auf 1.300–1.400 m Seehöhe lateral mehrere hundert Meter im Großsölk- und Bräualmtal taleinwärts. Die Sedimente sind dominant Kies-Sand-Gemische, zum Teil planar geschichtet mit wenigen Graden Neigung und zeigen in guten Aufschlüssen Lagen mit inverser Gradierung. Die Kiese und auch gröbere Komponenten sind meistens gut gerundet. Neben den gröberen Kies-Sand-Lagen treten typischerweise auch sehr feine, tonig-siltige Lagen hinzu, in die oft auch einzelne meist angulare, seltener gerundete Steine – sogenannte Dropstones – eingebettet sind. Diese Wechsellagerung lässt sich mit dem Ablagerungsraum eines Deltas gut vergleichen. Die gröberen Lagen, teils mit inverser Gradierung und flachem Einfallen, spiegeln die Delta foresets wider, während die feinen Lagen Stillwasserablagerungen darstellen. Aufgrund der Nähe zum Gletscher waren driftende Eisschollen in kleinen Seebildungen durchaus möglich. Durch deren Abschmelzen wurde auch der darin eingefrorene Schutt freigesetzt, der in Form einzelner Dropstones in die Seebodensedimente fiel.

Da diese Sedimente durch ihre lockere Lagerung nicht besonders erosionsbeständig sind, zeigt deren Morphologie ein auffälliges Bild: eng beieinanderliegende, wenige Meter tiefe, geradlinig in Falllinie verlaufende Gräben weisen auf kanalisierte fluviatile Erosion hin. Die abgetragenen Sedimente werden hierbei unterhalb der Eisrandablagerung mehrfach als Mur- und Schwemmkegel aufgeschüttet. An manchen Stellen ist gut erkennbar, wie Schwemmfächer an die Eisrandkörper stoßen.

Blockgletscherablagerungen

Blockhalden mit Wallformen, die in hohen Karbereichen auftreten, sind oftmals Ablagerungen von Blockgletschern. Häufig ist in den Wällen und auch in den Blockhalden oberhalb der Wälle keine Matrix aufgeschlossen. Es können nur bis zu mehrere dm^3–m^3 große Blöcke, die sich gegenseitig stützen, beobachtet werden. Diese Blöcke sind immer angular und gut ineinander verkeilt. Ähnlich wie Ablagerungen von schuttbedeckten Gletschern weisen auch Blockgletscherablagerungen für gewöhnlich viel eckigen Schutt (Kies, Steine, Blöcke) mit einer sandigen Matrix auf. Diese ist jedoch durch die oben abdeckende Schicht aus verkeilten Blöcken selten sichtbar. Dieses typische Gefüge ist ein Unterscheidungskriterium von Blockgletschern zu schuttbedeckten Gletschern. Ein Blockgletscher entwickelt sich in der Regel aus Schutthalden oder Schuttfeldern, seltener aus Moränenablagerungen (vgl. Barsch, 1983; Kellerer-Pirklbauer et al., 2007).

Ablagerungen am Gröbminger Mitterberg (Vorstoßsedimente des Würm-Hochglazials oder älter)

Der Gröbminger Mitterberg ist ein Höhenzug, der sich 200 m über dem Talboden des Ennstales erstreckt. Im Aufnahmejahr wurden nur an wenigen Stellen Untersuchungen gemacht, die im Folgenden kurz beschrieben sind.

Der Mitterberg besitzt einen Felssockel, der von Phylliten des Ennstal-Phyllit-Komplexes aufgebaut ist. Dieser ist an den untersuchten Stellen, vor allem im Südost-Teil und bei Dorf, von gut gerundeten Kiesen und Sanden überlagert, die vermutlich am Beginn des Würm-Hochglazials, während der Vorstoßphase, aufgeschüttet wurden. Darüber folgen Grundmoränenablagerungen des Würm-Hochglazials.

Die Kiese sind im allgemeinen planar geschichtet und fallen wenige Grade nach Norden ein. Gradierung ist selten erkennbar. Es wechseln zumeist Kies- mit Sandlagen, vereinzelt kommen auch Sandlinsen in Kieslagen und umgekehrt vor.

Die Kieslagen sind häufig korngestützt und es finden sich einzelne „gecrackte“, das heißt zerbrochene Gerölle. Die Risse entstanden durch die Auflast des in diesem Abschnitt etwa 1 km mächtigen Ennsgletschers (z.B. Penck & Brückner, 1909; Kellerer-Pirklbauer et al., 2004). Sofern eine Matrix vorhanden ist, besteht diese aus Sand bis Feinkies. Die Komponenten in den Kiesen sind gut bis sehr gut gerundet und weisen zumeist Durchmesser von 1–5 cm auf, es gibt aber auch einzelne Gerölle und Lagen mit Korndurchmessern bis 20 cm. Eine leichte karbonatische Zementierung ist immer wieder entwickelt. Das Karbonat wurde vermutlich aus Kalk- und Dolomitstein-Komponenten gelöst, die gegen Norden, zu den Kalkalpen hin, gehäuft auftreten. Neben den Karbonatgeröllen finden sich auch Amphibolit, Glimmerschiefer-, Para- und Orthogneis- sowie Quarzgerölle.

Die Sandlagen sind meist sehr homogen, bisweilen erkennt man Kreuzschichtung und Wellenrippeln. Manchmal finden sich dünne Lagen aus Kies.

Die Grundmoränenablagerungen sind am Mitterberg zumeist sehr schlecht aufgeschlossen. In den wenigen Aufschlüssen, in denen überkonsolidierte, matrixgestützte Diamikte vorliegen, zeigt sich eine Matrix, die einen hohen Tongehalt aufweist. Die Komponenten sind angular (vor allem lokale Phyllite) bis sehr gut gerundet. Die unterlagernden Kiese sind bereichsweise schwer von den Grundmoränenablagerungen unterscheidbar. Dies liegt vermutlich daran, dass im Grundmoränenmaterial viele gut gerundete Gerölle der liegenden Kiese aufgearbeitet wurden. Aufgrund der generell dürftigen Aufschlusssituation am Mitterberg sind zudem nur vereinzelt Gerölle mit Kritzern als Hinweis auf Grundmoränenablagerungen zu finden.

Massenbewegungen

Es gibt im kartierten Gebiet des Öfteren Zerrspalten und Abrisskanten, an denen sich Festgesteins- und Lockergesteinsmaterial (Grundmoränen- und Eisrandablagerungen) offensichtlich abgelöst und bewegt hat (vgl. HERMANN & BECKER, 2003). Mehrfach kann man Ablagerungen von Mur(en)strömen beobachten. Bereichsweise ist das Festgestein tiefgreifend aufgelockert. Eine solche Situation befindet sich westlich des Großsölk-Stausees (910 m). In den Gipfel- und Kammbereichen sieht man vielerorts Zerrspalten, die wenige Meter tiefe Gräben verursachen. An anderen Stellen sind auch Doppelgrate ausgebildet. Im Laserscan-Bild erkennt man lokal Abrisskanten, die in diskrete Bewegungsbahnen übergehen. Der Hang westlich des Großsölk-Stausees ist großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. In diesem Bereich ist aufgrund auffallend häufigen Säbelwuchses der Bäume gut erkennbar, dass die subglazialen Sedimente durch langsame Fließbewegungen gravitativ talwärts wandern. Festgesteinsaufschlüsse, in diesem Fall Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes, zeigen oft große, nicht verfüllte Klüfte, an denen sich der Fels sukzessive in Blockwerk auflöst.

Eisrandablagerungen bei St. Nikolai

St. Nikolai (1.127 m) liegt inmitten von mächtigen Eisrandablagerungen. Durch den Großsölk- und Hohenseebach wurden diese Eisrandablagerungen etwa 10 m tief anerodiert, wodurch augenscheinliche Erosionskanten entstanden sind. Die Terrassenoberflächen steigen sanft hangwärts. Entlang der Erosionsböschungen geben Aufschlüsse Einblick in den Sedimentaufbau der Terrassen. Kennzeichnend sind meist gut sortierte, geschichtete Kies-Sand-Gemische. Die Komponenten (Granat-Glimmerschiefer, Amphibolit) sind sehr gut gerundet bis angerundet. Weiters kann planare Schrägschichtung mit flachem Einfallen der Schichtblätter beobachtet werden. Zum Teil wechseln sanddominierte Lagen mit mehrheitlich Kies führenden Lagen. Über der Terrasse sind die Eisrandsedimente noch bis auf eine Höhe von etwa 1.400 m zu finden.

Detailuntersuchungen in einzelnen Tälern und Karen

Im Folgenden werden die untersuchten Kare näher beschrieben und die darin vorkommenden Ablagerungen und Formen interpretiert.

Strickertal

Das Strickertal ist ein nach Norden entwässerndes, relativ schmales Tal. Der Talausgang ist bis auf eine Höhe von 1.200 m mit Eisrandablagerungen bedeckt. Weiter taleinwärts befinden sich konsolidierte, siltig-tonige Grundmoränenablagerungen. Bei der Strickeralm auf etwa 1.360 m Seehöhe am Talboden befindet sich ein Lockergesteinsaufschluss, der vom Talbach freigelegt wurde (Koordinaten: 13,98157°E 47,35535°N, WGS84). Dort findet sich ein matrixgestützter, locker gelagerter Diamikt mit siltig-sandiger Matrix. Am Laserscan-Bild ist gut ersichtlich, dass sich der Aufschluss am Ende einer etwa 150 m breiten, zungenförmigen Geländeform befindet. Auf dieser liegen einzelne Blöcke, die Größen von mehreren Kubikmetern erreichen. Weiters gibt es einige wenig markante Wälle, die jedoch durch erosive Prozesse entstanden sein könnten. Die Blöcke treten in diesem Bereich auffallend häufig auf. Talabwärts fehlen die Blöcke weitestgehend. Vermutlich handelt es sich bei dem zungenförmigen Körper um Grund- und Ablationsmoränenablagerung eines Gletschers. Die Blöcke darauf können nur durch Eistransport und nicht durch gravitative Prozesse in die heutige Position gelangt sein. Weiter talaufwärts, beginnend auf 1.500 m, findet sich ein etwa 400 m langer, abgerundeter, talparallel verlaufender Wall aus stärker konsolidiertem Diamikt, auf dem einzelne Blöcke liegen. Die Genese dieses Walls wird aufgrund des Sedimentinhalts und seiner Form als subglazial interpretiert.

Weiter taleinwärts sticht ein weiterer Wall ins Auge. Dieser befindet sich auf etwa 1.600 m Seehöhe auf der orografisch rechten Talseite, ist etwa 120 m lang und deutlich weniger abgerundet als der vorher beschriebene Wall. Auf dem Wall liegen wiederum einzelne Blöcke. Es könnte sich hierbei aufgrund der Form und Position um einen Seitenmoränenwall handeln. Vermutlich entstand dieser Wall im Zuge desselben Gletschervorstoßes, der auch die oben beschriebene Grund- und Ablationsmoränenablagerung hinterließ. Weitere Wallformen weiter talaufwärts bestehen aus überkonsolidierten, matrixgestützten Diamikten mit tonig-siltiger Matrix. Bei diesen handelt es sich wohl um subglaziale Bildungen bzw. Reste von Grundmoränenablagerungen, die durch Erosion ihre wallförmige Ausprägung erhielten.

Interpretierte glaziale Geschichte

Zur Zeit des LGM war wohl das gesamte Strickertal bis unterhalb der Felswände auf etwa 2.100 m mit Eis bedeckt. Mächtige Grundmoränenablagerungen wurden im Zuge dessen am Talboden und an den Flanken ablagert. Vermutlich im Gschnitz-Stadial entwickelte sich aus beiden kleinen Karen ein Gletscher, der bis etwa zur Strickeralm (1.360 m) vorstieß. Dort lagerte er Grund- und beim Abschmelzen Ablationsmoränenmaterial ab. Im oberen Einzugsgebiet erodierte der Gletscher vermutlich wieder die Sedimente, die während des LGM abgelagert wurden und senkte sein Bett einige Meter bis wenige Zehnermeter tief ein. Dabei entstanden auch auf der Westseite die mehrere Meter hohen wallförmigen Strukturen. Der kleinere, markante Seitenmoränenwall auf etwa 1.600 m Seehöhe markiert die östliche Ausdehnung dieses Gletschers.

Knalltal

Das Knalltal beginnt im Talschluss in Nord–Süd-Ausrichtung und biegt dann, kurz steil abfallend, nach Nordosten ab. Der Talausgang ist von mehrere Meter bis 10er Meter mächtigen Eisrandablagerungen bedeckt. Bis auf eine Höhe von etwa 1.300 m sind diese auch im Großsölktal weiter taleinwärts vorhanden. Im Knalltal selbst sind die Eisrandablagerungen bis zur Knallalm (1.355 m) verfolgbar. Auffallend ist, dass der Talausgang des Knalltals asymmetrisch angelegt ist. Die südöstliche Flanke ist flacher und beinhaltet eine markante, wallförmige Erosionsform. Auf dieser Seite finden sich durchgehend Eisrandablagerungen. Die nordwestliche Talseite ist steiler und an der Straße konnten nur Grundmoränenablagerungen beobachtet werden.

Bei der Knallalm ist die Landschaft von kleinen Hügeln, Wällen und dazwischenliegenden Tälern, in denen zum Teil Wasser fließt oder Vernässungen auftreten, geprägt. Möglicherweise ist diese Morphologie durch abschmelzendes, einsedimentiertes Toteis entstanden. Oberhalb dieser Eiszerfallslandschaft ist vielerorts Grundmoränenmaterial aufgeschlossen und Felswände aus Granat-Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes prägen das Landschaftsbild.

Oberhalb der Steilstufe zwischen 1.450 und 1.500 m fällt eine großflächige Vernässung auf. Diese ist auf eine Grundmoränenablagerung zurückzuführen, die den gesamten Talboden bedeckt. Ab einer Höhe von etwa 1.600 m treten auffallend viele einzelne, grobe Blöcke auf, die auf stark bewachsenem Sediment liegen bzw. in dieses eingebettet sind. Die Matrix des Sediments ist tonig-siltig, grau und schimmert aufgrund des hohen Hellglimmergehaltes etwas. Diese Vergesellschaftung wird als Grund- und Ablationsmoränenablagerung interpretiert, wobei die einzelnen Blöcke den supraglazialen Schutt verkörpern. Am Laserscan-Bild lässt sich gut erkennen, dass diese supraglaziale Ablagerung durch ihre Aufragung gegenüber der Grundmoränenablagerung des Talbodens gut abgrenzbar ist. Grobe Blöcke sind in südlicher Fortsetzung taleinwärts bis zur Steilstufe, die zum Gamsschöß – ein kleines Kar – führt, zu finden. Auf der Steilstufe liegen immer wieder vereinzelte große Blöcke herum, die mit Sicherheit von oben herunterfielen, denn das Gamsschöß ist vollkommen mit grobblockigem Schutt bedeckt.

In dem kleinen Kar nordwestlich der Steinkarlscharte (1.954 m) befinden sich auf etwa 1.750 m Seehöhe mehrere größere und kleinere Wälle. Der deutlichste, äußerste Wall streicht etwa ESE–WNW und ist ca. 250 m lang. Manche Wälle sind aus grobem Blockschutt aufgebaut, andere sind stark bewachsen und bestehen aus kleineren Blöcken. Es sind nur wenige größere Blöcke auf den Wällen verteilt, denn die Felswände im Hintergrund liefern offensichtlich eher kleinblockigen Schutt, der heute auch großteils bewachsen ist. Ein nach Westen konvexer, eher abgerundeter Wall könnte auch eine Blockgletscherablagerung darstellen, welche die älteren Wälle später überformt hat.

Interpretierte glaziale Geschichte

Es ist anzunehmen, dass während des LGM das gesamte Tal von Eis bedeckt war (vgl. VAN HUSEN, 1968; KELLERER-PIRKLBAUER et al., 2004.) Vermutlich zur Zeit des Gschnitz-Stadials entwickelte sich aus dem Gamsschöß heraus ein schuttbedeckter Gletscher und vereinigte sich mit einem weiteren Gletscher, der in dem kleinen Kar nordwestlich der Steinkarlscharte lag. Der Haupteisfluss erfolgte vermutlich in gerader Linie vom Gamsschöß in das Knalltal, wenig Eis floss hingegen aus dem kleinen Kar zu. Dieser Gletscher konnte nur bis auf etwa 1.750 m vorstoßen und hinterließ hier seine Endmoränenwälle. Diese Annahme würde erklären, warum der Ablationsschutt in gerader Linie bis auf 1.600 m zu finden ist und die Wälle in dem kleinen Kar eher wenig große Blöcke und mehr kleine beinhalten. Später entwickelte sich in dem kleinen Kar nordwestlich der Steinkarlscharte ein kleiner Blockgletscher, wodurch die Situation noch komplexer wurde.

Kar um den Weißensee

Das Kar, in dem sich auch der Weißensee (2.229 m) befindet, ist relativ breit und tief und beherbergt weitere Seen. Es wurde nur der nördliche Teil des Kars untersucht und zwar entlang des Weges von St. Nikolai über die Kaltherberghütte (1.608 m), vorbei an den Klafterseen (1.884 m, 1.950 m) bis zum Weißensee. Bis auf eine Höhe von etwa 1.400 m kommen am Weg Eisrandablagerungen vor, die sich durch Kies-Sand-Gemische mit gerundeten Komponenten auszeichnen. Weiter taleinwärts führt der Weg über kompaktierte Grundmoränenablagerungen. Bei Betrachtung des Laserscan-Bildes fällt auf 1.620 m Höhe eine wallförmige Struktur auf. Aufschlüsse darin zeigen überkonsolidierte, geschichtete Diamikte mit angularen Komponenten. Unterhalb davon fällt das Gelände für wenige Meter steil ab, darüber jedoch zieht dieser Sedimentkörper horizontal taleinwärts. Vermutlich handelt es sich um eine Grundmoränenablagerung, die stärker erodiert wurde. Oberhalb davon, auf 1.680 m, direkt hinter einer kleinen Hüttenruine, erstreckt sich ein im Bogen von Osten nach Westen streichender Wall, der sich aus einem matrixgestützten Diamikt mit tonig-siltiger Matrix zusammensetzt. Die Komponenten darin sind zumeist angulare bis subangulare Kiese. Auf dem Wall liegen vereinzelt Blöcke mit Durchmessern bis 3 m. Dieser Wall wird als Endmoränenwall eines spätglazialen Gletschervorstoßes, vielleicht des Gschnitz-Stadials, interpretiert.

Beide Klafterseen sind in Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes eingesenkt. Hin und wieder lassen sich auf Quarzklasten E–W streichende Gletscherstriemungen erkennen. Im Umkreis der Seen gibt es Vernässungszonen, die durch Wasserstauung auf siltig-tonigen Grundmoränenablagerungen entstehen. Der weitere Weg Richtung Weißensee führt zunächst über nackten Fels, jedoch ab einer Höhe von etwa 2.000 m finden sich große Blöcke, die direkt dem Fels aufliegen. Zum Teil ist zwischen einzelnen Blöcken eine siltig-sandige Matrix erkennbar, manchmal sind die Blöcke allerdings ineinander verkeilt, mit sedimentfreien Hohlräumen dazwischen. Vor allem mithilfe des Laserscan-Bildes ist eine Wallform erkennbar, die diese Blockhalde im Osten umgibt. Die Ablagerung ist etwa 200 m breit. Weiter Richtung Westen liegt der Weißensee (2.229 m) in eine Mulde eingesenkt. Die Blöcke reichen bis an den See heran und wenige Meter in den See hinein (WÖBER, 1966). Im Süden wird der See durch einen Festgesteinsriegel abgedämmt. Aufgrund des Sedimentinhaltes und der Position der Blockhalde wird diese als Ablationsmoränenablagerung eines spätglazialen Gletschers interpretiert. Der nördliche Seitenmoränenwall dieses Gletschers ist heute nicht mehr eindeutig identifizierbar, da in diesem Bereich ebenfalls mehrere Kubikmeter große Blöcke von einer nahen Felswand herabgestürzt sind und den Wall überschütteten. Die Blöcke stürzten deshalb in diesem Bereich in die Tiefe, weil die Schieferung stark verfaltet ist und in manchen Bereichen eine für Felsstürze prädestinierte Lagerung einnimmt. Im Bereich des Felssturzmaterials sind kleinere Stauchungswälle zu beobachten. Vermutlich wurde das Material später als Blockgletscher etwas nachbewegt. Diese Vermutung liegt nahe, da sich westlich anschließend eine südexponierte Blockgletscherablagerung befindet. Diese zeichnet sich durch matrixloses, verkeiltes, nur mit Flechten bewachsenes Blockwerk mit bis 3 m^3 großen Blöcken und zahlreichen Stauchungswällen aus. Eine weitere kleine Blockgletscherablagerung befindet sich westlich des Weißensees, sie endet auf 2.250 m Seehöhe.

Interpretierte glaziale Geschichte

Trotz der Schroffheit ist denkbar, dass die Felskämme während des LGM vom Eis überflossen waren, zum Beispiel bei der Steinkarlscharte (1.954 m). Während des LGM wurden vielerorts im gesamten Kar mächtige Grundmoränenablagerungen gebildet. Im Zuge der Eiszerfallsphase stellte vermutlich Toteis im Großsölktal eine Barriere dar, wodurch mehr oder weniger kontinuierlich hunderte Meter mächtige Eisrandablagerungen geschüttet wurden. Vermutlich entwickelte sich zur Zeit des Gschnitz-Stadials ein Gletscher aus dem kleinen Tal unterhalb der Steinkarlscharte, der bis auf 1.680 m Seehöhe vorstieß. Im Zuge dessen wurden die umgebenden Kämme nicht mehr überflossen, zusätzlich übersteilt und erlangten so ihre heutige schroffe Ausformung. Der Gletscher, der die Moräne beim Weißensee hinterließ, hatte sein Einzugsgebiet im Kar südlich des Großen Knallsteins (2.599 m). Aufgrund der Nordexposition und der Höhenlage könnte es sich dabei um einen Vorstoß in der Jüngeren Dryas (Egesen-Stadial) handeln.

Kar um den Grünsee

Das Kar um den Grünsee ist ostexponiert und beinhaltet zwei Karstufen. In die untere ist der Hohensee (1.543 m) eingebettet. Darüber folgt über einer Steilstufe von etwa 300 m eine weitere Karstufe, in der sich der Schwarzensee (1.918 m) und Grünsee (1.983 m) befinden. Das Kar entwässert über den Hohenseebach, der vermutlich entlang einer Störung verläuft, in den Bräualmbach, welcher wiederum in den Großsölkbach mündet. Der Hohenseebach hat ein relativ steiles Gefälle, während der Bräualmbach in flachem Gelände in einem breiten Talboden mäandriert.

Am Fahrweg von der Bräualm (1.165 m) zum Hohensee befinden sich immer wieder Gletscherschliffe auf den anstehenden Granat-Glimmerschiefern. Nach der Steilstufe zwischen 1.300 und 1.400 m führt der Weg über flachere Grundmoränenablagerungen, aus denen immer wieder Festgesteinsbuckel herausragen. Zumeist sind es klassische Rundhöcker, manchmal gibt es auch symmetrische Formen, die als „whaleback“ anzusprechen sind.

Oberhalb des Hohensees, im Bereich seines Zuflusses, befinden sich wallförmige Strukturen auf etwa 1.640 m Seehöhe. Sie streichen WSW–ENE und sind etwa 250 m lang. Aufgrund des starken Bewuchses konnte der Aufbau nicht im Detail studiert werden. Grobe (sub)angulare Blöcke, die auf dem Wall liegen, sind jedoch augenscheinlich. Die Matrix, soweit erkennbar, ist siltig bis sandig. Aufgrund dieser Beobachtungen und der Position unterhalb einer Felswand ohne erkennbarem Einzugsgebiet eines Gletschers, wurden die Wälle als subglaziale Formen eingeordnet. Der Hohensee selbst liegt großteils in einem im Festgestein ausgeschürften Zungenbecken.

Über eine weitere Steilstufe gelangt man zum Schwarzensee (1.918 m). Etwa 250 m nordöstlich davon befindet sich in etwa 1.920 m Seehöhe auf der Nordseite des Kares ein Seitenmoränenwall. Er streicht NW–SE und ist etwa 150 m lang. Auf dem Wall liegen mehrere subangulare Blöcke mit Durchmessern von einigen Dezimetern bis etwa einem Meter. Aufgrund der geomorphologischen Ausprägung des Walles, vor allem der Abrundung des Kammes und der topografischen Position wird der Wall vorläufig dem Gschnitz-Stadial zugeordnet. Neben diesem Wall befinden sich zum Schwarzensee hin weitere, sehr niedrige Wälle. Sie ragen nur wenige Dezimeter aus der umgebenden Verebnung heraus. Sie bestehen aus Lockersedimenten und werden als subglaziale Formen interpretiert. Diese kleine Ebene ist durch ein Muster von Vernässungen und kleinen Festgesteinsbuckeln geringer Höhe (wenige Dezimeter) geprägt.

Westlich des Schwarzensees liegen auffallend viele angulare, bis 1 m große Blöcke herum. Die Fallenergie dieser Blöcke dürfte kaum ausgereicht haben, um sie von den 1 km entfernten Felswänden in die heutige Position zu bringen. Aus diesem Grund werden die Blöcke als Ablationsmoränenablagerung eines einstigen Gletschers interpretiert. Wenn man über diese Blöcke zum Grünsee (1.983 m) weiter aufsteigt, passiert man einen WSW–ENE streichenden, langgezogenen Wall von 400 m Länge. Der Wallansatz unterhalb einer Felswand ist durch sehr blockreiches, korngestütztes Material ohne sichtbare Matrix gekennzeichnet. Am Kamm des Walles auf 1.950 m Seehöhe gibt es einen kaum merklichen Geländeeinschnitt, oberhalb dessen sich nahezu keine Blöcke mehr finden. Die Genese dieses eigenartigen Walles lässt sich schwer erklären. Aufgrund der Position könnte es sich einerseits um einen Seitenmoränenwall eines spätglazialen Gletschers, oder aber um einen subglazialen Wall handeln. Der blockreiche Teil des Walles ist vielleicht eine spätere Überprägung eines kleinen Blockgletschers oder der Rest eines schuttbedeckten Gletschers.

Südlich davon befindet sich eine mehrere Meter mächtige, von Latschenkiefern bewachsene Blockgletscherablagerung. Der Aufbau ist ähnlich wie bei dem oben beschriebenen, blockreichen Wall. Angulare Blöcke, die durchaus Durchmesser von 1 m erreichen, sind korngestützt ohne erkennbare Matrix. Stauchungswälle sind am Laserscan-Bild besonders gut erkennbar. Interessant ist der südliche Teil dieser Form: Der Seitenmoränenwall auf dieser Seite entwickelt sich nicht aus einer Blöcke produzierenden Wand, sondern liegt direkt an einem grasbewachsenen Nordhang. Er besteht nicht aus groben Blöcken, sondern aus kleinstückigem Schutt. Dies legt den Schluss nahe, dass es sich um zwei separate Geländeformen/Ablagerungsformen handelt, die aneinandergrenzen. Der südliche blockarme Bereich ist vermutlich Teil einer Seiten- und Endmoräne eines Gletschers, der aus dem Kar östlich des Gjoadecks (2.525 m) hinabfloss. Der blockreiche Teil war vermutlich ehemals ein Blockgletscher, der die Seiten-Endmoräne überprägte. Östlich davon, etwas oberhalb des Grünsees auf etwa 2.000 m Seehöhe, ist ein weiterer, nur wenige Dezimeter hoher, relativ geradliniger Wall am Laserscan-Bild sichtbar. Dieser könnte einen Seiten- bzw. Endmoränenwall darstellen. Möglicherweise steht er in Verbindung mit dem ersten erwähnten Wall beim Grünsee.

Interpretierte glaziale Geschichte

Der Seitenmoränenwall auf etwa 1.920 m Seehöhe könnte im Gschnitz-Stadial entstanden sein. Wie weit die maximale Ausdehnung dieses Gletschers war, ist leider aufgrund mangelnder Indizien nicht eindeutig feststellbar. Wenn er sich mit einem Gletscher aus dem Schimpelkar vereinigte, dann könnte er durchaus bis auf etwa 1.400–1.200 m Höhe herabgereicht haben. Die subglazialen Wälle oberhalb des Hohensees entstanden somit vermutlich

während des Würm-Hochglazials und des Gschnitz-Stadials. Die Ablationsmoränenablagerung unterhalb des Grünsees könnte in Verbindung mit den beiden Wällen östlich und westlich des Grünsees einen Maximalstand eines Egesen-zeitlichen Gletschers markieren. Ein Endmoränenwall ist nicht ersichtlich. Möglicherweise hat der Gletscher in den Schwarzensee gekalbt, wodurch der Wall fehlt. Grobe Blöcke am Seegrund (Wöber, 1966) würden für diese Annahme sprechen.

Die Ablationsmoränenablagerung oberhalb des Grünsees reicht auf etwa 1.980 m herab und könnte einen zweiten Egesen-Stand darstellen. Aufgrund des relativ hoch gelegenen Einzugsgebietes von 2.300–2.400 m Höhe und der Ostexponierung, die vermutlich eine Abschattung des oberen Akkumulationsgebietes bewirkte, wäre ein Auftreten des Egesen-Stadials in diesem Bereich durchaus denkbar.

Kar um den Schimpelsee

Der Schimpelsee ist vom Hohensee (1.543 m, siehe oben) über den Schimpelrücken erreichbar. Dieser wird von Granat-Glimmerschiefern und Amphiboliten des Greim-Komplexes aufgebaut. Der sehr geradlinig verlaufende Schimpelbach hat sich vermutlich entlang einer Störung in das Festgestein eingegraben. Nur an wenigen Stellen finden sich geringmächtige Grundmoränenablagerungen. Ein Beispiel stellt die Umgebung des Breitenbachsees (1.840 m) dar. Der Weg zum Schimpelsee ist von zahlreichen Gletscherschliffen geprägt, deren Striemungen etwa E–W verlaufen.

Wenige Meter vor dem Schimpelsee befindet sich auf etwa 1.930 m Seehöhe ein Endmoränenwall. Er ist etwa 270 m lang, verläuft etwa NW–SE und biegt im Osten nach Süden um, wo er seinen tiefsten Punkt erreicht. Dieser Wall ist sehr markant ausgeprägt und von zahlreichen Latschenkiefern bewachsen. Auf der südlichen Talseite ist keine Fortsetzung erkennbar. Lithofaziell handelt es sich um eckigen Schutt aus vorherrschend kiesigen, untergeordnet blockigen Komponenten. Die Matrix ist sandig-kiesig, das Sedimentgefüge zumeist matrixgestützt. Taleinwärts kommen einzelne Wälle, Gräben und Buckel vor, die vor allem aus groben Blöcken bestehen. In den Gräben beobachtet man Anschnitte in unbewachsenem, korngestütztem Blockwerk. Es könnte sich bei dieser Sedimentvergesellschaftung um Relikte einer Toteislandschaft handeln. Dahinter liegt der Schimpelsee in einem ehemaligen Zungenbecken. Im Nordwesten des Sees gibt es einen auffallenden, etwa 250 m langen Seitenmoränenwall. Er verläuft E–W-streichend etwa entlang der 2.000 m Isohypse, steigt im Westen allerdings etwas an. Vor allem auf seiner Nordflanke und am Wallkamm liegen einige Blöcke, die Größen von 1 m^3 bis 10 m^3 erreichen. Die meisten Blöcke, die den Wall aufbauen, sind jedoch kleiner als 1 m^3. Hinter dem Wall wird in einer Mulde ein kleiner See gestaut. In manchen Bereichen besteht der Wall nur aus angularen Blöcken. Meist ist Matrix vorhanden, wie sich auch durch Wiesenbewuchs zeigt. Aufgrund der Position könnte dieser Wall in Zusammenhang mit dem Endmoränenwall vor dem Schimpelsee in Verbindung stehen. An der Westseite des Sees, gibt es zwei etwa 20 m breite Endmoränenwälle auf 1.940 bzw. 1.960 m Seehöhe. Diese schmiegen sich an den Seitenmoränenwall an und sind wie dieser sehr blockreich. Es sind auch einige Bereiche mit losem Schutt bedeckt, der vermutlich von den Hangflanken auf die Wälle rollte. Die potenziellen Gletscher (oder der potenzielle Gletscher), die diese Wälle hinterließen, hatten ihr Einzugsgebiet im Kar unterhalb des Bauleitecks (2.424 m). Aufgrund der großen Ähnlichkeit zwischen den Ablagerungen von schuttbedeckten Gletschern und denen von Blockgletschern können diese zwei Wälle weder der einen noch der anderen Ablagerung eindeutig zugeordnet werden. Wegen der Entfernung zu den schuttliefernden Wänden wird jedoch eine Ablagerung eines schuttbedeckten Gletschers favorisiert.

Etwas oberhalb, im Süden, der beiden letztgenannten Wälle liegt grober Schutt, der ebenfalls Wallformen erkennen lässt. Die meisten der Wälle setzen sich in Falllinie fort und verbinden sich mit Wällen im Bereich hinter den oben erwähnten Endmoränenwällen. Andere wiederum weisen eine Wallform auf, wie es auch bei Endmoränen der Fall ist. Sie enden oberhalb der kleinen Steilstufe auf etwa 2.060 m Seehöhe. Vorerst wird diese aus Orthogneiskomponenten bestehende Schutthalde mit Wallformen als Blockgletscherablagerung interpretiert. Allerdings liegt aufgrund der Größe und Ausprägung die Vermutung nahe, dass es sich auch um die Ablagerung eines reaktivierten schuttbedeckten Gletschers handeln könnte, der möglicherweise auch die Wälle beim Schimpelsee ablagerte.

Ab 2.000 m führt der Wanderweg zur Schimpelscharte (2.413 m) direkt entlang eines abgerundeten, etwa 40 m breiten Endmoränenwalles. Dieser weist eine gebogene Form auf, die drei klar unterscheidbare Loben nachzeichnet. Der unterste Lobus erstreckt sich bis auf 2.000 m, zwei weitere enden in 2.060 und 2.140 m Seehöhe. Diese Wälle sind etwas abgeflachter als die Wälle beim See und beinhalten Diamikte mit Glimmerschiefer-Komponenten und siltig-sandiger Matrix.

Interpretierte glaziale Geschichte

Möglicherweise sind alle oben erwähnten Wälle Teil eines einzigen glazialen Standes. Während der Rückzugsphase eines Gletschers, der aus dem Kar unterhalb des Bauleitecks (2.424 m) abfloss, kam es zu einer mehrmaligen Stabilisierung, wodurch mehrere Endmoränenwälle abgelagert wurden: zuerst der Seitenmoränenwall in Verbindung mit dem Endmoränenwall unterhalb des Schimpelsees, später die zwei Wälle, die sich an den vorhergehenden Seitenmoränenwall anlagern. Die Blockgletscherablagerung oberhalb überprägte nur die blockreiche Ablagerung. Der nicht vorhandene Bewuchs lässt darauf schließen, dass der Permafrost in diesem Bereich noch nicht allzu lange abgetaut ist, vermutlich erst in den letzten Jahrzehnten.

Der Gletscher weiter östlich, in dessen ehemaligem Bett heute der Wanderweg verläuft, könnte gleichzeitig mit dem oben erwähnten Gletscher existiert haben. Allerdings sind die Breite und Höhe der Wälle etwas unterschiedlich. Dies ließe sich auf den Gesteinsinhalt und die damit verbundene Größe der Komponenten zurückzuführen. Da das Einzugsgebiet dieses Gletschers weitaus kleiner war, konnte dieser nur bis auf 2.000 m vorstoßen, im Gegensatz zum Gletscher im Kar nordöstlich unterhalb des Bauleitecks, der noch bis auf eine Höhe von 1.950 m hinabreichte.

Aufgrund der Höhenlage und der Ostexponierung wird die Möglichkeit in Betracht gezogen, dass es sich bei den rekonstruierten Gletscherständen um jene des Egesen-Stadials der Jüngeren Dryas handelt.

Kaltenbachseen

Der Weg zum Unteren Kaltenbachsee verläuft über Grundmoränenablagerungen. Die Matrix ist siltig-sandig, das Gefüge matrixgestützt. Die Komponenten sind subangular bis angerundet und beinhalten Marmor, Granat-Amphibolit und Granat-Glimmerschiefer des Greim-Komplexes. Der Untere Kaltenbachsee wird von einem Endmoränenwall auf 1.750 m Höhe abgedämmt. Dieser Wall besteht aus einem matrixgestützten Diamikt mit sandiger Matrix, aus welchem das Feinmaterial (Ton/Silt) weitgehend ausgewaschen wurde. Der Weg führt weiter auf dem direkt anschließenden Seitenmoränenwall zum Mittleren Kaltenbachsee hinauf. Beide Wälle werden aufgrund ihrer Höhenlage, Position und fortgeschrittenen Abrundung des Wallkammes in die Zeit der Gschnitz-Vergletscherung gestellt. Nördlich des Mittleren Kaltenbachsees gibt es einen Wall, der allerdings aufgrund seiner Position im Lee einer Felswand als subglaziale Gletscherfließstruktur (Flute) interpretiert wird. Der See selbst ist in glazial erodiertes Festgestein eingesenkt. Beim Oberen Kaltenbachsee wurden keine Anzeichen für spätglaziale Gletscherstände festgestellt. Geomorphologisch interessant sind die Etrachböden (2.148 m). Hierbei handelt es sich um eine Hochfläche oberhalb des Oberen Kaltenbachsees. Die Moränenbedeckung ist zwar nur dürftig und geringmächtig vorhanden, dennoch ist daraus zu folgern, dass das Gebiet ehemals unter glazialer Bedeckung lag. Einzelne Hügel, die offensichtlich periglazialen Verwitterungsprozessen unterlagen, ragen aus der Hochfläche heraus. Das flache Relief dieser Landschaft ist vermutlich auf das Schichteinfallen der anstehenden Gesteine zurückzuführen.

Interpretierte glaziale Geschichte

Während des LGM waren vermutlich auch die Etrachböden (2.148 m) eisüberflossen (bzw. bildete sich ein geringmächtiger Plateaugletscher), worauf die Grundmoränenstreu hindeutet. Im Zuge des Gschnitz-Stadials entwickelte sich vermutlich ein Gletscher, der sich über die Karwanne des heutigen Mittleren Kaltenbachsees (1.912 m) bis zum Unteren Kaltenbachsee (1.748 m) erstreckte. Letzterer wurde im Zuge dieses Gletschervorstoßes durch eine Seiten- und Endmoräne abgedämmt.

Sölkpass

Der Sölkpass bildete zur Zeit des LGM einen Transfluenzpass. Dies lässt sich allein schon an der abgerundeten Morphologie, aber auch an Grundmoränenablagerungen und Gletscherschliffen erkennen. Selten findet man glaziale Striemungen auf polierten Quarzmobilisaten, jedoch konnten keine Anzeichen gefunden werden, in welche Richtung die Eistransfluenz stattfand. Die Schliffgrenze ist schwer feststellbar. Sie scheint in etwa 2.050 m Höhe zu liegen. Unterhalb dieser Höhe sind die anstehenden Gesteine eindeutig weniger scharfkantig als in höheren Bereichen und bilden glatte Flächen. Oberhalb dieser Höhe sind die Gesteine meist brüchiger und wirken schroffer. Spitzere Kämme unterstreichen hier die Morphologie abseits des Eisstromnetzes.

Zusammenfassung

Das Großsölktal stellte zur Zeit des Würm-Hochglazials (LGM; ca. 30–20 ka; Monegato et al., 2007; Ivy-Ochs et al., 2004) einen vermutlich nicht unwesentlichen Zufluss zum Ennsgletscher dar. Dieser war Teil eines großen Eisstromnetzes, das weite Teile der Alpen bedeckte. Schliffgrenzen der Transfluenz am Sölkpass deuten darauf hin, dass die Eisoberfläche auf rund 2.100 m reichte und in den Karen noch höher lag. Nur die Gipfel und manche Kämme ragten als Nunataks aus dem Eis heraus. In diesen Bereichen herrschte Frostsprengung vor, wodurch das raue Erscheinungsbild der hohen Berge entstand. Auf den Hängen und in den Karen bezeugen großflächige Ablagerungen von Grund- und Ablationsmoränen das LGM und jüngere Glaziale. Mit dem Zusammenbruch des mächtigen Eisstromnetzes wurden während der Eiszerfallsphase (Reitner, 2007) am Eisrand Stauseen gebildet, in die Flüsse mächtige Sedimentkörper schütteten. Vor allem bei St. Nikolai treten diese Sedimente sehr häufig auf. Später wurden sie von den Bächen wieder anerodiert, wodurch eindrucksvolle Terrassen entstanden. Als die großen Gletscher in den Haupttälern verschwunden waren, bildeten sich nach einer kurzen Wärmephase wiederum kleinere Gletscher in den Karen aus. Es wurden Vorstöße rekonstruiert, die sich mit folgenden Stadialen korrelieren lassen: (i) Ein größerer Vorstoß zur Zeit des Gschnitz-Stadials (~17–16 ka; Ivy-Ochs et al., 2006) reichte je nach Höhenlage des Einzugsgebietes auf 1.350–1.750 m herab. (ii) Eine weitere Klimaverschlechterung bildete das Egesen-Stadial (~13–12 ka; Ivy-Ochs et al., 1996; Reitner et al., 2016). Während dieser Phase konnten Kargletscher noch auf etwa 1.900–2.000 m vorstoßen. Es sind zum Teil mehrere Endmoränenwälle erhalten. Durch die Übersteilung der Hänge infolge glazialer Erosion kam es zur Anlage tiefgreifender Massenbewegungen und Hangzerreißungen, wie Zerrgräben vor allem im Bereich westlich des Großsölkstausees zeigen.

Dank

Ich bedanke mich bei Alfred Gruber und Jürgen Reitner, durch deren sorgfältige Durchsicht das Manuskript stark profitierte.

Literatur

Barsch, D. (1983): Blockgletscher-Studien, Zusammenfassung und offene Probleme. – In: Poser, H. & Schunke, E. (Eds.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. – Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, **35**, 133–150, Göttingen.

Hejl, E. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz-Komplex und im Ennstaler Phyllitkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 366–368, Wien.

Hejl, E. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 152–154, Wien.

HERMANN, S.W. & BECKER, L.P. (2003): Gravitational spreading ridges on the crystalline basement of the Eastern Alps (Niedere Tauern mountain range, Austria). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **94** (2001), 123–138, Wien.

IVY-OCHS, S., SCHLÜCHTER, C., KUBIK, P., SYNAL, H., BEER, J. & KERSCHNER, H. (1996): The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ^{10}Be, ^{26}Al and ^{36}Cl. – Eclogae Geologicae Helvatiae, **89**, 1049–1063, Basel.

IVY-OCHS, S., SCHÄFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.-A. & SCHLÜCHTER, C. (2004): Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**/1, 47–55, Basel. http://dx.doi.org/10.1007/s00015-004-1110-0

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, **21**/2, 115–130, Chichester. http://dx.doi.org/10.1002/jqs.955

KELLERER-PIRKLBAUER, A. (2007): Lithology and the distribution of rock glaciers: Niedere Tauern Range, Styria, Austria. – Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, **51**/2, 17–38, Berlin. http://dx.doi.org/10.1127/0372-8854/2007/0051S2-0017

KELLERER-PIRKLBAUER, A., PROSKE, H. & UNTERSWEG, T. (2004): Darstellung der Talbodenbereiche des steirischen Ennstales. – Bericht, Joanneum Research, 50 S., Graz.

MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – Quaternary Research, **68**/2, 284–302, Cambridge. http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.002

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände, XVI + 1199 S., Leipzig.

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., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, 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, Göttingen.

VAN HUSEN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **18**, 249–286, Wien.

WÖBER, E.M. (1966): Geomorphologie des Talgebietes der Großen Sölk und seiner Gebirgsgruppen in den Niederen Tauern mit besonderer Berücksichtigung der Hochgebirgs-Seen. – Dissertation, Universität Wien, 161 S., Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im „Ennstaler Phyllitkomplex“ und im Wölz-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das diesjährige Aufnahmsgebiet liegt in der Nordostecke des Kartenblattes, das heißt östlich von Öblarn und nördlich der Linie Walchenbach–Wolfegggraben. Es hat eine Fläche von 29 km^2 und ist wie folgt umgrenzt: Öblarn – Walchenbach – Wolfegggraben – Starzenalm – östliche Blattgrenze – Schwaigergraben – Gosch – Oberer Bleiberg – Niederöblarn – Moosberg – Öblarn.

Der präquartäre Untergrund ist nur im äußersten Süden des Gebietes, also entlang des Walchenbaches zwischen dem Forsthaus Walchenhof und der Bergkreuzkapelle, dem Wölz-Komplex zuzuordnen. Ansonsten wird der präquartäre Untergrund ausnahmslos durch den „Ennstaler Phyllitkomplex“ gebildet. Die Grenze zwischen beiden Gesteinskomplexen ist entweder deckentektonischer Natur oder zumindest tektonisch überprägt, jedoch infolge lithologischer Konvergenzen und kleinräumiger Verschuppungen abschnittsweise unscharf ausgebildet (FRITSCH, 1953). Die Marmorzüge des Typus Sölk-Gumpeneck kommen ausnahmslos im nördlichen bzw. hangenden Teil des Wölz-Komplexes vor. Sie überschreiten nirgends die Grenze zu den „Ennstaler Phylliten“, können aber auch nicht als feldgeologische Deckenscheider benützt werden, da im Hangenden dieser Marmore fast überall retrograd überprägte Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes auftreten. Mit anderen Worten: „Ennstaler Phyllite“ grenzen oft an lithologisch ähnliche, retrograde Wölzer Glimmerschiefer (PEER, 1988; PESTAL et al., 2009: 68). Andererseits kommen grünschieferfazielle Chloritschiefer nur im „Ennstaler Phyllitkomplex“, jedoch nie im Wölz-Komplex vor. Sie sind von retrograden Amphiboliten des letzteren leicht zu unterscheiden. Da sie jedoch nicht häufig genug sind und auch nicht immer bis an die Deckengrenze herantreten, sind sie als feldgeologisches Kriterium zur Kartierung dieser Grenze ungeeignet.

Eines der Hauptprobleme der Kartierung 2020 war daher die möglichst genaue Erfassung der Grenze zwischen dem „Ennstaler Phyllitkomplex“ und dem Wölz-Komplex. Im tektonischen Modell von PESTAL et al. (2009) werden beide Einheiten dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet. Demnach wird die Kontaktfläche zwischen beiden Einheiten nicht als Deckengrenze erster Ordnung innerhalb des ostalpinen Deckenstapels betrachtet. In diesem Kontext war auch die tektonische und stratigrafische Zuordnung der bekannten Sulfidlagerstätte in der Walchen zu überprüfen. Sie befindet sich nahe der Grenze zwischen beiden Komplexen.

Der Wölz-Komplex

Er tritt nur im äußersten Süden des diesjährigen Aufnahmsgebietes auf, und zwar an der orografisch rechten (nördlichen) Seite des Walchentales, zwischen der Bergkreuzkapelle im Osten und dem Forsthaus 350 m WNW der Kapelle bei Kote 877 m im Westen. Retrograd überprägte, zum Teil phyllonitische Glimmerschiefer mit etwas reliktischem Granat sind an mehreren Stellen im Bachbett des Walchenbaches und in dessen unmittelbarer Nähe aufgeschlossen – so zum Beispiel im Umkreis von Kote 877 m (Kapelle) und etwas östlich des „Ghf. zum Bergkreuz“. Weitere gut zugängliche Aufschlüsse befinden sich entlang der Forststraße unterhalb (SW) der Bergkreuzkapelle.

Diese Glimmerschiefer fallen vorwiegend mittelsteil nach Norden ein und werden im Hangenden von deutlich helleren Serizitquarziten und dünnblättrigen Serizitschiefern überlagert. In letzteren befinden sich die sulfidischen Erzlager der Lagerstätte Walchen. Diese und ihre Begleitgesteine bilden hier das Liegendste des „Ennstaler Phyllitkomplexes“. Die Deckengrenze zum unterlagernden Wölz-Komplex entspricht zumeist der lithologisch markan-

ten Grenze zwischen den hellen Serizitschiefern und den deutlich dunkleren Wölzer Glimmerschiefern. Diese Grenze liegt bei der Einmündung des Schrettenkargrabens im Talgrund (ca. 850 m über NN) und steigt gegen Osten, durch SW–NE streichende Bruchlinien staffelartig zerlegt, allmählich an. Nördlich vom Berghaus (Kote 985 m) liegt sie in 1.240 m über NN, nördlich der Bergkreuzkapelle in 1.340 m über NN.

Das Erscheinungsbild der retrograden Glimmerschiefer ist jenem der granatarmen Glimmerschiefer bei Großsölk und im Blattbereich 127 Schladming (sog. „Kaiblingschiefer") ähnlich. Diese Gesteine unterscheiden sich deutlich von den grobschuppigeren Granat-Muskovitschiefern im Umkreis des Großen und Kleinen Knallsteins und im Tuchmoarkar.

Die retrograden Glimmerschiefer in der Walchen sind oft isoklinal gefaltet und weisen eine achsenebenen-parallele Schieferung auf. Letztere liegt annähernd parallel zur Deckengrenze und zur Hauptschieferung des „Ennstaler Phyllitkomplexes" an der Deckengrenze.

Der „Ennstaler Phyllitkomplex"

Er erstreckt sich von den vererzten Phylliten der Walchen bis zum Ennstal im Nordwesten und Norden. Der ganze Bereich ist durch lithologische Monotonie und ein über weite Strecken ähnliches Einfallen der Hauptschieferungsflächen gekennzeichnet. Dünnplattige bis blättrige Phyllite mit Übergängen zu phyllitischen Quarziten sind die bei weitem vorherrschende Gesteinsart. Gut 95 % des oberflächennahen Untergrundes bestehen hier aus solchen Gesteinen. Granat ist selten, bleibt klein (< 2 mm) und ist in der Regel chloritisiert.

Ein gehäuftes Vorkommen von Metabasiten (Chloritschiefer nach wahrscheinlich Metatuffen) wurde nur im Südteil des „Ennstaler Phyllitkomplexes" angetroffen. Es erstreckt sich als schmales Band konkordanter Linsen und größerer zusammenhängender Lagen vom Talgrund des Walchenbaches (ca. 500 m SE Schröck) über die Südhänge des Hocheck (1.663 m) bis zur Starzenalm. Dieses Chloritschieferband ist in W–E-Richtung über eine Länge von gut 4 km zu verfolgen. Seine größte Mächtigkeit liegt in der Größenordnung von 100 bis 150 m. Weitere, jedoch kleinere Vorkommen von Chloritschiefer gibt es am Starkenberg (1.347 m) und im Graben des Niederöblarnbaches.

Noch wesentlich seltener sind Grafitschiefer. Abseits der Lagerstätte in der Walchen sind sie oft nur wenige Dezimeter, in Ausnahmefällen allenfalls 1,5 m mächtig. Gehäuft treten sie im westlichen Bereich der Lagerstätte, das heißt in der weiteren Umgebung des Forsthauses Walchenhof auf. Weitere kleine Vorkommen gibt es am Stubeggsattel (Graßllehen, 1.302 m) und unmittelbar nördlich des kleinen Stausees im hinteren Teil des Niederöblarngrabens (bei der Abzweigung des Futzengrabens). Wegen der regional manchmal schlechten Aufschlussverhältnisse des „Ennstaler Phyllitkomplexes" ist jedoch anzunehmen, dass geringmächtige Lagen von Grafitschiefer oft übersehen werden, also insgesamt etwas häufiger sind, als es das Kartenbild vermuten lässt.

Im gesamten Aufnahmsgebiet fallen die Phyllite zumeist mittelsteil nach Norden ein. Entlang des Meridians, der durch den Gasthof zum Bergkreuz verläuft, erstreckt sich der „Ennstaler Phyllitkomplex" in N–S-Richtung, das heißt quer zum Streichen, über etwa 6,5 km. Bei einem Einfallswinkel von ca. 35 bis 40° entspricht das einer Mächtigkeit von ca. 3,7 bis 4,2 km (6,5 km x sin 35° bzw. 6,5 km x sin 40°). Dabei ist jedoch zu bedenken, dass das Phyllitpaket tektonisch angeschoppt oder durch Isoklinalfaltung verdoppelt sein kann und daher die ursprüngliche Mächtigkeit der sedimentären Edukte (Schiefertone und Siltsteine) eventuell geringmächtiger war.

Wegen des generellen Einfallens der Phyllite nach Norden finden sich an den südexponierten Hängen bessere und häufigere Aufschlüsse von anstehendem Gestein. An den nordexponierten Hängen neigen die quasi hangparallel einfallenden Phyllite zum Zergleiten durch s-parallelen Kohäsionsverlust entlang der Schichtfugen. Dementsprechend seltener sind hier die Aufschlüsse. Über weite Strecken sind hier nur Lesesteine zu finden.

Die Schwefelkies- und Kupferkies-Lagerstätte in der Walchen

Der stillgelegte Bergbau befindet sich am orografisch rechten (nördlichen) Hang des Walchengrabens zwischen ca. 1.100 und 1.550 m über NN. In W–E-Richtung erstreckt sich die Lagerstätte über eine Länge von ungefähr 4 km. Da die Ausbisslinien der beiden Sulfid-Lagergänge und die Lage der begleitenden Serizitschiefer und Serizitquarzite im Sommer 1967 im Maßstab 1:2.000 sehr genau kartiert wurden (Unger, 1968), wäre eine vollständige Neuaufnahme der Lagerstätte und ihrer näheren Umgebung nicht sinnvoll gewesen. In Anbetracht der zur Verfügung stehenden Zeit hätte sie nicht besser, sondern höchstens viel ungenauer als die exzellente Aufnahme von Unger (1968) sein können. Vielmehr ging es darum, die Karte von Unger (1968: Anlagen II a und b), der auf einer von ihm selbst erstellten topografischen Karte mit Höhenschichtlinien von 100 und 20 Metern kartiert hatte, in die Topografie der heutigen ÖK 1:50.000 (bzw. deren Vergrößerung auf 1:10.000) zu übertragen, neue Wege und Forststraßen zu begehen und gegebenenfalls die Kartierung von Unger (1968) mit neuen Befunden zu ergänzen.

Die Kartierung von Unger (1968) war sehr gut nachvollziehbar. Größere Abweichungen von den tatsächlich angetroffenen Verhältnissen waren nirgends festzustellen. Besonders gut konnte die Schichtfolge des Lagerstättenkomplexes entlang der Forststraße, die in 1.240 m über NN, 700 m südlich des Hocheck (1.663 m) verläuft, und am Spornrücken nördlich der Bergkreuzkapelle untersucht werden. Die Ausbisse der Sulfid-Lagergänge sind anhand der gelben Schwefelausblühungen gut zu erkennen. Sie erreichen eine Mächtigkeit von kaum über 50 cm und konnten daher nicht maßstäblich dargestellt werden.

Quartäre Sedimente und Formen

Größere zusammenhängende Grundmoräne wurde bis zu einer Höhe von knapp unter 900 m über NN angetroffen, so zum Beispiel am Moosberg östlich von Öblarn und am

Oberen Bleiberg. Bemerkenswert ist der Fund von zwei erratischen Blöcken in 1.280 m und 1.370 m über NN, an einer Forststraße am Nordhang des Gsängerecks (1.426 m). Sie bestehen aus Leukoorthogneisen des Schladminger Gneiskomplexes und sind jeweils etwas größer als 1 m^3. Während des Würm-Hochglazials muss das Eis des Ennsgletschers hier mindestens bis zu dieser Höhe gereicht haben. DIRK VAN HUSEN (1968) rekonstruierte hier die Oberfläche des Würmgletschers jedoch noch deutlich höher, zwischen 1.600 und 1.700 m. Da der würmzeitliche Ennsgletscher im Osten nur bis zum Gesäuse gereicht hat, ist entlang des stromaufwärts gelegenen Ennstales eine stetige Abnahme der Eisobergrenze von West nach Ost anzunehmen. Fluvioglaziale Schotter in Eisrandablagerungen mit gut gerundeten Steinen und schluffigen Sandlagen wurden am nordexponierten Hang des oberen Bleibergs (W Grasch) in ungefähr 900 m über NN und im Walchengraben in ungefähr 900 bis 1.000 m über NN angetroffen. Ihre genaue stratigrafische Stellung ist unklar. Ein spätglaziales Alter während der Eiszerfallsphase ist aber anzunehmen.

Da die höchsten Gipfel des gesamten Gebietes deutlich unter der aktuellen Untergrenze des Permafrosts liegen, wurden nirgends Anzeichen von rezenter oder subrezenter Solifluktion angetroffen.

Literatur

FRITSCH, W. (1953): Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerscheifern. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum „Joanneum“, **10**, 13–20, Graz.

PEER, H. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **34**/**35**, 243–262, Wien.

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

UNGER, H.J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oeblarn im Ennstal. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **7**, 2–52, Geologische Bundesanstalt, Wien.

VAN HUSEN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **18**, 249–286, Wien.

Blatt 151 Krimml

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von BENJAMIN HUET, RALF SCHUSTER & CHRISTOPH IGLSEDER.

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 32-03-23 Innsbruck

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Gebiet Halleranger – Rossloch – Kühkar (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

THOMAS HORNUNG
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Vorwort

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Halleranger – Rossloch – Kühkar“ auf dem UTM-Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (Viertelblätter NW und NE) erfolgte von Juli bis November 2020. Ursprünglich bestand das Untersuchungsgebiet aus zwei Teilarealen mit einer Gesamtfläche von etwa 16 km². Diese wurden der Übersichtlichkeit wegen zu einem einheitlichen Kartiergebiet mit einer Gesamtfläche von 28,4 km² zusammengefasst. Es umfasst im Großen und Ganzen die Täler des Lafatscher Bachs, des Rosslochs und des Großen und Kleinen Kühkars. Die Gebietsgrenzen entsprechen im Süden dem Verlauf der Gleirsch-Halltalkette vom Hinterödkopf (2.453 m) über die Praxmarerkarspitze (2.642 m), den Großen (2.696 m) und Kleinen Lafatscher (2.636 m) zum Lafatscher Joch (2.081 m) und weiter zur Speckkarspitze (2.621 m). Die östliche Grenze verläuft von der Speckkarspitze zum Sunntiger (2.321 m) nördlich über der Hallerangeralm, biegt hier nach Osten um und erreicht die östliche Begrenzung des Rosslochs von der Rosslochspitze (2.538 m) über Grubenkarspitze (2.663 m) und Dreizinkenspitze (2.603 m). Die nördliche Grenze folgt dem Kammverlauf der Vomper Kette von der Dreizinkenspitze über Lalidererspitze (2.588 m), Nördliche Sonnenspitze (2.650 m) bis zur Moserkarspitze (2.533 m). Die Westgrenze biegt an der Moserkarspitze nach Süden um, erreicht die Kastenalm im innersten Hinterautal und weiter im Süden den Lafatscher Hochleger. Von dort biegt sie nach Westen um und folgt der Gemeindegrenze zwischen Scharnitz und Absam bis zur Hinterödalm und erreicht letztendlich das Hinterödjöchl unter dem Hinterödkopf. Die höchste Erhebung des Gebietes ist der Große Lafatscher (2.696 m), eine der markantesten und höchsten Erhebungen ist die Südliche Sonnenspitze (2.668 m). Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert der nach Westen fließende Lafatscher Bach bzw. die Isar an der Kastenalm bei 1.219 m. Morphologische Hauptmerkmale sind die streng E–W verlaufenden schroffen Felskämme (Vomperkette, Gleirsch-Halltalkette und Repskamm) mit vielen ausgeprägten Karen und bis 1.000 m hohen, über Kilometer sich hinziehenden Nordwänden sowie die tief eingeschnittenen E–W verlaufenden Täler (Rossloch).

Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung:

- GEOFAST-Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 118 Innsbruck (MOSER, 2008).
- Bericht Hinterautal und Gleirschtal (SCHUH, 2015).
- Bericht Quartärgeologie Rossloch, Lafatscher Tal und Moserkarbach (BÜSEL, 2014).
- Bericht Birkkarklamm, Reps und Hinterer Schwarzenwald (GRUBER, 2016, 2017).
- Geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge (KILIAN, 2013).
- Karstgeologische Karte des Rosslochs (KENDLER, 2012).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das etwa 28 km² große Kartiergebiet umfasst einen Teilbereich des Lafatscher Tales, das Rossloch sowie das Große und Kleine Kühkar im Bereich des zentralen Karwendelgebirges.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Isar bzw. im Oberlauf über den Lafatscher Bach, dessen Quellgebiet unweit der Hallerangeralm nahe dem Überschalljoch (unter der Speckkarspitze) auf ca. 1.770 m liegt. Der größte Zufluss des Gebietes ist der Moserkarbach aus dem gleichnamigen Kar zwischen Moserkarspitze und Nördlicher Sonnenspitze.

Das Klima des Areals wird entscheidend durch die Topografie der E–W streichenden Karwendel-Hauptketten bestimmt (im Untersuchungsgebiet Vomper- bzw. Gleirschkette) und kann als hochalpin feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Die aus Nordwesten und Westen heranströmenden, feuchten atlantischen Luftmassen stauen sich häufig an den Karwendelketten bzw. dringen in deren Täler ein und führen hier zu oftmals kräftigen Stauniederschlägen. So fällt auch im Winter für die Höhenlage entsprechend viel Schnee. SW-Wetterlagen sind hingegen wenig wetterwirksam, allerdings durch starke Föhnstürme gekennzeichnet.

Der Untersuchungsraum ist großtektonisch betrachtet Teil des Tirolisch-Norischen Deckensystems (Tirolikum früherer Autoren) der Nördlichen Kalkalpen, das hier durch die Inntal-Decke (neuerdings Inntal-Lechtal-Decke sensu MANDL et al., 2017 bzw. Karwendel-Decke sensu KILIAN & ORTNER, 2019) vertreten ist. Die liegende bajuvarische Lechtal-Decke früherer Autoren (nunmehr Allgäu-Decke nach MANDL et al., 2017 bzw. Tannheim-Decke nach KILIAN & ORTNER, 2019) kommt wenig außerhalb des Untersu-

chungsgebietes am Fuße der Nordwände der Vomperkette zum Vorschein (weitere Information in Kilian, 2013 sowie Kilian & Ortner, 2019). Während Rossloch und Kühkar innerhalb des Untersuchungsraumes ausschließlich aus mittel- bis früh obertriassischen Wetterstein-Lagunen- und Riffkalken aufgebaut werden und keine älteren oder jüngeren Gesteine dort vorkommen, erlaubt der Teilbereich Kastenalm bis zum Halleranger mit Teilen der Gleirschkette Einblicke in die jüngeren Schichtglieder der Nordalpinen Raibler Schichten und des Hauptdolomits, die im Kern der nordvergenten, W–E streichenden, im Südschenkel steilstehenden bis überkippten großen Faltenstruktur der Überschall-Synklinale anstehen. Nähere Ausführungen dazu werden eingehend in Kapitel **Tektonik** erläutert.

Schichtenfolge

Trias

Wettersteinkalk

Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk ist nicht nur die älteste, sondern auch die bei weitem dominanteste Lithologie des Untersuchungsgebietes. Sie baut fast ausschließlich die Vomperkette bzw. die Gleirschkette von der Wandbasis bis zum Kammverlauf auf und ist der einzige Gipfelbildner. Sowohl im Kühkar, im Rossloch als auch im Bereich der Gleirschkette wurde lagunärer, in der Regel gut bis sehr gut gebankter Wettersteinkalk und massiger bis allenfalls schlecht bzw. undeutlich gebankter Wettersteinkalk in Riffhangfazies auskartiert.

Wettersteinkalk, Lagunenfazies oder „Rückrifffazies“

Aus Wettersteinkalk in gut gebankter lagunärer Fazies sind die wesentlichen Gipfel- und Wandbildner in der Gleirschkette von der Bachofenspitze bis zum Hinterödkopf aufgebaut. Auch der Gratverlauf vom 2.154 m hohen Reps zum 2.321 m hohen Sunntiger wird – genauso wie der SW-Kamm der Südlichen Sonnenspitze der Vomperkette sowie der Gratverlauf zwischen Grubenkarspitze und Rosslochspitze in der östlichen Rossloch-Umrahmung – aus gut gebankten, in der Regel m-mächtigen hellen Wettersteinkalken aufgebaut. Auf den stark verkarsteten Hochgebieten des Rosslochs zwischen der Talfurche auf ca. 1.600 m bis maximal 2.300 m ist die Bankung oft undeutlich ausgebildet und kann nur aus der „Totalen“, beispielsweise vom gegenüberliegenden Bergkamm, gut nachvollzogen werden.

Die durchschnittliche Mächtigkeit des Wettersteinkalks im Untersuchungsgebiet kann mit mindestens 800 m angegeben werden. Weitaus größere Mächtigkeiten wie beispielsweise am Gratverlauf zwischen Rossloch- und Dreizinkenspitze werden durch weitspannige, W–E streichende und nordvergente Faltenstrukturen sowie Auf- und Überschiebungen vorgetäuscht.

Beim Typgestein des Wettersteinkalks in lagunärer Fazies („Rückrifffazies“) handelt es sich um eine zyklische Abfolge von hellen, feinkörnigen bis dichten Mudstones mit kantigem bis muscheligem Bruch, deren Gesteinsfarbe im frischen Anschlag beigegraue bis hellcremebraune Schattierungen zeigt, teilweise aber auch hell- bis weißlichgrau, seltener rosa- und fleischfarben sein kann. Die durchschnittlichen Bankmächtigkeiten liegen zwischen 100 und 600 cm. Dünnbankigere Bereiche sind deutlich seltener. Folgende Lithotypen sind häufig und können an vielen Stellen im Untersuchungsgebiet beobachtet werden: a) weitgehend strukturlose lutitische (= „mikritische“) Kalke, b) helle, beinahe strahlend weiß anwitternde, feinst laminierte stromatolithische Bindstones, c) Brekzienlagen mit arenitischen bis ruditischen Resedimenten sowie zerfallenen Bioklasten (i.d.R. Kalkalgen, Algenkrusten und Stromatolithe) und d) Dolomikrite bis Dolosparite, die bankweise, aber auch mit irregulär geformten, sekundären Dolomitisationshöfen entlang von Drucklösungsbahnen (Stylolithen) auftreten können. Gelegentlich können e) auch so genannte „Messerstichkalke“ gesehen werden, die ihren Namen von scharf geschnittenen, Messerstichen ähnlichen Hohlformen bekommen haben. Ihre Entstehung wird ursprünglich authigen gewachsenen Gipskristallen zugeschrieben, die sekundär durch Sickerwasser bzw. infolge der Gesteinsdiagenese aufgelöst wurden. f) Bereichsweise gelblichweiße bis hellgraue, oftmals schichtungslose, manchmal rauwackoide Karbonatgesteine zeigen mm- bis dm-große Intraklasten: diese sind sowohl aufgearbeitete Komponenten des bereits verfestigten Riffes (*Tubiphytes*, Kalkschwämme, Rotalgen, Korallen, teilweise Crinoiden). Die Hohlräume von ausgesprochenen Algenlaminiten/mikrobiellen Laminiten (Stromataktis, „birds eyes“) können bankweise sekundär umkristallisiert („sparitisiert“) sein und erhaben hervortreten. Fossilien sind in der Regel eher selten und machen kaum 10 % des Gesteinsvolumens aus – hin und wieder sind zerfallene Muscheln, kleine Gastropoden sowie disartikulierte Kalkalgenreste zu erkennen.

Soweit im Gelände ersichtlich, fällt eine schrittweise Zunahme der Bankmächtigkeiten vom Liegenden zum Hangenden auf, die lokal in massige Bereiche übergehen. Dieses Phänomen ist in vielen Bereichen der Wettersteinkalke zu erkennen und wird als deutliches Anzeichen eines langsam gegen die Beckenbereiche progradierenden Wetterstein-Riffes gewertet.

Wichtigste Kriterien im Gelände sind eine hellgraue, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis zur lokalen Massigkeit, große Gesteinshärte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sediment-Merkmale auftreten (Beschreibung siehe Kapitel Hauptdolomit).

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalks zu den Reiflinger Kalken ist im Kartiergebiet an keiner Stelle direkt erschlossen. Gruber (2017) beschreibt aus dem westlich angrenzenden benachbarten Kartiergebiet (Moserkar, Birkkar) typisch dünnbankige Reiflinger Kalke mit teilweise welligen, unregelmäßigen Schichtflächen und Pietra Verde-Tuffen. Die Hangendgrenze zu den überlagernden siliziklastischen Sequenzen der Nordalpinen Raibler Schichten ist mit der markanten Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit) gleichfalls nirgends zugänglich erschlossen, kann aber an den Abraumhalden beim „Silbernen Hansl“ in zahlreichen Lesefunden studiert werden (eine detaillierte Studie zum obersten Wettersteinkalk und zur Vererzung der stillgelegten Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch verfasste Schulz (1981).

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird in PILLER et al. (2004) mit der Basis des Illyriums (Oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis in das Untere Karnium hineinreicht und erst im Unteren Julium (= Cordevolium) endet (HORNUNG, 2007; vgl. OTT, 1972).

Wettersteinkalk, Riffhangfazies

Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Die Umrahmungen des Großen und Kleinen Kühkars (Moserkarspitze über Kühkarlspitze (2.464 m) bis Nördliche Sonnenspitze), des Bockkars (Bockkarspitze (2.589 m), Lalidererspitze bis Dreizinkenspitze), aber auch die Kammbereiche der Gleirschkette zwischen Kleinem und Großem Lafatscher bis zur Bachofenspitze werden aus undeutlich dickbankigen Wettersteinkalken aufgebaut, die sich durch einen relativ hohen Fossilgehalt auszeichnen. Da jedoch an der Gleirschkette aus der Totalen ein generelles Südfallen der Schichtfolge beobachtet werden kann, wurde dieser Litho-/Biofaziestyp dennoch zur lagunären Wettersteinkalk-Fazies gerechnet.

Die Abschätzung der Mächtigkeit gestaltet sich schwierig, da die Liegendgrenze der Riffsedimente nirgends erschlossen ist. Die Betrachtung der Laliderer Nordwände erlaubt eine grobe Abschätzung der Mächtigkeit der Riffhangfazies von maximal 500 m.

Am SE-Grat zum Kleinen Lafatscher auf etwa 2.510 m, vor allem aber auf den verkarsteten Hochgebieten des Rosslochs (ca. 2.200 bis 2.500 m) unterhalb der Dreizinkenspitze bis zur Lalidererspitze bzw. bis zum Karl-Schuster-Biwak unter der Lalidererspitze treten unterschiedliche Faziestypen auf: a) ein Dasycladaceen-Packstone, b) ein onkoidischer Wackestone, c) stromatolithische Bindstones d) fossilreiche Kalke mit turritelliden, hochmündigen Gastropoden sowie einer mitteltriassischen Ammonitenfauna sowie e) so genannte Groß-Oolith-Strukturen. Unter Letzteren werden mit Kalzit-Tapeten aus isopachen Zementen ausgefüllte Hohlräume in fossilen Schutt- und Blockhalden verstanden.

KENDLER (2012) beschreibt eine für den Wettersteinkalk erstaunlich gut erhaltene Ammonitenfauna. Die Gattungen *Eoprotrachyceras*, *Epigymnites*, *Proarcestes*, *Parasturia* sowie *Sageceras* lassen auf einen Zeitbereich zwischen Oberem Anisium und Ladinium schließen. Die Fossilien-Fundstelle konnte im Zuge der Geländearbeiten aufgrund der etwas dürftigen Fundortangaben leider nicht wiedergefunden werden.

Der Übergang von der massigen riffogenen Wettersteinkalk-Fazies zur Lagunenfazies ist in der NW-Wand der Südlichen Sonnenspitze beim Aufstieg durch das Große Kühkar gut zu sehen. Auch die kleine Ostwand jenes Grates (Punkt 2.319 m), der das Sonnen- vom Bockkar trennt, offenbart kleinere Riffkörper, die lateral mit gebankten, lagunären Sequenzen in deutlich sichtbaren Isoklinen verzahnen.

Nordalpine Raibler Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine, Kalke und Dolomitkalke

Julium (Unteres Karnium)

Stratigrafisch unmittelbar über dem Wettersteinkalk anstehend, konturieren die lithologisch variablen Gesteine der terrigen-siliziklastisch geprägten Nordalpinen Raibler Schichten innerhalb des Untersuchungsraumes vor allem in der W–E verlaufenden Überschall-Synklinale des Lafatscher Tales und am Halleranger. Die Schichtenfolge ist am besten am saiger stehenden bis überkippten Südschenkel der Überschall-Synklinale unter den Nordwänden der Gleirschkette an den Gschnierköpfen nahezu vollständig erschlossen. Gute Aufschlussbedingungen bestehen jedoch auch am steil nach Süden einfallenden Nordschenkel zwischen Reps und Sunntiger über dem Halleranger.

Von KRAINER (1985) wird die Mächtigkeit im steilstehenden Südschenkel der Überschall-Synklinale mit knapp 260 m Mächtigkeit angegeben, bleibt jedoch nicht immer konstant. So werden an den Schnittlwänden unter der Speckkarspitze Werte um 230 m angegeben und weiter östlich zum Poppen (bereits ostwärts außerhalb des Kartiergebietes gelegen) lediglich 200 m (KRAINER, 1985) – die Mächtigkeit der Nordalpinen Raibler Schichten scheint also ostwärts etwas abzunehmen. Allerdings ist zu bedenken, dass durch tektonische Überprägungen die Mächtigkeiten variieren können. Im Zuge der Geländearbeiten wurde der dolomitische Grenzbereich zwischen oberem Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten und Hauptdolomit – eine dünnbankige Abfolge von braun-cremefarbenen Dolomitkalken – ebenfalls den Raibler Schichten zugeschlagen, so dass die Gesamtmächtigkeit mit etwa 400 m angegeben werden kann.

Die Nordalpinen Raibler Schichten sind in eine Vielzahl von lithologischen Intern-Einheiten untergliederbar. Die vor allem durch die Arbeiten von JERZ (1966) und SCHULER (1968) bekannt gewordene ternäre Gliederung zwischen Schieferton- und Kalkstein-Horizonten ist im Untersuchungsraum aufgrund der Aufschlussbedingungen sehr gut nachzuvollziehen, kann sogar an den Gschnierköpfen um einen weiteren Schieferton-Kalk-Zyklus im Hangenden der Sequenz erweitert werden. Das oftmals verzeichnete tektonische „Ausquetschen“ der lithologisch weichen und deswegen wenig widerstandsfähigen Schieferton-Horizonte konnte aus dem diesjährigen Untersuchungsbereich nicht beobachtet werden.

Die Raibler Schichten liegen als eine Art „Leichentuch“ sowohl auf den topografisch erhöhten Wettersteinkalk-Karbonatplattformen, als auch in den tieferen Beckenarealen auf Partnach Schichten. Letzteres ist nur weiter westlich im Wettersteingebirge verwirklicht; in der Überschall-Synklinale werden ausschließlich Lagunensedimente überdeckt.

Die sedimentäre Basis der siliziklastischen Schichtenfolge direkt auf vererztem und teilweise mikroverkarstetem Wettersteinkalk ist im Kartiergebiet nirgends unmittelbar aufgeschlossen, da diese sowohl an der Gleirschkette als auch unterhalb des Reps am „Silbernen Hansl“ von Hang- und Blockschutt der Hochkare überdeckt wird. Auf der Blockhalde des „Silbernen Hansl“ finden sich jedoch zahlreiche Handstücke mit einer braungrauen bis dreckig-braunen Vererzungskruste.

Im Folgenden soll die heterogene Schichtenfolge der Nordalpinen Raibler Schichten der Überschall-Synklinale in Anlehnung an die Gliederung von JERZ (1966) und KRAINER (1985) im Detail beschrieben werden.

1. Zyklus – „Untere Schiefertonfolge“: Über der oben angesprochenen Vererzungszone folgt zunächst eine etwa 35 m mächtige Abfolge von dunkelgrauen, Hellglimmer führenden Schiefertonen mit zwischengeschalteten, teilweise Pyrit- und Pflanzenhäcksel führenden Fein- und Mittelsandsteinbänken. Die Sandsteinbänke sind nicht horizontbeständig und keilen lateral schnell aus. Im oberen, ca. 15 m mächtigen Drittel der ersten Schieferton-Serie sind zwei mächtige Sphaerocodienbänke (nach den Algen-Onkoiden „*Sphaerocodium bornemanni*“ ROTHPLETZ benannt) eingeschaltet, die besonders gut am Osthang des Mittleren Gschnierkopfes erschlossen sind. Aufgrund ihres besonderen lithologischen Habitus können Sie jedoch leicht als allochthone Lesesteine beispielsweise auch in Bächen und Gräben wiedergefunden werden.

1. Zyklus – „Untere Kalk-Dolomit-Folge“: Die erste Raibler Kalkfolge beginnt mit einer etwa 15 m mächtigen Abfolge von porösen, zellig-luckigen Rauwacken und rauwackoiden Kalken. Die darüber anstehenden Kalke zeigen im Gegensatz zum wesentlich helleren Wettersteinkalk dunkelgraue bis dunkelbraungraue, lokal bankintern fein bis feinst laminierte Mikrite, die beim Anschlagen mehr oder weniger stark nach Bitumen riechen. Massigere Partien wechseln mit cm- bis dm-gebankten Abschnitten ab – beide regellos von mm- bis selten cm-breiten Sparitadern durchzogen. Während am Großen Gschnierkopf eine deutliche, ca. 15 m mächtige Dolomitkalk-Sequenz eingeschaltet ist, die auch geomorphologisch in Form einer deutlich sichtbaren Bankfuge in Erscheinung tritt, ist diese Entwicklung am Mittleren und Kleinen Gschnierkopf sowie im Nordschenkel der Überschall-Synklinale unter dem Sunntiger nicht zu beobachten. Die erste Kalk-Sequenz wird insgesamt am Großen Gschnierkopf etwa 50 m mächtig.

2. Zyklus – „Mittlere Schiefertonfolge“: Grundsätzlich mit ähnlicher Lithologie wie der erste Schieferton-Zyklus, unterscheidet sich der zweite Schieferton-Horizont im weitgehenden Fehlen von zwischengeschalteten Fein- und Mittelsandstein-Horizonten. Diese setzen erst mit geringmächtigen Lagen im obersten Viertel der insgesamt etwa 7 m mächtigen Abfolge ein. Dieser Zyklus ist erschwert an der West- und Ostseite des Großen Gschnierkopfes in sehr steilen Grasflanken zugänglich.

2. Zyklus – „Mittlere Kalk-Dolomit-Folge“: Dieser Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten zeigt an den Gschnierköpfen ziemlich konsistent in der Mitte der Sequenz einen nur metermächtigen Dolomitkalk-Horizont, der abermals geomorphologisch in Form einer auswitternden, nischenartigen Bankfuge in Erscheinung tritt. Die hier erschlossenen Dolomitkalke sind vom lithologischen Habitus dem die Nordalpinen Raibler Schichten überlagernden Hauptdolomit ähnlich. Die im Liegenden und Hangenden davon anstehenden Kalke können als braungraue bis dunkelgraue, gleichfalls leicht bituminöse Mikrite mit zahlreichen sparitverheilten Klüften und kleineren tektonisch induzierten Fiederspalten charakterisiert werden. Hin und wieder treten fossilreichere Bänke mit Filamenten und einer Mollusken-Kleinfauna auf.

3. Zyklus – „Obere Schiefertonfolge“: Der Bereich der dritten Schiefertonfolge ist im Halleranger-Gebiet sehr fossilreich ausgebildet. HORNUNG (2007) beschreibt vom südexponierten Hang der Gamskarspitze eine diverse Makrofossilfauna mit Nautiliden (*Germanonautilus breunneri*), Muscheln (*Lopha montescaprilis*) sowie Gastropoden.

3. Zyklus – „Obere Kalk-Dolomit-Folge“: Dieser Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten zeigt an den Gschnierköpfen eine relativ mächtige, heterogene Abfolge von Kalken und Dolomitkalken, die in metermächtiger Abfolge miteinander wechseln können – im Liegenden dominieren eher reine Karbonatbänke, im Hangenden wird die Abfolge zunehmend dolomitisch. Da im Zuge der Geländeaufnahmen der 4. Schieferton-Horizont von KRAINER (1985) nicht gefunden werden konnte, erreicht der 3. Kalkzyklus in der Geologischen Karte eine Mächtigkeit von etwa 130 m. Die Kalkgesteine haben einen dünn- bis mittelbankigen Habitus, sind leicht bituminös, wobei sich der faulige Geruch nach dem Hammeranschlag jedoch schnell verflüchtigt. Die graubraun bis cremefarbenen Dolomitkalke sind mittelbankig, wobei die Bankmächtigkeiten gegen das stratigrafisch Hangende schnell abnehmen.

?4. Zyklus – „Oberste Schiefertonfolge“: Im tief eingeschnittenen Graben zwischen Großem und Mittlerem Gschnierkopf konnte im Zuge der Geländearbeiten ein geringmächtiger vierter Schieferton-Horizont gefunden werden, der in einer Abfolge feinbankiger Dolomitkalk-Sequenzen platziert ist und mehr eine Abfolge von geringmächtigen weichen Tonmergeln und dunkelgrauen dolomitischen Kalkmergeln darstellt. Da deren stratigrafische Position definitiv nicht der Position des in KRAINER (1985) angegebenen 4. Schieferton-Horizontes entspricht, könnte somit ein fünfter Ton-Kalk-Zyklus durchaus in Betracht gezogen werden. Der hier beschriebene Schieferton-Horizont fand sich auch am Grat zum Mittleren Gschnierkopf sowie am Kamm zum Großen Gschnierkopf, nicht jedoch am Kleinen Gschnierkopf. An Letzterem könnte der nur knapp 7 m mächtige Horizont jedoch auch tektonisch reduziert bzw. nicht erschlossen sein.

?4. Zyklus – „Oberste Kalk-Dolomit-Folge“: Das stratigrafisch Hangende und die stratigrafische wie lithologische Überleitung zum Hauptdolomit bilden cremefarbene, relativ weiche Dolomitkalke, die im auffallenden Kontrast zum wesentlich dickbankigeren und festeren Hauptdolomit stehen. Das Gesamtprofil dieser bis etwa 80 m mächtigen Dolomitkalk-Abfolge erschließt der schluchtartig eingeschnittene Gschniergraben zwischen Großem und Mittlerem Gschnierkopf.

Das beschriebene zyklische System der Nordalpinen Raibler Schichten lässt sich in den Nördlichen Kalkalpen über mehrere hundert Kilometer in E–W-Richtung verfolgen und korrelieren. Nach RÜFFER & BECHSTÄDT (1998) kamen die tonig-mergelig-sandigen Intervalle im neritischen Schelfbereich (Wassertiefe ca. 50–200 m) zur Ablagerung, die kalkigen Partien eher in einem tidal-evaporitischen Milieu nahe den Küstenregionen. Die vertikale Aufeinanderfolge impliziert zyklische Meeresspiegelschwankungen: mergelig-sandige Abschnitte wurden während Transgressionen, Kalksteine während Regressionen abgelagert (BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986; RÜFFER & BECHSTÄDT, 1998). Der erste Schieferton-Horizont kann demnach als initiale, terrigene Schüttung direkt nach dem überregional bedeutsa-

men Riffsterben der „Reingrabener Wende“ (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974) interpretiert werden.

Das Alter der Abfolge ist aufgrund sehr seltener biostratigrafischer Marker innerhalb der bajuvarischen und tirolischen Decken nicht eindeutig anzugeben. Entgegen früherer Annahmen, welche die Nordalpinen Raibler Schichten mit dem Karnium gleichsetzten, konnte HORNUNG (2007) in einem multistratigrafischen Ansatz und einem sequenzstratigrafischen Modell für neritische tethyale Schichtfolgen den Zeitbereich vom Oberen Julium (Mittleres Karnium) bis knapp unter die Karnium/Norium-Grenze nachweisen.

Hauptdolomit

Tuvalium (Oberes Karnium) bis Alaunium (Mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist das im Kartiergebiet jüngste triassische Schichtglied und kennzeichnet den tektonisch stark deformierten und verfalteten Kern der Überschall-Synklinale. Da die Faltenachse nach Westen einfällt, bilden den Synklinalkern am Halleranger Nordalpine Raibler Kalke und Dolomitkalke – der Hauptdolomit beißt in einem nur wenige hundert Meter breiten Band westlich der Kohleralm aus. Sein Vorkommen lässt sich nach Westen bis an die westliche Grenze des Untersuchungsraumes am Knottach unterhalb des Hinterödjöchls verfolgen. Als Gipfelbildner spielt der Hauptdolomit keine nennenswerte Rolle – lediglich der 2.019 m hohe Gschragg unterhalb der Kaskarspitze (2.580 m) bildet eine kleinere Erhebung, die zur Gänze aus Hauptdolomit aufgebaut wird.

Sowohl Monotonie der Schichtenfolge, das Fehlen von charakteristischen Leitbänken, aber auch die innige Verfaltung mit zahlreichen Sekundär- und Parasitärfalten machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit des Hauptdolomits schwierig – im Kern der Überschall-Synklinale dürften die größten Werte bei etwa 150 bis 200 m liegen.

Der **Hauptdolomit** liegt im Kartiergebiet typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt großflächig im Großen Gschniergraben zwischen Mittlerem und Hohem Gschnierkopf und fast durchgängig in gut gebankter Form ebenflächig bzw. sehr stark und zum Teil isoklinal bis parasitär verfaltet auf. Nur lokal und eng begrenzt können auch undeutlich geschichtete bis massig und stark sandig anwitternde Partien auftreten, die allerdings eher stark tektonisiert als primär so abgelagert wurden.

Die Schichtflächen sind meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Abfolge in typisch cm-große, rhombisch-stengelige Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite äußerst fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien gefunden werden.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und der starken Verfaltung lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum nicht weiter untergliedern. Lithologische Marker wie bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden im Untersuchungsgebiet nicht gefunden. Typische Fazies-Merkmale des Mittleren und Oberen Hauptdolomits wie Loferite sensu ENOS & SAMANKASSOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf und sind in dieser stratigrafischen Position (nur der basale Schichtabschnitt des Hauptdolomits ist erhalten) eher nicht zu erwarten. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularen feinen Karbonatlutit [(Pel)Mikrit],
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),
- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete kleine kugelige Konkretionen (Pisoide),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Kalzit auskristallisiert wurden (sparitisch gefüllte „birdseyes“), sowie
- relikthaft erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmatten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen siehe FLÜGEL, 2004).

Der Hauptdolomit kennzeichnet einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal, ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegel-Schwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Nordalpinen Raibler Schichten – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG, 2007). Der Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefelder Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Vermutlich (?spät)rißzeitliche Alter haben a) ein isoliertes und brekziiertes Eisrandsediment-Vorkommen unter der Südlichen Sonnenspitze im vorderen Rossloch sowie b) zementierte Talusbrekzien im unteren Bereich des Kühkars am Nordwest-Hang der Südlichen Sonnenspitze. Des Weiteren gibt es zahlreiche Lokalmoränenvorkommen im Rossloch, im Kleinen und Großen Kühkar sowie im Lafatscher Tal und am Halleranger.

Eisrandsediment, ?risszeitlich

Riss-(?Spät)Glazial

Im unteren Bereich des Rosslochs liegt in Höhen zwischen 1.500 und 1.700 m ü. A. und knapp 100 m über dem Talboden – ziemlich genau in der südlichen Falllinie unter der Südlichen Sonnenspitze – ein isolierter Gehängebrekzien-Rest, den bereits AMPFERER (1907) ohne Alterseinschätzung kurz erwähnt und KENDLER (2012) etwas eingehender beschreibt. Darüber hinaus fanden sich – trotz des mar-

kanten Aufschlusses – erstaunlicherweise keine weiteren Beschreibungen in entsprechender Fachliteratur. Bei der „Gelben Gufel“ („Gufel“ von „Hohlraum“ oder „Aushöhlung“; Bezeichnung auf der AV-Karte 5/2 Karwendelgebirge, Mittleres Blatt) handelt es sich um eine mittelgrobe bis grobe Brekzie aus Wettersteinkalk-Komponenten und einer gelb- bis orange-ockerfarbenen sandigen Matrix, die diskordant dem hier mit etwa 40° nach Süden einfallenden lagunären Wettersteinkalk aufliegt. Während der basale Bereich des etwa 80 m mächtigen Vorkommens massig und ungeschichtet wirkt, ist im oberen Bereich eine ebenfalls hangparallele, südwärts gerichtete Schichtung ersichtlich, die allerdings mit 20° bis 25° deutlich flacher einfällt als der zugrunde liegende Wettersteinkalk. Die Schichtung wird durch signifikante Korngrößen-Unterschiede hervorgerufen. Diese liegt im unteren Abschnitt des Vorkommens meist im dm-Bereich, im oberen Abschnitt können in zwei deutlich hervortretenden Grobschüttungslagen auch kantige, metergroße Wetterstein-Blöcke bzw. ganze Schichtpakete/Schichtplatten vorkommen. Bei der „Gelben Gufel“ handelt es sich eindeutig um eine pleistozäne Gehänge-Brekzie. Das genaue Alter kann nur vermutet werden: entweder es handelt sich um interglaziale, inzwischen verfestigte Reste von Hangschuttfeldern eines höheren Talniveaus (diese Interpretation wählt auch Ampferer, 1907) oder – und das erscheint aus glazigenetischer Sicht wahrscheinlicher – um Reste ehemals größerer, zusammenhängender Eisrandsedimente, die gegen bzw. auf den zurück schmelzenden Rossloch-Gletscher geschüttet wurden und sich im Bereich einer nischenartigen Einkerbung in der weiten, aber steilen Südflanke der Südlichen Sonnenspitze haben erhalten können. Ob es sich um Eisrandsedimente des Riß-spätglazialen oder Würm-spätglazialen Rossloch-Gletschers handelte, kann aus den vorliegenden Geländebefunden gerade aufgrund fehlender Absoluttdatierungen zum jetzigen Zeitpunkt nicht geklärt werden. Jedenfalls ist die Kontaktfläche zum unterlagernden Wettersteinkalk glatt und scheint durch einen Gletscher kurz vor Ablagerung der Brekzie abgeschliffen worden zu sein. Eine Überprägung durch Gletscher ist zwar nicht erkennbar, kann jedoch aufgrund der auffallenden morphologischen Angleichung der Brekzienoberfläche mit der seitlich angrenzenden Felsoberfläche, gut sichtbar beim Blick vom Repskamm, nicht ausgeschlossen werden. In diesem Fall gelang es dem Gletscher – in Frage kommt durchaus auch ein Gschnitz-zeitlicher Rossloch-Gletscher – jedoch nicht, die Brekzie in ihrer nischenartig geschützten Position vollständig auszuräumen.

Eine vor-Riß-zeitliche Entstehung der Brekzie, sprich im Mindel- oder Günz-Glazial, ist eher auszuschließen, da die enthaltenen Wettersteinkalk-Komponenten zwar oberflächlich angewittert sind, aber keine durchgehende und/oder stärkere erosive Zersetzung zeigen, wie man dies von Mindel- oder Günz-zeitlichen Relikten erwarten würde.

Hinweise, dass die „Gelbe Gufel“ nur der Rest eines ehemals größeren, zusammenhängenden Vorkommens ist, geben weitere, jedoch bedeutend kleinere Brekzienreste in benachbarten Klüften und Spalten.

Talusbrekzie/Murschuttbrekzie

Riss/Würm-Interglazial (?Eem)

Unter dem Vereinigungspunkt von Kleinem und Großem Kühkar stehen in der Höhenlage zwischen 1.640 und 1.780 m sowohl an der Basis der Nordwestwand der Südlichen Sonnenspitze, als auch vom Kühkarbach durchschnittene Vorkommen einer innig verfestigten, überwiegend schlecht sortierten, jedoch in der Regel erkennbar geschichteten Brekzie an (zuerst von Ampferer, 1907 beschrieben, später von Fels, 1929, 1949/1950 neu interpretiert), die dem unterlagernden lagunären und gut geschichteten Wettersteinkalk (hier mäßig steil nach Südwesten einfallend) diskordant aufliegen. Da es sich beinahe ausschließlich um gänzlich ungerundete Wettersteinkalk-Komponenten im cm- und dm-Bereich handelt, darf von einer Murschutt-Brekzie aus den beiden Kühkaren bzw. sogar von einer Steinschlag-Brekzie aus der Nordwest-Wand der Südlichen Sonnenspitze ausgegangen werden. Mächtigkeitsangaben können nur ungenau mit maximal 20 m angegeben werden, da der Liegendkontakt am Kühkarbach zu den Wettersteinkalken – also dort, wo die Mächtigkeiten am höchsten sein sollten – nicht direkt erschlossen ist. Der Kontakt ist lediglich an der Wandbasis der Südlichen Sonnenspitze aufgeschlossen. Aufgrund des hohen Zementationsgrades ist eine warmzeitliche Bildung – etwa im Riß/Würm-Interglazial („Eem“) – wahrscheinlich, jedoch kann eine Bildung im frühen Würm-Glazial nicht zur Gänze ausgeschlossen werden.

Ein weiterer verfestigter Brekzienrest steht auf etwa 1.520 m am Moserkarbach an. Hierbei dürfte es sich jedoch um eine verfestigte, würmzeitliche Grundmoräne handeln (siehe auch Büsel, 2014; Gruber, 2017).

Lokalmoräne, würmzeitlich; blockreiche Moräne, würmzeitlich

(Hoch)Würm

Generelles zur glazialen Dynamik im Karwendel im Würm-Hochglazial („LGM“) und im Würm-Spätglazial: Die Bedingungen für die Ausbildung der Würm-Hochglazialen Massenvergletscherung – ausreichende Höhenlage über der würmzeitlichen Schneegrenze sowie entsprechend große Kare als Sammelbecken für Firn – waren im Karwendel und speziell im Untersuchungsraum vielfach gegeben. Aufgrund der fehlenden kristallinen Erratika im Großteil des Karwendels ist in dessen Kernzone während des Würm-Hochglazials von einer eigenständigen lokalen Gebirgsvergletscherung auszugehen. Die vielen Karwendelkare waren Ausgangspunkt für Gletscher, die sich in den großen Karwendeltälern zu mächtigen Talgletschern vereinigten, so wie auch im W–E verlaufenden Hinterautal, dessen Talgletscher nach Westen abfloss. Durch die Öffnung der Scharnitzer Karwendeltäler (Gleirsch-, Hinterau- und Karwendeltal) nach Westen konnte jedoch auch der mächtig und breit aus dem Oberinntal herandrängende und über das Seefelder Plateau in die Kalkalpen eindringende Inngletscher die Gletscher dieser Täler an ihren Talausgängen blockieren, zurück- oder seitlich abdrängen. Sichtbar ist dies in der Verbreitung kristalliner Erratika (Mutschlechner, 1948). Der Inngletscher stieß in der Folge über Scharnitz, weiter westlich auch über die Fernpass-Talung, als mächtiger Isar-Loisach-Gletscherlobus weit in das bayerische Alpenvorland vor. Über die breite Pforte

des Lafatscher Joches (2.081 m) und über das Überschalljoch (1.912 m) gab es Eisverbindungen mit möglichen Eisübertritten und Eisabflüssen auch nach Süden und Osten zum Inntalgletscher, wodurch ein zusammenhängendes Eisstromnetz entstand. Am Lafatscher Joch ist hierbei eine breite glaziale Überformung anzunehmen, möglicherweise bis etwa 150 m über dem Joch. Über die Richtung der Transfluenz herrscht nach wie vor Unklarheit: Zwar wurden auf der Nordseite des Lafatscher Jochs dürftige und fragwürdige Kristallinfunde getätigt (MUTSCHLECHNER, 1948) und am Joch selbst sind S–N gerichtete Gletscherschliffe aufgeschlossen, dennoch ist ein Übertreten des Inngletschers in das Lafatscher Tal im Würm-Hochglazial eher unwahrscheinlich. Vielmehr könnte dieser den im Bachofenkar wurzelnden Halltal-Gletscher über das Lafatscher Joch abgedrängt haben. Eisübertritte von Norden nach Süden sind natürlich auch nicht auszuschließen. Ein Eisabfluss von Westen über das Überschalljoch nach Osten in das Vomper Loch ist anzunehmen.

Aus den genannten Gründen ist davon auszugehen, dass es sich bei allen kartierten glazigenen, würmzeitlichen Moränensedimenten, des Gebietes des Lafatscher Tales bzw. Rosslochs um Ablagerungen der Würm-Hochglazialen Lokalgletscher handelt. Lokalmoränenmaterial lässt sich in Relation zu ferntransportiertem Moränenmaterial bei gleichartiger Textur und ähnlichem Gefüge im vorliegenden glazialen Kontext durch das Fehlen von für den Inntalgletscher typischen Kristallingeschieben und das ausschließliche Führen von im unmittelbaren Umfeld anstehenden Lithologien abgrenzen. Im Kartiergebiet dominiert daher in den Moränen Material aus Wettersteinkalk, seltener aus Kalksteinen der Raibler Schichten und aus Hauptdolomit. Im Rossloch finden sich ausschließlich monomikte Moränen aus Wettersteinkalk. Diese Materialzusammensetzung gilt natürlich umso mehr für die Moränenablagerungen, welche die Lokalgletscher im Würm-Spätglazial hinterließen. Da die durch mehrphasige Gletschervorstöße gekennzeichnete Würm-spätglaziale Vergletscherung (Gschnitz- und Egesenstadium) nur mehr aus lokalen Kar- und Talgletschern bestand, die in den Tälern stecken blieben, sind deren Moränenablagerungen im Gegensatz zu denen des Würm-Hochglazials vor allem morphologisch durch die insbesondere in den Hochkaren weit verbreiteten Seiten- und Endmoränenwälle bezeugt, die längere Gletscherhalte dokumentieren. Das Lockermaterial, aus dem diese Wallformen aufgebaut sind, unterscheidet sich von den Würm-hochglazialen Moränen durch das lockerere Gefüge, schwächere bis fehlende Kompaktion, geringere Bearbeitung (Rundung, Kritzung) der Komponenten, geringeren Feinkornanteil und lokale Schichtung. Allerdings sind Würm-hoch- und Würm-spätglaziale Grundmoränen bei gleicher Materialzusammensetzung in isolierten Aufschlüssen kaum unterscheidbar. Weiters ist die Erosion und Umlagerung von Lokalmoränenmaterial an vielen Stellen weit fortgeschritten. Bei fehlenden morphologischen Formen oder isolierten Aufschlüssen, zum Teil mit komplexen Abfolgen, ist deshalb eine Unterscheidung der glazialen von lithologisch ähnlich aufgebauten holozänen Lockersedimenten wie fluvialen und gravitativen Ablagerungen, beispielsweise von Murströmen, schwer durchführbar. In weiterer Folge soll in knapper Form auf den glazigenen Sediment- und Formenschatz der jeweiligen Hochtäler eingegangen werden. Ähnliche Beschreibungen dazu finden sich bei KENDLER (2012) und BÜSEL (2014).

A) Lafatscher Tal

Südöstlich der Kastenalm mündet das Lafatscher Tal mit einer Steilstufe als Hängetal in das fast 300 m tiefer liegende Hinterautal. Der Lafatscher Bach überwindet das Gefälle zur Kastenalm mit einer tief eingeschnittenen Klamm. Erst über der Gefällestufe, ab einer Höhenlage von ca. 1.550 m ü. A. aufwärts, weitet sich das Tal dahingehend, dass der Talboden von etwas mächtigeren Moränensedimenten eingenommen wird. Größere zusammenhängende Moränenreste finden sich im Westen zwischen der Flankenbasis des Gumpenkopfes bis zur Bergbauhalde „Beim Silbernen Hansl“, rund um den Lafatscher Niederleger, bei der Kohleralm und um die Hallerangeralm.

Bei der Kohleralm unter dem Halleranger liegt über das Tal gebreitet eine großflächige Felssturzmasse mit Blöcken aus Wettersteinkalk, die in der Mitte durch einen flachen Schwemmfächer des Lafatscher Bachs unterbrochen bzw. einsedimentiert ist. Das „fehlende Mittelstück“ der Felssturzmasse kann mit spezieller Sturzdynamik (Sturzstrom, der die Masse zerriss, oder Zergleiten der Masse auf Schnee) oder vielleicht auch dadurch erklärt werden, dass die Felssturzmasse auf einen Würm-spätglazialen Gletscher fiel, der sie weitertransportierte und damit die zusammenhängende Blockablagerung auseinanderzog (siehe auch BÜSEL, 2014). Jedenfalls sind in den Nordwänden von Lafatscher Rosskopf und Speckkarspitze mehrere lokale Berg- und Felssturzereignisse auch anhand von Ab- und Ausbruchsnischen nachweisbar, die sich im Zeitraum vom Würm-Spätglazial bis in das Holozän ereignet haben könnten. Sehr markant ist der Ausbruchskeil nordöstlich unter dem Lafatscher Rosskopf, in dem heute die berühmten Kletterrouten der Lafatscher Verschneidung verlaufen.

B) Hochkare der Gleirschkette

Der Wandfuß der Gleirschkette wird von ausgedehnten Hangschuttbildungen eingenommen. Die nordexponierten vier Hochkare der Gleirschkette zwischen Kleinem Lafatscher und Hochödkopf bezeugen mit vielen gut erhaltenen Seiten- und Endmoränen-Wallformen die Existenz und Ausdehnung von kleinen Lokalgletschern während des Würm-Spätglazials. Der bedeutendste dieser Würm-spätglazialen Lokalgletscher lag einst im großen Hinteröd-Hochkar zwischen dem Hinterödjöchl und dem Zeigerkopf oberhalb der Hinterödalm. Sein Zungenbecken ist während und nach dem Abschmelzen des letzten Gletschers von einem mächtigen Blockgletscher eingenommen worden, dessen Ablagerungen heute einen mächtigen konvexen Schuttkörper mitten im Tal bilden (Beschreibung siehe Abschnitt Blockgletscherablagerungen). Im östlich anschließenden Kar im Grubach unter der Kaskar- und der Hinteren Bachofenspitze zeigen die Moränenformen, dass ein Lokalgletscher einst mit wenigstens zwei Gletscherständen bis in den Kessel des Lafatscher Hochlegers vorstieß. Besonders der westliche Seiten- bzw. Endmoränenwall unter dem Punkt 2.019 m („Gschragg“) ist sehr mächtig ausgebildet und gut erhalten geblieben. Er konnte bislang noch nicht von nacheiszeitlichem Schuttmaterial aus der Gleirschkette bedeckt werden. Im östlich benachbarten Kar unter der Vorderen und Hinteren Bachofenspitze hinterließ ein kleinerer Lokalgletscher wiederum einen ringförmigen, etwa 15 m hohen, nahezu perfekt erhalten gebliebenen Endmoränenwall mit teils mehrere Meter großen, auswitternden Blöcken. Die sedimentären

Überreste des kleinen Lokalgletschers zwischen Mittlerem und Hohem Gschnierkopf sind durch die schluchtartig eingeschnittene Klamm des Gschniergrabens weitgehend erodiert. Reste finden sich noch zwischen 1.670 und 1.760 m ü. A. auf der orografisch linken und rechten Karseite.

C) Lafatscherjoch

Der weite, plateauähnliche Übergang des Lafatscher Jochs zwischen der Speckkarspitze und dem Kleinen Lafatscher stellte im Hochwürm während des LGM („Last Glacial Maximum") eine Verbindung zwischen dem in das Halltal abfließenden Lokalgletscher und dem Eisstrom des Halleranger dar. Eine direkte Anbindung an den Inngletscher bestand wohl nicht (siehe Diskussion oben). Moränenreste finden sich sowohl am Jochübergang selbst, als auch auf der weiten Hochfläche nördlich davon – die Seiten der Hochkare unter Speckkarspitze und Kleinem Lafatscher sind weitgehend von Hangschutt bedeckt. Am unteren Westhang der Speckkarspitze sind ein undeutlich erkennbarer, W–E gerichteter Seitenmoränenwall und weitere diesem vorgelagerte Moränenreste zu nennen, die bergwärts von holozänen Hangschuttmassen zum Teil überdeckt sind. Ebenso sind am Auslauf des Kares unterhalb von Kleinem Lafatscher und Lafatscher Rosskopf ausgedehnte, fleckig verteilte Moränenreste, zum Teil mit reliktischen Wallformen, bis zum Ansatz des Steilabbruchs zum Halleranger verbreitet. Vom Lokalgletscher aus diesem Kar stammen auch rechtsseitige Seitenmoränenreste, die wenig nördlich unterhalb des Jochübergangs vorkommen.

D) Rossloch

Das Rossloch bildet die ostwärtige Verlängerung des Hinterautales und endet in den verkarsteten hochalpinen Karen, die zinnenartig von einer Reihe von Zweitausendern gegen Norden und Osten abgeschlossen werden. Im lehrbuchhaft ausgebildeten U-Tal mit steilen, unter dem Reps und Sunntiger beinahe lotrechten Wänden selbst sind nur relativ wenige Spuren würmzeitlicher Vergletscherungen erhalten geblieben. An der Mündung des Moserkarbaches kann orografisch links ein kleiner Moränenrest beobachtet werden, der nach Büsel (2014) als Mittelmoräne der zusammenfließenden Gletscher aus dem Rossloch und dem Moserkar interpretiert werden könnte. Bis zum „Hinteren Boden", einer Art Talschluss auf etwa 1.440 m ü. A. konnten sich nur zwei kleine Moränenreste erhalten.

Die zahlreichen Seiten- und Endmoränenwälle am Rand der Schneepfanne (südöstlich außerhalb des Kartiergebietes), im Rosskar (hier sogar mit zwei unterschiedlichen Moränen-Generationen, siehe auch Kendler, 2012), im Bockkar und im Sonnkar hängen, wie auch die vielen Wallvorkommen in vergleichbarer Höhe in den angrenzenden Karwendeltälern, vermutlich mit den Gletschervorstößen und -ständen während der markanten Klimaverschlechterung in der Jüngeren Dryas zusammen (Egesen-Stadium).

E) Großes und Kleines Kühkar

Sowohl im Großen als auch im Kleinen Kühkar, welche durch den hochaufragenden Bergkranz von Südlicher und Nördlicher Sonnenspitze, Kühkarlspitze und Moserkarspitze begrenzt werden, haben sich spätglaziale Lokalmoränenreste unterschiedlicher Gletscherstände erhalten können. Im Bereich unter der Vereinigung beider Hochkare nahe der Vereinigung zwischen Kühkar- und Moserkarbach liegt stark konsolidierte, mergelreiche Grundmoräne über einer verfestigten Talusbrekzie. In einer Höhe von ca. 1.700 bis 1.800 m ü. A. sind erosiv stark überformte, flache Wallstrukturen zu erkennen. Eine zeitliche Einstufung der Brekzie ist vom Würm-Spätglazial (Mindestalter, da die überlagernde Moräne durchaus spätglaziales Alter, z.B. Älteste oder Ältere Dryas (Gschnitz-Stadium) aufweisen kann) bis in das Eem möglich.

Sehr markant ist die im Kleinen Kühkar auf ca. 2.055 m Höhe erhaltene Endmoräne, die zeigt, dass sich die Eismassen hier über einen längeren Zeitraum stabilisieren konnten, siehe Büsel (2014). Im ausgehenden Spätglazial gab es im obersten Kleinen Kühkar auf nahezu 2.300 m einen weiteren längeren Gletscherhalt – auch hier haben sich Moränenreste mit einer flachen Wallstruktur erhalten können.

Ähnliches ist aus dem Großen Kühkar zu vermuten, wobei etwaige Moränenreste unter mächtigen, im Holozän gebildeten Karschutt-Feldern verborgen sein dürften. Erwähnenswert ist die gut erhaltene Wallstruktur auf ca. 2.220 m, die auch im ausgehenden Würm-Spätglazial entstanden sein dürfte.

Das Alter der beschriebenen glazigenen Ablagerungen kann zusammenfassend zeitlich zwischen dem Würm-Hochglazial (LGM) und dem ausgehenden Würm-Spätglazial eingegrenzt werden – die höchstgelegenen Moränenreste im Großen und Kleinen Kühkar sowie in den das Rossloch gegen Norden und Nordosten umgrenzenden Hochkaren könnten während der Jüngeren Dryas vor knapp 12 ka (Egesen-Stadium) gebildet worden sein.

Blockgletscherablagerungen

Würm-Spätglazial bis Holozän

Ablagerungen von Blockgletschern finden sich im Untersuchungsraum lediglich an drei Positionen: 1) Im Hinterödkar befindet sich das flächenmäßig größte Vorkommen. Dieser mächtige Schuttkörper ragt südlich der Hinterödalm mit einer etwa 50 m hohen Böschung auf. Typisch für diese Blockgletscherablagerung sind, neben den steilen Böschungen an drei Seiten, auch die Bewegungswülste an der Oberfläche. Das Material für die Bildung dieser ungewöhnlich großen Schuttmasse wurde aus Seiten- und Endmoränen sowie dem rückseitig von den Karwänden anfallenden Schutt generiert. 2) Ein langgezogener, E–W exponierter, schmaler Blockgletscherkörper befindet sich im Grubach zwischen zwei Seitenmoränenwällen des spätglazialen Lokalgletschers. 3) Die östlichste Blockgletscherablagerung liegt nördlich unterhalb der Speckkarspitze und baut eine etwa 40 m hohe Böschung auf, an deren oberen Rand das Hallerangerhaus liegt. Bei allen drei Vorkommen handelt es sich um Ablagerungen fossiler Blockgletscher, erkennbar auch am mittlerweile starken pflanzlichen Bewuchs. Insbesondere die Blockgletschermasse am Halleranger ist mit hohem Bergfichten- und Zirben-Bergwald überwachsen und eigentlich nur im digitalen Geländemodell als solche zu erkennen.

Holozän

Felssturz, gravitative Massenbewegungen

Holozän

Das Gebirgsrelief verbunden mit unterschiedlichen Lithologien samt verschiedenem Erosionsverhalten bedingt im Untersuchungsraum einige kleinere und größere gravitative Massenbewegungen, vor allem Felsstürze der Prozessgruppe Fallen/Stürzen. Die Definition der beiden Begriffe bezieht sich auf verhältnismäßig große Ereignisse mit einem deutlich größeren Ausbruchs-/Ablagerungsvolumen von mehreren tausend Kubikmetern. Dabei war der Auslöser nicht unbedingt der Wegfall des Eisdruckes von Talgletschern mit Beginn des Postglazials (= Altholozän), sondern auch das Ausschmelzen des Permafrostes in klimatisch warmen Phasen des Holozäns – etwa während des „Holozänen Klima-Optimums" vor etwa 4.000 Jahren (Mittelholozän). Verbunden mit fortwährender Einwirkung von Frost-Tau-Wechseln konnten sich Felsstürze das gesamte Holozän hindurch bis heute ereignen. Im Untersuchungsbereich liegen die fünf kartierten Felssturzmassen im Bereich von steil bis saiger stehenden Wettersteinkalken am Südschenkel der Überschall-Synklinale unter der Gleirschkette, im innersten Hinterautal an der Kastenalm unter der Nordwand des Reps sowie im obersten Rosskar unter der Rosslochspitze. Unmittelbare Auslöser der Sturzereignisse waren vermutlich Starkniederschläge im Zusammenspiel mit dem senkrecht bis überkippt stehenden Trennflächengefüge, wodurch es zu Reibungsversagen entlang der dünnen Bankfugen kam, welche die loferitischen lagunären Wettersteinkalk-Bänke voneinander trennen. Zusätzlich verstärkt wird das Gebirgsversagen durch ein oft orthogonal auf der Schichtung stehendes Hauptkluftnetz sowie Störungsflächen und deren begleitende tektonisch brekziierte Zonen.

Interessant ist ein vermutlich (sub)fossiler Bergsturz im Rossloch westlich des Punktes 1.348 m, der von Süden (vom Repskamm) geschüttet wurde und der teilweise am Gegenhang aufgeprallt ist. Entsprechende Brandungswälle sind noch zu beobachten.

Eine signifikante Häufung von Felssturz-Ereignissen ist im Kartiergebiet nicht dokumentiert – in Bezug zur hochalpinen Lage des Gebietes gab es in jüngerer Vergangenheit eher selten derartige Ereignisse.

Schuttkegel, Hangschutt, Hangschutt blockreich

Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist im Kartiergebiet schwerpunktmäßig an der Flanken- und Wandbasis der W–E verlaufenden Karwendelketten verbreitet. Vor allem die Wandbasis des Nordabfalls der Gleirschkette ist mächtig mit Hangschutt bedeckt. Auch im Rossloch bauen zahlreiche Hangschutt- und Murkegel in das Tal vor. Dasselbe gilt für das Große Kühkar – etwas weniger Schutt liegt im steilen Kleinen Kühkar. In den Hochkaren des Rosslochs finden sich aufgrund der deutlich abgeflachteren Morphologie Hangschuttablagerungen nur an den Wandfüßen der die Hochkare bis um 300 m überragenden Gipfel (z.B. Sonnenspitze, Lalidererspitze, Dreizinkenspitze).

Die Lithologie der maximal geschätzt bis 50 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schuttkomponenten wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigen beispielsweise Wettersteinkalk und die Kalksequenzen der Nordalpinen Raibler Schichten zur Ausbildung von tafeligem bis grobblockigem Schutt. Der im Kern der Überschall-Synklinale anstehende, teilweise dünnbankig ausgebildete, verfaltete und tektonisierte Hauptdolomit bildet wie die dolomitische Abfolge der Nordalpinen Raibler Schichten eher kleinstückigen Detritus. Die tonreichen Sequenzen hingegen zerfallen in feinkörnigen Schutt, der bei genügender Durchfeuchtung zur Entstehung von Fließmassen, Murenkörpern und sonstigen feinkörnigen Abschwemmmassen führt, wobei diese oft schwer gegeneinander abgrenzbar sind, zumal sie fließend ineinander übergehen können.

Junge Muren- und Schuttstromablagerungen

Holozän

Vor allem die mechanisch inkompetenten und daher erosiv anfälligen Lithologien wie die mergelreichen Partien der Nordalpinen Raibler Schichten, aber auch kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit im Kern der Überschall-Synklinale neigen zur Ausbildung kleiner Muren- und/oder Schuttstromzungen und -loben jüngeren Alters, die sich teilweise mehrere hundert Meter weit talwärts erstrecken. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Fließmedium, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorwandern lässt. Beispielsweise entwickelten sich derartige Ablagerungen aus den südexponierten Hängen des Sunntigers, aber auch aus den Schnittlwänden aus der Westflanke des Großen Gschnierkopfs bzw. aus dem Hauptdolomit-Kern der Überschall-Synklinale in Richtung des Lafatscher-Niederlegers. Ein besonders beeindruckender, da flächig ausgreifender Murkörper liegt im Kar zwischen Mittlerem und Kleinem Gschnierkopf. Die Geröllmassen füllen den Hohlraum hinter dem halbmondförmigen, nach Norden gebogenen Endmoränenbogen des kleinen spätglazialen Lokalgletschers.

In talnahen Bereichen können aktuelle Murkörper durch fluvialen Transport partiell überprägt und umgelagert werden. Dadurch findet eine zusätzliche Rundung der Klasten und eine Erhöhung des Feinkornanteiles statt. Der Übergang zwischen diesem Mursediment-Typ und dem reinen fluviatilen Lockergestein ist fließend und gerade in Hochgebirgsregionen schwer zu trennen.

Die Mächtigkeit der Schuttstrom- und Mursedimente liegt im Bereich von etwa 10 m. Sie bestehen, entsprechend ihres Liefergebietes, aus anularen bis zum Teil kantengerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Steine-, seltener Block-Fraktion).

Rutschungen bzw. Erdschuttstrommasse

Holozän

Im Untersuchungsraum konnten nur zwei kleine, stets durch mergelreiche Tonhorizonte der Nordalpinen Raibler Schichten ausgelöste, eher flachgründige Rutschkörper kartiert werden. Ein Rutschkörper mit Übergang in eine Erdschuttstrommasse liegt im ostexponierten Hang unter dem Mittleren Gschnierkopf nahe der Nordwand des Gro-

ßen Lafatschers, der zweite Rutschkörper/Erdschuttstrommasse südwestlich unter dem Sunntiger auf etwa 1.710 m Höhe in Nähe des Hallerangers. Die Mächtigkeit beträgt jeweils nur wenige Meter.

Mudflows (Schlammstromabagerungen)
Holozän

Im Untersuchungsraum sind selten vorkommende Ausschwemmungen und Abschwemmmassen genetisch mit feinkörnigen Murkörpern zu vergleichen und treten, an feinkörnige Fest- und Lockergesteine gebunden, nur an wenigen Stellen auf. Der größte Abschwemmkörper liegt im Bereich des Lafatscher Hochlegers, verzahnt gegen den Punkt 2.019 m („Gschragg") mit Mursedimenten und wird ostwärts durch Lokalmoränensedimente begrenzt. Als Sediment-Liefergebiet fungieren vorwiegend mittelkörnige Grundmoränensedimente. Ein kleinerer Mudflow liegt unterhalb des Großen Gschnierkopfes und verdankt seine Entstehung dünnbankigen Raibler Dolomiten sowie geringmächtigen Raibler Tonmergeln. Genetisch und lithologisch sind Abschwemmmassen nicht von polygenetischen Talfüllungen zu unterscheiden. Sie wurden deswegen gesondert auskartiert, um die Sedimentationsdynamik in den Depressionen der alpinen Hochkare hervorzuheben.

Vernässung, Anmoor, humusreicher Boden
Holozän

Lokale Vernässungszonen, Übergangsstadien zu bergwassergespeisten Niedermoorbereichen, Anmoore oder generell humusreiche Böden liegen im Untersuchungsraum nur südlich des Gumpenkopfes und in Ansätzen nahe der Weggabelung Reps-Sunntiger auf den feinkörnigen siliziklastischen Gesteinen der Nordalpinen Raibler Schichten vor. Das in dieser Form deutlichste Vorkommen liegt beim „See'le" südlich des Kasten-Hochlegers und ist allseits von würmzeitlichen Grundmoränensedimenten umgeben. Die Mächtigkeit beträgt wohl kaum mehr als 1 m, die Bildungszeit liegt im nacheiszeitlichen Holozän.

Erosionskanten
Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in pleistozänen und holozänen Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit sowie im dolomitischen Anteil der Nordalpinen Raibler Schichten. Beispiele für deutliche Erosionskanten liegen im Gschniergraben zwischen Hohem und Mittlerem Gschnierkopf, in den Hängen südlich des Kammes Reps–Sunntiger sowie im Mündungsbereich des Gschniergrabens zum Lafatscher Bach bzw. zur Isar.

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material
Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich in Form der großen Abraumhalde des aufgelassenen Blei-Zink-Bergwerkes Lafatsch am Westende des Repskamms nahe der Kastenalm (näheres in SCHULZ, 1970, 1981).

Tektonik

Die Überschall-Synklinale

Der südliche Abschnitt des Arbeitsgebietes ist strukturgeologisch als großräumiger, nordvergenter Faltenbau („Überschall-Synklinale") angelegt, wobei das Hinterautal bzw. in ostwärtiger Verlängerung das Lafatscher Tal als Synklinale ausgebildet sind und die begrenzenden Ketten (Gleirschkette im Süden, Repskamm und Vomper Kette im Norden) Antiklinal-Zonen mit teils offenen, teils engen Scharnieren darstellen, die zum Teil durchgeschert sind. Der Südschenkel der Überschall-Synklinale ist steil nordfallend bis saiger und lokal sogar überkippt steil südfallend und bildet deswegen vom Hinterödkopf bis zur Speckkarspitze eine durchwegs senkrecht aufragende, bis auf den weiten Durchlass des Lafatscher Joches, geschlossene Wandflucht, wobei der eigentliche Wandaufschwung am Übergang vom basalen Schieferton- und Sandstein-Horizont der Nordalpinen Raibler Schichten zum stratigrafisch liegenden Wettersteinkalk ansetzt. Gerade an den Schnittlwänden und am Lafatscher Rosskopf haben sich großflächig glatte Wandstrukturen herausbilden können, die häufig einer einzigen, senkrecht stehenden Schichtfläche des hier lagunär und dickbankig ausgebildeten Wettersteinkalkes folgen. Der Nordschenkel der Überschall-Synklinale zeigt ein mäßig steiles Südfallen (durchschnittlich 45°) und generiert, wie am Kamm vom Reps zum Sunntiger, glatte und strukturlose, nach Süden abfallende Bergflanken. Im Zusammenspiel mit den mergelreichen Abschnitten der Nordalpinen Raibler Schichten, gerade unterhalb des Sunntiger, werden mehr oder minder sanft südgeneigte Schichthänge gebildet. Unterhalb des Sunntiger und – östlich außerhalb des Untersuchungsraumes an der Brantlspitze – wird der Nordschenkel der Überschall-Synklinale an großräumigen, staffelartig angeordneten NW–SE verlaufenden dextralen Seitenverschiebungen um Beträge von bis zu 700 m jeweils nach Südosten versetzt. Ähnliche Strukturen, wenn auch mit weit geringeren Versatzbeträgen, lassen sich auch am Südschenkel der Synklinale beobachten. Östlich des Lafatscher Rosskopfes versetzt eine dieser dextralen Seitenverschiebungen sowohl den Top des lagunären Wettersteinkalkes, als auch die stratigrafisch hangenden Nordalpinen Raibler Schichten um etwa 100 m. Weitere dextrale Seitenverschiebungen finden sich westwärts in den Nordwänden des Kleinen Lafatschers sowie der Hinteren Bachofenspitze. Untergeordnet wurden auch N–S- bis NE–SW streichende Seitenverschiebungen mit dextralem Versatz kartiert, beispielsweise am Südabfall des Reps. Die Seitenverschiebungen wurden vermutlich syngenetisch zur N–S-Kompression und zur Anlage des nordvergenten Faltenbaus angelegt und können als Ausgleichs- und/oder bruchhafte Versagensbewegungen gedeutet werden.

Der Ausstrich der Achsenfläche der Überschall-Synklinale zeichnet nicht exakt den Verlauf des Lafatscher Baches bzw. der Isar nach, sondern verläuft – vom Überschalljoch aus betrachtet – etwas südlich in den stark zerfurchten Nordhängen der Gschnierköpfe. Der Kern selbst wird durch sekundär stark verfalteten und zerscherten Hauptdolomit konturiert, der jedoch erst ab der Kohleralm westwärts ansteht. Nach Osten, in Richtung Überschalljoch, streicht der Hauptdolomit hingegen in die Luft aus. Dies ist auf das generell flache Abtauchen der Synklinal-Achse nach WSW zurückzuführen. Ein anschaulicher N–S-Profil-

schnitt durch die Überschall-Synklinale im Meridian des Reps ist in SCHULZ (1981: 97) abgebildet (vergleiche auch die Profilschnitte in HEISSEL, 1978).

Die Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung

Die senkrechten Nordwandfluchten des Gleirschkammes werden unter den Gipfeln von Kaskarspitze, Sonntagskarspitze, Bachofenspitze sowie Großem und Kleinem Lafatscher von einer markanten, E–W streichenden Großstörung durchzogen, bei der es sich vermutlich um eine nordgerichtete Überschiebung handelt. Diese Störung wurde bereits in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts von Otto Ampferer im Zuge seiner geologischen Aufnahmen für das Blatt Innsbruck-Achensee der Geologischen Spezialkarte 1:75.000 und für die Erschließung der Mühlauer Quellen erkannt (z.B. Profilschnitt in AMPFERER, 1949: 8). Vor mehr als 40 Jahren hat sich HEISSEL (1978) im Rahmen seiner Dissertation über den geologischen Bau des Karwendelgebirges näher mit dieser großen Überschiebungsstruktur befasst und sie als „Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung" definiert, an der die Gleirschkamm-Bettelwurf-Antiklinale nordvergent über die Lafatscher Rosskopf-Bettelwurf-Nordwand-Antiklinale aufgeschoben wurde (HEISSEL, 1978: 271–273, Abb. 1–4). Von Westen betrachtet, taucht die Störung ostwärts der Praxmarerkarspitze aus den mächtigen Karfeldern an der Wandbasis auf und zieht – nach Osten leicht ansteigend und in relativ gerader Linie – quer durch die Nordwände der oben genannten Gipfel bis in die markante Scharte zwischen Lafatscher Rosskopf und Kleinem Lafatscher. Zudem tritt im direkten Überschiebungsbereich hier eine rötlich gefärbte Störungsbrekzie auf. Im Anstieg zum Lafatscher Joch und weiter in Richtung Kleiner Lafatscher bestätigt sich auch der Überschiebungscharakter der Störung, die mit etwa 40° nach SSW einfällt.

Wenn auch im Meridian des Lafatscher Jochs unter Schutt verborgen, lässt sich die Überschiebung gegen Osten auch in den Nordwesthängen und in der Nordwand der Speckkarspitze bis in die Nordwand des Großen Bettelwurfs verfolgen.

Da die Störung die oben angesprochenen, staffelartig angeordneten dextralen Seitenverschiebungen im Liegendblock in den Nordwänden des Kleinen Lafatscher und der Hinteren Bachofenspitze sowie der Speckkarspitze und der Bettelwürfe abschneidet, darf davon ausgegangen werden, dass die genannten Seitenverschiebungen und die große Überschall-Synklinale im Liegendblock demnach älter als die Überschiebung sind (im Hangendblock finden sich keine vergleichbaren Störungen) und weiters der Überschiebungsbetrag an dieser Störung durchaus beträchtlich sein muss – ohne jedoch eine konkrete Zahl nennen zu können!

Im Gegensatz zu den lang durchstreichenden Falten im Liegendblock zeigt der Hangendblock ein Streuen des Schichteinfallens von Ost bis Süd, ohne dabei klare Faltenstrukturen erkennen zu lassen. Im Zuge der Überschiebung gebildete Stirnfalten sieht man in der Nordwestflanke der Speckkarspitze und insbesondere im unteren Drittel der Nordabstürze der Kaskarspitze. Hier handelt es sich um eine ?nordwest- bis ?nordvergente Antiklinale mit flach geneigter Achsenfläche und zerschertem, ebenso flach lagerndem, überkipptem Liegendschenkel. Die Faltenachse scheint subhorizontal nach Norden oder Nordosten aus der Wand herauszustreichen. Daher ist diese Stirnfalte auch nicht weiter in der Nordwand nach Osten verfolgbar.

Über das Alter der Störung lassen sich nur Vermutungen anstellen. Einen Hinweis könnte die oben angesprochene, intensiv rötlich gefärbte Störungsbrekzie geben. Aus Großstörungen der Berchtesgadener Alpen (Lattengebirge, Steinernes Meer) sind ähnliche Brekzienbildungen bekannt, deren intensiv gefärbte rote mergelig-tonige Matrix aus einer lateritisch-bauxitischen Bildung im Zuge der Ablagerung der kretazisch-paläogenen Gosau-Sedimente hervorgegangen ist. Ein ähnlicher Vorgang könnte auch hier zur Diskussion gestellt werden. Interessant in diesem Kontext ist die Arbeit von KROIS & STINGL (1994), die vom Südostgrat des Kleinen Lafatschers in mehreren, quer zum Gratverlauf streichenden Verwerfungen (ehemaligen Spalten?) rötliche Störungsbrekzien beschreiben, die im Zuge der Geländebegehung auch wiedergefunden wurden (ca. 2.470–2.510 m ü. A.). In ihr fanden sich neben eisenschüssigen Bohnerzen auch isolierte Biogene, darunter ein Fragment eines Hippuriten. Diese morphologisch aberrante Bivalven-Großgruppe trat lokal als Riffbildner in der Oberkreide auf und könnte für eine zeitliche Einordnung herangezogen werden. Aus diesem Grund wird eine Bildung der Störungsbahnen in der Gosau angedacht. Inwieweit sich diese kleinräumigen Störungsbrekzien mit jener rötlichen Brekzie unmittelbar an der Gleirschketten-Bettelwurf-Überschiebung in Verbindung bringen lassen, müssen künftige Untersuchungen zeigen. Das Problem ist die schwere Zugänglichkeit der Störungszone zwischen Lafatscher Rosskopf und Kleinem Lafatscher (große Steinschlaggefahr im steilen Zustieg), so dass die Scharte im Zuge der Kartierarbeiten nicht besucht wurde.

Doppel-Antiklinalstruktur am Reps

An die nordvergente Überschall-Synklinale schließt nach Norden eine sehr enge Doppel-Antiklinalstruktur in der Nordwand des Reps an. Diese wurde bereits bei HEISSEL (1978) und bei GRUBER (2017) beschrieben und zumindest in der Westwand des 2.159 m hohen Berges abgebildet. Sie lässt sich relativ konsistent vom Reps-Westgipfel (Punkt 1.987 m) bis unter Sunntiger und Hallerangerspitze und weiter bis in das Schneeloch (südöstlich außerhalb des Kartiergebietes) verfolgen. Während die südliche, topografisch höher gelegene Antiklinale in den Nordwänden von Reps und Sunntiger nicht zu sehen ist, ist die nördliche Antiklinale vom Anstieg zum Sunntiger in der unteren Wandhälfte des Reps direkt einzusehen. Auch diese engen Faltenstrukturen sind zum Teil an steil südfallenden Überschiebungen durchgeschert.

Literatur

AMPFERER, O. (1907): Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen: eine Anregung zu weiteren Forschungen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **57**, 727–752, Wien.

AMPFERER, O. (1949): Geologische Ergebnisse der Quellenaufschließungen in der obersten Mühlauer Klamm bei Innsbruck. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **36–38** (1943–1945), 1–28, Wien.

Brandner, R. & Poleschinski, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, **68**, 67–92, Stuttgart.

Büsel, K. (2014): Bericht 2013 über quartärgeologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Hinterautal auf Blatt 2223 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 315–323, Wien.

Donofrio, A.D., Brandner, R. & Poleschinski, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **26**, 91–107, Innsbruck.

Enos, P. & Samankassou, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited. – Facies, **38**, 207–228, Erlangen.

Fels, E. (1929): Das Problem der Karbildung in den Ostalpen: Nachforschungen im Karwendelgebirge. – 85 S., Gotha (Perthes).

Fels, E. (1949/1950): Die Alpen und die Eiszeit. – Die Erde, **1**/3, 267–272, Berlin.

Flügel, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. – 976 S., Berlin (Springer).

Gruber, J. (2016): Bericht zur Kartierung 2016 im Gebiet Birkkarlamm – Grosser Heissenkopf – Reps – Zeigerkopf – Hinterer Schwarzenwald auf dem Kartenblatt UTM-2223 Innsbruck. – Archiv Geologische Bundesanstalt Nr. A 19043-RA/118/2016, 20 S., 24 Abb., 5 Kt., Wien.

Gruber, J. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Birkkarklamm, Großer Heissenkopf, Reps, Zeigerkopf, Hintere Schwarzenwand (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 380–384, Wien.

Heissel, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8**, 227–288, Innsbruck.

Hornung, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.

Jerz, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – Geologica Bavarica, **56**, 1–99, München.

Kendler, M. (2012): Hochalpiner Karst im zentralen Karwendel am Beispiel des Roßlochs. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 107 S., Innsbruck.

Kilian, S. (2013): Bericht 2012 über strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf Blatt 2223 Innsbruck und Blatt 2217 Hinterriß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 411–417, Wien.

Kilian, S. & Ortner, H. (2019): Structural evidence of in-sequence and out-of-sequence thrusting in the Karwendel mountains and the tectonic subdivision of the western Northern Calcareous Alps. – Austrian Journal of Earth Sciences, **112**/1, 62–83, Wien. http://dx.doi.org/10.17738/ajes.2019.0005

Krainer, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg – Rubland) und des Karwendels (Raum Lafatsch/Tirol). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **6**, 129–142, Wien.

Krois, P. & Stingl, V. (1994): Kretazische „Augensteine"? – Notiz zu einem fraglichen Gosauvorkommen im Karwendel (Tirol, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137**, 289–293, Wien.

Mandl, G.W., Brandner, R. & Gruber, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der kalkalpinen Deckensysteme (Ostalpen, Österreich). – In: Wimmer-Frey, I., Römer, A. & Janda, C. (Red.): Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 19.–22. Juni 2017, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden, 254–255, Wien.

Moser, M. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 118 Innsbruck: Stand 2008, Ausgabe 2008/09. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Mutschlechner, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **93**, 155–206, Wien.

Ott, E. (1972): Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **141**, 81–115.

Piller, W., Egger, H., Erhart, C.W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., van Husen, D., Krenmayr, H.-G., Krystyn, L., Lein, R., Lukeneder, A., Mandl, G.W., Rögl, F., Roetzel, R., Rupp, C., Schnabel, W., Schönlaub, H.P., Summesberger, H., Wagreich, M. & Wessely, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaft und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.

Rüffer, T. & Bechstädt, T. (1998): Triassic Sequence Stratigraphy in the Western Part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – In: de Graciansky, P.C., Hardenbold, J., Jaquin, T. & Vail, P.R. (Ed.): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. – SEPM Special Publication, **60**, 751–761, Tulsa.

Schlager, W. & Schöllnberger, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **66/67**, 165–193, Wien.

Schuh, M. (2015): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Hinterautal und Gleirschtal (Karwendelgebirge) auf Blatt UTM 2223 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 298–301, Wien.

Schuler, G. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Saalach (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger Geologische Abhandlungen, **71**, 1–60, Erlangen.

Schulz, O. (1970): Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, der Gailtaler Alpen und des Karwendels. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1970**, 165–229, Wien.

Schulz, O. (1981): Die Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch – Vomper Loch (Karwendelgebirge, Tirol). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **61**, 55–103, Innsbruck.

Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Oberbergtal, Fotschertal und Seigesalm auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Anne Hormes
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Der Bericht präsentiert das Ergebnis der Kartierung in den Gebieten Oberbergtal, Fotschertal und Seigesalm vom Sommer/Herbst 2019 für das Kartenblatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Die Kartierung beschreibt die spätglazialen Ablagerungen und gravitative Hangablagerungen in diesen Tälern.

Im Kartiergebiet Fotschertal konnten nur Eisrandablagerungen kartiert werden und keine Seiten-, Grund- oder Endmoränen. Dies liegt vorrangig an einer dominanten tiefgründigen Hangdeformation, welche die westliche Talflanke des Fotschertals beherrscht. Nur noch stellenweise finden sich Reste von Eisrandablagerungen auf der Westseite des Tales, die übrigen sind wohl von der Hangdeformation bereits überfahren worden. Die Eiszerfallsablagerungen können sowohl dem Gschnitz als auch einem früheren Stadium des Eiszerfalls zugerechnet werden, was ohne weitere Datierungen nicht einwandfrei feststellbar ist.

Im Seigestal finden sich Grundmoränen, Esker und eine Seitenmoräne, die als Egesenstadium interpretiert werden. Vorgelagert finden sich Grundmoränen und Eiszerfallsablagerungen, die wieder als Gschnitz oder älter interpretiert werden können. Einige erratische Blöcke, die auf der Grundmoräne und den Eiszerfallsablagerungen liegen, würden sich zur Datierung eignen.

Im Oberbergtal, einem Seitental des Stubaitales befinden sich die Egesenmoränen außerhalb des Kartiergebietes bei der Franz-Senn-Hütte. Auf der Nordseite des Tales wurden zwei Eisrandablagerungen mit zwischengeschalteten Grund- und Ablationsmoränen kartiert. Die oberen Eisrandablagerungen (Eiszerfall) liegen zwischen 1.900 und 1.500 m, die unteren (Spätglazial) zwischen 1.500 und 1.400 m. Außerdem befinden sich mächtige Steinschlagablagerungen im südlichen Bereich des Tales auf der Ostseite, auf der West- und Südseite hingegen, der Nederseite, dominiert eine tiefgründige Hangdeformation das Oberbergtal mit stellenweise Steinschlag-/Felssturzablagerungen.

Einleitung

Der Bericht präsentiert das Ergebnis der quartärgeologischen Kartierung für zwei südliche Täler des Sellrain: Fotschertal und Seigesalm, als auch Oberbergtal, ein Seitental des Stubaitales. Die Kartierung wurde im Maßstab 1:10.000 durchgeführt. Die einzelnen Geologischen Einheiten sind für den Auftraggeber auch in digitaler Form zugänglich (QGIS). Das Hauptaugenmerk bei der Kartierung lag vor allem auf Gletscherablagerungen, gravitativen Massenbewegungsablagerungen und Wildbachablagerungen.

Auftraggeber für die Quartärgeologische Karte und den vorliegenden Bericht ist die Geologische Bundesanstalt. Das Egesen-Stadium wird in diesem Bericht im Sinne der geochronologischen Einordnung zur Jüngeren Dryas verwendet (12.9–11.7 ka; Ivy-Ochs et al., 2007; Reitner et al., 2016). Die Egesenmoränen wurden an mehreren Orten in den Alpen mit 13,9–10,6 ka datiert (Ivy-Ochs et al., 2009).

Das Gschnitz-Stadium entspricht einem Stadium des Eiszerfalls, der mit dem Bølling-Allerød-Interstadial beschleunigt wird. Gschnitzmoränen wurden an ihrer Typlokalität im Gschnitztal mit einem Konsolidierungsalter von 15,4 ± 1,4 ka datiert (Ivy-Ochs et al., 2006).

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Ötztal-Decke des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems und wird lithologisch von Paragneisen und Glimmerschiefern neoproterozoischen bis paläozoischen Alters dominiert. Untergeordnet treten devonische Amphibolite und ordovizische Orthogneise auf.

Quartärgeologie, Maßstab und Gebrauch der Karte

Die Kartierung, die in diesem Bericht präsentiert wird, fokussiert auf spätglaziale Ablagerungen der letzten Eiszeit und Massenbewegungen. Es wurden die empfohlenen Begriffe aus dem „Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (Steinbichler et al., 2019) als auch die internationale Klassifikation von gravitativen Hangprozessen von Hungr et al. (2014) verwendet. Die Kartierung im Gelände wurde in einem Maßstab von 1:10.000 durchgeführt und entspricht damit einem Detailgrad der kommunalen Ebene. Für die Ausarbeitung der Karte wurden auch digitale Höhenmodelle und Orthofotos verwendet. Die Karte Seigesalm wird zusätzlich als pdf im Maßstab 1:8.000 und die Karte Fotschertal zusätzlich als pdf im Maßstab 1:6.000 abgeliefert.

Übersicht über das Kartierungsgebiet

Lage und Topografie Fotschertal und Seigesalm

Das Untersuchungsgebiet Fotschertal liegt auf einer Höhe zwischen 1.500 m und 1.300 m. Das Kartiergebiet Seigesalm liegt zwischen 2.577 m und rund 1.500 m. Beide Kartiergebiete sind südliche Seitentäler des Sellraintales.

Das Fotscher Windegg (2.577 m) bildet die höchste Erhebung an der Seigesalm, mit den Gamskögelen im Westen und dem Rauhen Kopf im Osten. Die südliche Kartiergrenze im Fotschertal befindet sich etwa am Fotscher Haus.

Das Untersuchungsgebiet lässt sich grob in die folgenden Bereiche aufteilen:

1) Wildbachablagerungen des Seigesbachs und des Fotscher Bachs.

2) Hangablagerungen von unterschiedlichen gravitativen Massenbewegungen, vor allem Felssturz- und Steinschlag, Lawinenpfade, Murkegel und flachgründige Rutschungen.

3) Glazigene Ablagerungen, inklusive Seitenmoräne und Esker des Egesen-Gletschervorstoßes zugeordnet zur Jüngeren Dryas unterhalb des Windeggs bei rund 1.960 m.

4) Grundmoränen und Eisrandablagerungen der spätglazialen Eiszerfallsphase, die bis in das Sellraintal auf 1.600 m hinabziehen und in deutliche Kamesterrassen übergehen.

5) Deutliche Zerrspalten und Abbruchkanten mit antithetischen Grabensystemen einer tiefgründigen Hangdeformation (*slope deformation* sensu HUNGR et al., 2014) mit Gesteinsmassen im Verband und in einem fortgeschrittenen Stadium mit dislozierten Blöcken.

Lage und Topografie Oberbergtal

Das Untersuchungsgebiet im Talboden des Oberbergtals liegt zwischen Buecher und Gallerhöfen am Oberberg auf rund 1.450 m und Bärenbad bei rund 1.100 m oberhalb des Energiewerkes. Im Süden liegt die Nederseite und das Kartiergebiet zieht sich bis rund 1.600 m unterhalb der Brandstattalm hinauf. Die nördliche Talflanke zieht sich bis auf 1.750 m hinauf.

Das Untersuchungsgebiet Oberbergtal lässt sich in die folgenden Kartiereinheiten aufteilen:

1) Wildbachablagerungen des Oberbergbachs.

2) Hangablagerungen von unterschiedlichen gravitativen Massenbewegungen, insbesondere Murkegel, die auch teilweise aus Lawinenablagerungen bestehen, die sich aus Eisrandablagerungen herauslösen. Im östlichen Abschnitt des Tales finden sich mächtige Steinschlagablagerungen.

3) Eisrandablagerungen, vor allem auf der Nordseite des Oberbergtales mit stellenweise Grundmoräne des Spätglazials (wahrscheinlich Eiszerfall), zwischen 1.900 m und 1.500 m.

4) Eisrandablagerungen und Spätglaziale Grundmoränenablagerungen (wahrscheinlich Gschnitz-Stadium) zwischen 1.500 m und 1.400 m und im Ausgang des Oberbergtals auf der Westseite bei rund 1.200 m.

5) Hangdeformationen auf der gesamten Südseite des Tales, Nederseite mit Gesteinsmassen im Verband und dislozierten Blöcken.

Untersuchungsgebiet Fotschertal und Seigesalm

Gletscherablagerungen Fotschertal und Seigesalm

Im Fotschertal sind keinerlei Moränenwälle erhalten, es finden sich jedoch Eiszerfallsablagerungen des Spätglazials.

Seitenmoränen Seigesalm – Egesen

Die höchsten erhaltenen Seitenmoränen oberhalb der Seigesalm liegen auf 1.960 m. Es sind keine Endmoränen, sondern nur eine Seitenmoräne erhalten, die klastengestützte Diamikte (Dc) mit vielen großen Blöcken enthalten. Endmoränen wurden durch ein intensives Entwässerungsnetz des letzten Egesengletschers komplett ausgeräumt. Es finden sich deutliche Esker auf der Innenseite der Seitenmoräne. Eine weitere Möglichkeit für das Nicht-Vorhandensein einer Endmoräne ist, dass der Gletscher nur so kurze Zeit aktiv war, dass nicht genügend Material supra- und englazial bis zur Gletscherfront transportiert wurde. Jedoch befinden sich weit verbreitet auf der Seigesalm Grundmoränenablagerungen, die von einem subglazialen Drainagesystem durchfurcht sind. Die Grundmoränenlandschaft ist von vielen Blöcken bedeckt. Der Egesen-Gletscherrand lässt sich dadurch an der Grenze kartieren, wo auch die supra- und englazialen Drainagesysteme sich vor dem ehemaligen Gletscher gesammelt haben.

Die Karte von HEUBERGER (1966) zeigt mindestens zwei Endmoränenwälle im Bereich der Seigesgrube, jedoch kann der innere Stand als Felssturz interpretiert werden, der sich von der nordöstlichen Flanke des Fotscher Windeggs abgelöst hat. Dieser Felssturz wurde durch die Bildung eines Blockgletschers umgelagert und kann daher als Felssturz/fossiler Blockgletscher kartiert werden. Der Blockgletscher scheint nicht mehr sehr aktiv zu sein, da die Blöcke größtenteils mit Flechten und kleinem Gebüsch bewachsen sind und auch im Geländemodell keine deutlichen Wallformen zu kartieren sind.

Wir interpretieren die Seitenmoräne unterhalb des Windeggs mit den deutlichen Eskern auf einer Grundmoränenlandschaft als Egesen, sensu Jüngere Dryas. Die Schneegrenzdepression zum Egesenstadium soll rund 250–400 m betragen haben (IVY-OCHS, 2007). Die Seitenmoräne ist sehr deutlich ausgeprägt und nicht von periglazialen Prozessen überprägt, was für ein junges Spätglazialalter der Seigesalm-Moränen spricht.

Ein deutlicher Wall, bestehend aus Grundmoräne (Dmm), findet sich teilweise südlich des Rauhen Kopfes auf rund 1.900–1.850 m entlang der Abrisskante der tiefgründigen Hangdeformation, die sich im Süden zum Fotschertal hin anschließt. Die Sedimente dieser Grundmoräne beinhalten kantige bis subgerundete Geschiebe in einem massiven, matrixgestützten Diamikt (Dmm).

An einer markanten Stelle lässt sich dieser Wall besonders gut kartieren, dort, wo die Hangdeformation auch am schwächsten ausgeprägt ist (47°11‘07“N, 011°12‘24“E). Hier könnte die kompakte Grundmoräne zur Stabilisierung der Deformation beigetragen haben. Der Grundmoränenwall lässt sich bis auf rund 1.600 m zum Sellraintal auf der Südflanke des Seigestals verfolgen. Der Wall kann als Grundmoränenrest des spätglazialen Eiszerfalls interpretiert werden, weil er sich weiter unterhalb stark mit Eiszerfallsablagerungen verzahnt. Es ist schwierig, die Grenze zwischen Eiszerfallsablagerungen und Grundmoräne immer voll auszukartieren. Dort gehen die Eiszerfallsablagerungen in eine Kamesterrasse über. Die Kamesterrassen wurden bereits von HEUBERGER (1966) erwähnt, die Seitenmoränen jedoch nicht.

Eisrand- und Grundmoränenablagerung des spätglazialen Eiszerfalls

Auf der Ostseite des Seigestales und auch in Abrisskanten entlang des Wildbaches können an mehreren Stellen Grundmoränen (Dmm) kartiert werden, die immer wieder Eisrandlagen abwechseln.

Die Eisrandablagerungen (Dms, Dcs, Dcg) sind unsortiert, es finden sich alle Korngrößen, stellenweise mit gekritzten Geschieben, teilweise ist der Rundungsgrad etwas höher als in den Grundmoränen, oder die Matrix ist nicht verfestigt und nicht konsolidiert. Die Matrix besteht meist aus massiven Silten oder Geschieben. Die Ablagerungen enthalten alle Korngrößen, teilweise gekritzte Geschiebe und sind unsortiert, sie sind allerdings weniger stark konsolidiert als die Grundmoränenablagerungen.

Die Grenze zwischen Eiszerfallsablagerungen und Grundmoräne ist wenig ausgeprägt. Am höchsten südlichen Rücken des Seigestals zum Fotschertal ist vor allem Grundmoräne aufgeschlossen, ebenso besteht die Ebene nördlich der Egesen-Seitenmoräne hauptsächlich aus Grundmoräne.

Die Eisrandablagerungen im Fotschertal bestehen aus verschiedenen unsortierten Diamikten, teilweise matrixgestützt, teilweise sehr siltreich, und stellenweise gradiert (Dmg, Dgg, Dmm). Es konnten keine Grundmoränen im Fotschertal kartiert werden.

Erratische Blöcke

Vor allem entlang der Seitenmoränenreste, die sich oberhalb des Rauhkopfes bis zu den Kamesterrassen auf der Ostseite des Seigestals befinden, wurden größere erratische Blöcke kartiert. Auf der Grundmoräne der Ebene an der Seigesalm liegen ebenfalls viele Blöcke.

Kamesterrassen

Im nördlichen Anschluss des Seigestals zum Sellraintal befinden sich größere Verebnungsflächen, die aus glazifluviatilem Material aufgebaut sind. Während die Eiszerfallsablagerungen deutlich unsortiert sind und auch gekritzte Geschiebe enthalten, ist der Charakter der Kamesterrassen deutlich mehr glazifluviatil, mit sortierten Lagen ohne gekritzte Geschiebe. Die Sedimente wurden daher eindeutig in einem distaleren Bereich abgelagert als die Eiszerfallsablagerungen, die in diesem engen Ablagerungsraum teilweise stark mit Grundmoränenablagerungen verzahnen.

Murkegel und Lawinenablagerungen

Im Fotschertal befinden sich mehrere Murablagerungen, die im Talboden kleine Murkegel bilden. Jedoch werden diese Murkegel mehr oder minder stark auch durch Lawinenprozesse gesteuert. Sowohl bei der Geländebegehung als auch auf den Orthofotos sind mehrere Lawinenstriche deutlich dort zu erkennen, wo ganze Waldstriche durch Lawinen zerstört wurden. Da die vorherrschenden Ablagerungen jedoch hauptsächlich auf Murprozesse zurückgehen, werden die Landschaftsformen als Murkegel kartiert.

Fluss- und Wildbachablagerungen

Im Talboden des Seiges- und Fotschertals sind Wildbachablagerungen aufgeschlossen, mit mehr oder minder gerundeten Geröllen in allen Blockgrößen.

Hangdeformation

Die gesamte Südseite des Seigestales ist von einer tiefgründigen Hangdeformation betroffen, es befinden sich klare Abrisskanten und antithetische Brüche auf der Südseite der Egesenmoräne und des Grundmoränenwalls.

Felssturz/Blockgletscher

Gleich unterhalb des Fotscher Windeggs liegen auf dem oberen Teil der Egesen-Grundmoräne Felssturzablagerungen, die periglazial umgelagert wurden (Blockgletscher).

Untersuchungsgebiet Oberbergtal

Gletscherablagerungen Oberbergtal

Eisrandablagerungen

Im Kartiergebiet des Oberbergtals sind hauptsächlich spätglaziale Eisrandablagerungen mit matrix- und geschiebegestützten Diamikten (Dmg, Dcm) aufgeschlossen. Die Eisrandablagerungen bilden zwei deutliche Terrassen auf der Nordseite des Oberbergtales. Diese lassen sich jedoch nicht über die gesamte Talseite verfolgen, weil sie durch mächtige Mur-/Lawinenschuttkegel bedeckt werden. An den steileren Hängen zwischen 1.500 und 1.600 m haben sich auch stellenweise Grundmoränen erhalten, jedoch gehen diese zwischen 1.600 und 1.800 m oberhalb Oberberg und Salcher wieder in Eisrandlagen über. Die unteren Eiszerfallsablagerungen bilden einen Terrassenkörper zwischen 1.500 und 1.400 m.

Am Hang oberhalb finden sich zwischen 1.500 und 1.600 m stellenweise Grund- (Dmm) und Ablationsmoränenablagerungen (Dms, Dcs und Dgc). Darüber auf Höhenlagen zwischen 1.600 und 1.900 m befinden sich weitere Eisrandablagerungen.

Die unteren Eisrandablagerungen gehen im südlichen Oberbergtal in die Eisrandablagerungen und Grundmoränen des Gschnitz des Stubaitales über. Wir interpretieren daher die unteren Eisrandablagerungen als Gschnitz. Die oberen Eisrandablagerungen zwischen 1.600 und 1.900 m gehören jedoch zu einer älteren Phase des Eiszerfalls.

Ablations- und Grundmoränen

Am Nordhang des Oberbergtales befinden sich auch stellenweise Ablationsmoränen oberhalb der Eisrandablagerungsterrassen zwischen 1.500 und 1.600 m. Die Ablationsmoränen sind etwas kompakter als die Eisrandablagerungen und siltreicher, jedoch nicht konsolidiert. Dabei handelt es sich um die Sediment-Variationen Dms, Dcs und Dgc.

Da die Grundmoränen und Ablationsmoränen nur stellenweise auftreten und nicht eindeutig von den Eisrandlagen abzugrenzen sind, wurden diese in der vorliegenden Kartierung als Eisrandablagerungen zusammengefasst. Ihr Alter wurde generell als spätglazial bezeichnet, da unklar ist, ob diese Grundmoränen zeitlich dem Gschnitz oder einer älteren Eiszerfallsphase zuzuordnen sind.

Gravitative Massenbewegungsablagerungen Oberbergtal

Mur- und Lawinenablagerungen

Die mächtigen oberen Eisrandlagen zwischen 1.900 und 1.600 m oberhalb von Oberberg und Salcher liefern reichlich Lockersediment für große Murablagerungen, welche die Eisrandterrassen im Talgrund bedecken. In den Grundmoränen und Eisrandsedimenten lösen sich häufig Muren

und oberflächennahe Hangmuren. Die Murkegel sind stellenweise sicherlich auch aus Lawinenablagerungen aufgebaut, da vor allem die Nordseite des Oberbergtales keinen dichten Wald aufweist und mehrere deutliche Lawinenpfade durch umgeknickte Bäume zu verzeichnen sind.

Felssturz- und Steinschlagablagerungen

Der Bereich des östlichen Oberbergtal-Ausganges wird von Steinschlagprozessen dominiert, die sich aus den Glimmerschiefern ablösen.

Hangdeformation (Slope deformation sensu HUNGR et al., 2014)

Der gesamte Nordhang der Seblasspitze und Grüblen, die Nederseite, ist als tiefgründige Hangdeformation ausgebildet. Hier wechseln sich auf kleinstem Raum Gesteinsmassen im Verband und in einem fortgeschrittenen Stadium mit dislozierten Blöcken ab. Es finden sich nirgendwo Eisrandablagerungen. Nur im äußersten südlichen Teil gen Milders und dem Gebiet, zeigt sich eine terrassenartige Verebnung auf rund 1.200 m, die aus Eisrandablagerungen und stellenweise Grundmoräne aufgebaut ist.

Fluss- und Wildbachablagerungen Oberbergtal

Fluviatile und Wildbach-Ablagerungen

Der Wildbach im Oberbergtal ist vor allem im unteren Teil stark verbaut, aufgrund der starken Geschiebeführung, aber auch, weil mehrere Murkegel auf der Nordseite des Tales ihr Geschiebe in den Oberberg Wildbach einbringen.

Landschaftsentwicklung

Im Oberbergtal wurden die Egesenmoränen an der Franz-Senn-Hütte beschrieben (KERSCHNER, 1978). Im Seigestal finden wir eine Egesen-Seitenmoräne mit Eskern und Grundmoräne auf rund 1.960 m.

Die Eisrandablagerungen der beiden kartierten Terrassen im Oberbergtal können dem Gschnitz-Stadium und einer älteren Phase des Eiszerfalls zugeordnet werden. Die untere Eisrandterrasse zwischen rund 1.400 und 1.500 m verzahnt am Ausgang des Oberbergtales mit den gschnitzzeitlichen Eisrandablagerungen des Stubaitales. Da die Eisrandablagerungen am Ausgang des Oberbergtals bei Milders in Grundmoränen übergehen, die sich mit den Eisrandlagen des Gschnitz im Stubaital verzahnen, werden die Eisrandlagen des Oberbergtals als Gschnitz interpretiert.

Im Fotschertal und Seigestal befinden sich ebenso Eisrandlagen, die älter sind als die Egesenmoränen. Im Fotschertal liegen die Egesenmoränen nicht im Kartiergebiet. Im Seigestal liegen die Egesen-Seitenmoränen auf einer Höhe von 1.950–2.000 m oberhalb der bewirtschafteten Seigesalm. Es ist durchaus möglich, dass die Eisrandlagen des Fotschertals und des Seigestals ebenso dem Gschnitz-Stadium zuzurechnen sind.

Im Seigestal ist die Verzahnung der Eisrandlagen mit dem Hauptgletscher im Sellraintal deutlich an den erhaltenen Kamesterrassen zu erkennen. Im Ausgang des Fotschertals sind die Eisrandlagen sowohl von Rutschungs- und Lawinenablagerungen als auch von Schwemmfächern bedeckt. Eine Auskartierung der Verzahnung des Sellrain-Hauptgletschers mit dem Seitengletscher aus dem Fotschertal gestaltet sich sicherlich schwierig (HEUBERGER, 1966). Diese Verzahnung liegt jedoch außerhalb des Kartiergebiets und auch außerhalb des Kartenblattes NL 32-03-28 Neustift im Stubaital.

Literatur

HEUBERGER, H. (1966). Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, **20**, 133 S., Innsbruck

HUNGR, O., LEROUEIL, S. & PICARELLI, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. – Landslides, **11**, 167–194, Berlin.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, **21**/2, 115–130, Chichester. http://dx.doi.org/10.1002/jqs.955

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H. & SCHLÜCHTER, C. (2007): Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. – Quaternary international, **164**, 53–63, Oxford.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P. & SCHLÜCHTER, C. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – Quaternary Science Reviews, **28**, 2137–2149, Amsterdam (Elsevier).

KERSCHNER, H. (1978): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen). – Geographischer Jahresbericht aus Österreich, **XXXV**, 26–47, Wien.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, 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, Göttingen.

STEINBICHLER, M., 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.

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Bereich Oberbergtal östlich der Oberrissalm (Stubaital) auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARKUS PALZER-KHOMENKO

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartierungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich auf 25 km² und umfasst sämtliche noch nicht kartierte Gebiete im Oberbergtal. Kartiert wurde die gesamte Nordseite des Oberbergtals zwischen Oberissalm und Starkenburger Hütte sowie die Malgrube, die Äußere Stöcklengrube und die Kleine Stöcklengrube auf der Südseite des Tals. Während die Nordseite durch Wege relativ gut erschlossen und von

Seducker-Hochalm und Starkenburger Hütte gut erreichbar ist, ist die Südseite nur auf Jägersteigen erreichbar. Die Felsgalerien an den Talflanken sind durch die hohe, dichte Vegetation teilweise sehr schwer begehbar. Nur eingeschränkt begehbar ist der Grat zwischen Seebach und Haslerbach, völlig unbegehbar war der Haslerbach selbst im unteren Bereich.

Zwischen der Seducker-Hochalm und dem Tiefenbach wurde der gesamte Hang vom Talboden bis zu den Graten von einer umfassenden Massenbewegung erfasst. Es müssen daher alle Aufschlüsse in diesem Bereich als subanstehend angesehen werden. Im Bereich der Oberberger Mähder überlagert mächtiges Quartär das Festgestein, wodurch auch in den tief eingeschnittenen Gräben keine Aufschlüsse des anstehenden Felsen gefunden werden konnten.

Die vorliegende Kartierung stellt die Fortsetzung der Kartierungsarbeiten aus den Jahren 2014–2018 dar (Palzer, 2015; Palzer-Khomenko, 2017, 2018). Die Kalkkögel im Osten sowie das Stubaital östlich von Milders wurden durch Reiser (2018), das Falbeson südwestlich des Arbeitsgebietes wurde durch Klötzli-Chowanetz (2016) kartiert. Kleinräumige Kartierungen des Quartärs liegen von Schmidegg (1939, 1944) vor. Eine großräumige geologische Karte gibt es von Hammer (1929). Mineral-Abkürzungen wurden nach Kretz (1983) verwendet (zusätzlich: Amphibol = Amph, Feldspat = Fsp und Hellglimmer = Hg).

Lithologische Beschreibung

Die Kartierung hat einige neue Erkenntnisse zu den Zusammenhängen und Abfolgen der verschiedenen Lithologien des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems im Oberbergtal gebracht. Das Gebiet schließt die Lücke zwischen älteren Kartierungen rund um die Franz-Senn-Hütte und den neueren Arbeiten rund um die Brennerspitze. Außerdem kann nun die Beziehung zwischen Bassler-Granitgneis und den Orthogneis-Körpern unterhalb der Starkenburger Hütte genau beschrieben werden.

Im Kartierungsgebiet treten mehrere markante lithologische Züge innerhalb der Paragneise auf. Vom tieferen Bereich der Decke im Südwesten hin zu höheren Bereichen im Nordosten und Osten kann eine Art Abfolge mehrerer Züge beobachtet werden. Ganz im hintersten Bereich der kleinen Stöcklengrube befindet sich der Kontakt zum Hauptkörper des Bassler-Granitgneises. Dieser Augengneis wird durch einen Rahmen von Bt-reichen Schiefern und Amphiboliten umgeben, welche von der Platzengrube kommend nach Osten in den hinteren Bereichen der Stöcklengruben bis zum Grat westlich der Brennerspitze verfolgt werden können.

Nach Norden hin gehen diese Gesteine in Fsp-blastenreiche Paragneise und Glimmerschiefer mit teils großen Grt- und St-Kristallen über, die teilweise sehr intensiv mit leukokraten Lagen durchsetzt sind. Die genaue Genese dieser leukokraten Lagen ist derzeit unklar. Diskordante Beziehungen, die auf einen magmatischen Ursprung hindeuten würden, fehlen. Eine mögliche Erklärung ist eine metamorphe Segregation, welche primäre sedimentologische Unterschiede verstärkt haben könnte. Diese gebänderten Paragneise dominieren die Südseite des Oberbergtals, bilden die dominante Lithologie im Bereich der Massenbewegung rund um die Seblasspitze und können auf Höhe der Oberissalm auch auf der nördlichen Seite verfolgt werden. Im Dünnschliff stellen sich die schiefrigen Lagen häufig als Grt-2-Glimmerschiefer mit teilwiese großen, poikiloblastischen Pl-Blasten dar. Der Pl ist teilweise stark bis vollständig serizitisiert. St konnte nur in seltensten Fällen reliktisch nachgewiesen werden und ist in der Regel vollständig zu Serizit abgebaut. Grt ist in der Regel zweiphasig, was an den zerfallenen Kernen und gut erhaltenen Anwachssäumen sehr gut erkennbar ist. Die leukokraten Lagen setzen sich überwiegend aus Qtz und teilweise stark serizitisiertem Fsp zusammen. Während in einigen Schliffen der leukokraten Lagen nur Pl nachweisbar war, konnten in anderen Schliffen trotz fortgeschrittener Serizitisierung auch Mc (Mikroklin) und Or (Orthoklas) erkannt werden.

Im Zentrum der gebänderten Paragneise kann ein mehrere 10er Meter mächtiger feinkörniger, leukokrater Orthogneis nördlich am Kühstein vorbei Richtung Mittergratspitze verfolgt werden, ehe er gegen Osten hin durch die Massenbewegung erfasst und in Schollen zerlegt wird. Dennoch kann die Hauptmasse dieser Lithologie immer noch einigermaßen im Verband in der Kohlgrube angetroffen werden. Im Westen dürfte der Orthogneis mit den umgebenden gebänderten Paragneisen den Gesteinen am Schafgrübler entsprechen. Innerhalb der gebänderten Paragneise lässt sich zum Orthogneis hin ein gewisser Trend größer werdender Grt- und St-Kristalle, Fsp-Blasten sowie intensiverer Wechsellagerung beobachten. Der Orthogneis selbst besteht überwiegend aus feinkörnigem Qtz und stark serizitisiertem Fsp, wobei vereinzelt Mc-Gitter erkennbar sind. Der deutliche Bt-Gehalt weist auf eine eher granodioritische Zusammensetzung hin. Teilweise sind Lagen und Adern von Ep und Chl sowie große Aln vorhanden.

Die gebänderten Paragneise werden nach Norden durch einen mächtigen Amphibolit-Zug abgelöst, der sich mit den Amphiboliten der Hohen Villerspitze verbinden lässt und nach Osten hin unter der Massenbewegung der Seblasspitze nicht weiterverfolgt werden kann. Der Amphibolit enthält grünlich-bräunlich pleochroitischen Amph. Teilweise bilden Pl und Czo pseudomorphe Aggregate. Wo Fluide in die Amphibolite eingedrungen sind, wurden diese zu Ep oder Chl abgebaut. Dabei wurde offensichtlich auch Cc freigesetzt, welcher sich in Adern und Taschen sammelte. Die Amphibolite weisen hohe Ttn-Gehalte auf.

Nördlich des Amphibolit-Zuges folgen Paragneise und Glimmerschiefer durchsetzt mit kleineren, nicht durchgängig verfolgbaren Amphibolit-Zügen. Die Paragneise enthalten Hg und Bt, führen wechselnde Mengen an zumeist kleinem St- und Grt-Kristallen und haben bisweilen auch ein schiefriges Erscheinungsbild. In manchen Partien kann von einem Grt-St-Glimmerschiefer gesprochen werden. Selten sind Fsp-Blasten erkennbar, wobei sowohl die Blastenbildung als auch ausgeprägtes Grt- und St-Wachstum im Gegensatz zu den gebänderten Paragneisen eine untergeordnete Rolle spielen.

Zwischen Schaldersgrübl und Wildes Grübl gehen diese Paragneise fließend in teilweise spektakulär ausgebildete Grt-St-Glimmerschiefer über. Ausgeprägte Grt-St-Glimmerschiefer können auch im unteren Bereich des Tiefenbachs angetroffen werden. Es kann davon ausgegangen werden, dass diese sehr weichen Lithologien sowohl bei

der Entstehung der Massenbewegung bei Seduck als auch bei der Entstehung der mächtigen Quartär-Ablagerungen der Oberberger Mähder eine Rolle gespielt haben. Vermutlich wurden die Glimmerschiefer glazial bevorzugt ausgeräumt, wodurch im Bereich der Oberberger Mähder viel Platz entstand, welcher später verfüllt werden konnte. Nach Osten hin verschwinden sie im Talboden und unter der Massenbewegung der Seblasspitze.

Im Zentrum dieser Glimmerschiefer befindet sich ein mehrere Meter mächtiger Dyke. Ein zweiter Dyke zieht unmittelbar nördlich am Wildkopf vorbei. Das Gestein setzt sich aus Pl- und Ep-Kristallen in einer Ep-Matrix zusammen. Beide Gänge können nur kurz nach Osten verfolgt werden und verschwinden in der Massenbewegung oberhalb von Seduck. Vergleichbare Dykes wurden auch durch Purtscheller & Rammlmair (1982) als Diabase beschrieben und umfassend analysiert.

Entlang des Grates nach Osten zum Schwarzhorn gehen die Grt-St-Glimmerschiefer erneut in gebänderte Paragneise über, welche mit teilweise gut verfolgbaren Amphibolit-Zügen durchsetzt sind. Unterhalb der Hohen Schönen kann dann ein mächtiger, glimmerarmer Orthogneis-Zug angetroffen werden, der auch vom Gegenhang aus zu erkennen ist. Fsp zeigen Mc-Gitter sowie Entmischungsstrukturen. Darüber bzw. nach Osten hin folgen erneut gebänderte Paragneise, welche schließlich in nicht segregierte Paragneise übergehen.

Knapp westlich der Roten Wand sind erneut segregierte leukokrate Lagen in den Paragneisen anzutreffen, welche in Beziehung zu einem markanten, aber relativ geringmächtigen Orthogneis-Zug stehen, der im Bereich Rote Wand – Marchsäule – Sendersjöchl eine S-Falte nachzeichnet und sich nach Osten hin bis in den Haslerbach verfolgen lässt. Dieser Orthogneis-Zug zeigt eine signifikant andere Zusammensetzung als die feinkörnigen Orthogneise. Mit seinen teilweise cm-großen rosa Kalifeldspat-Augen erinnert er stark an den Bassler-Granitgneis und kann daher zur Glockturm-Suite gestellt werden. Nach Nordosten hin ist er durch Bändergneise eingerahmt. Weiter im Osten, unterhalb des Steinkogels befindet sich erneut ein 10er Meter mächtiger, feinkörniger Orthogneis-Zug. Auch dieser Zug kann bis in den Haslerbach verfolgt und möglicherweise mit dem Orthogneis am Kogel verbunden werden.

Unmittelbar im Gipfelbereich des Steinkogels kann eine 2–3 m dicke Amphibolit-Lage angetroffen werden, auf die unmittelbar ein weiterer, ca. 5 m mächtiger Orthogneis-Zug der Glockturm-Suite folgt. Auch diese Züge sind durch gebänderte Paragneise eingerahmt und werden im Osten durch das Brenner Mesozoikum überlagert. Es wäre allerdings naheliegend, dass der Glockturm-Suite-Zug aus jenem Orthogneis-Körper hervorgeht, der südlich der Starkenburger-Hütte oberhalb des Kogels aufgeschlossen ist.

Zwischen Steinkogel und Gamskogel nimmt der Anteil der leukokraten Lagen sukzessive ab. Unmittelbar im Gipfelbereich des Gamskogels kann ein weiterer, wenige Meter mächtiger Amphibolit-Zug beschrieben werden, der ebenfalls nach Osten hin unter dem Brenner Mesozoikum verschwindet. Nördlich davon werden die Paragneise nur durch ein geringmächtiges Quarzit-Band unterbrochen, das sich aber in Körnigkeit und Textur von den segregierten leukokraten Lagen und den feinkörnigen Orthogneisen unterscheidet.

Im Oberbergtal zeigt sich deutlich, dass das Kristallin im Ostteil des Stubaitals durch eine vulkanosedimentäre Abfolge von Paragneisen und Amphiboliten aufgebaut wird, die durch mehrere lagige Orthogneis-Körper zweier unterschiedlicher Suiten sowie durch einen vermutlich deutlich jüngeren, bereits durch Purtscheller & Rammlmair (1982) untersuchten Dyke-Schwarm intrudiert wurden. Diese Intrusionen hatten deutliche Auswirkungen auf die Paragneise und führten zu Rekristallisation, Segregation und Kristallwachstum. Die Nachverfolgung der Orthogneis-Züge sowie einiger markanter Amphibolit-Züge ist der Schlüssel zum Verständnis der Zusammenhänge und der Struktur der kristallinen Gesteine in diesem Gebiet. Dabei muss beachtet werden, dass sich die Verläufe der Orthogneis- und Amphibolit-Züge auch diskordant zueinander verhalten können. Während die Amphibolit-Züge die ursprüngliche sedimentäre Schichtung nachzeichnen sollten, können die Orthogneis-Züge davon auch abweichen obgleich dies noch nicht beobachtet wurde. Eine Ausnahme bildet der Dykeschwarm, der nur wenige Anzeichen für duktile Deformation zeigt und das gesamte Gebiet relativ diskordant durchschlägt.

Lithodemische Einteilung der Gesteine

Paragneise und Amphibolite

Da das lithodemische Konzept für die Paragneise bereits mehrfach überarbeitet und verworfen wurde, werden im Folgenden einige kartierte Einheiten nicht im Sinne lithodemischer Einheiten mit Ortsbezeichnungen benannt. Außerdem wird auf eine Zusammenfassung der Paragneise und Amphibolite zu Komplexen verzichtet. In diesem Sinne wird auch der Brennerspitzen-Komplex, der von Palzer-Khomenko (2018) noch als Überbegriff für die meisten Paragneise gebraucht wurde, verworfen, da sich die Definition als ungeeignet erwiesen hat. Vielmehr scheint es aufgrund der neuen Daten sinnvoll, die Orthogneis-Körper als eigenständige Suiten strikt von den Paragneisen zu trennen. Die im folgenden beschriebenen Paragneis-Einheiten und Amphibolit-Züge können nach derzeitigem Stand zu einem gemeinsamen Komplex zusammengefasst werden, der aus einer vulkanosedimentären Abfolge hervorgegangen ist.

Sommerwand-Lithodem

Auch im vorliegenden Kartierungsgebiet hat sich gezeigt, dass der Bassler-Granitgneis durch einen Rahmen aus Bt-Schiefern und Amphiboliten umgeben wird. Daher kann die Einheit im Sinne von Palzer-Khomenko (2018) weiterhin angewendet werden. Es muss jedoch hinterfragt werden, ob es sinnvoll ist, diese Einheit wie bisher von den übrigen Amphiboliten und Paragneisen der vulkanosedimentären Abfolge auf Komplex-Ebene abzugrenzen. Es muss wohl viel eher davon ausgegangen werden, dass auch das Sommerwand-Lithodem dieser Abfolge und damit demselben Komplex angehört.

Villerspitzen-Amphibolit

Neben dem Sommerwand-Lithodem lässt sich auch der mächtige Amphibolit-Zug der Villerspitze gut verfolgen und auskartieren. Da der Arbeitsbegriff des Villergruben-Lithodems (Palzer-Khomenko, 2017) durch die Zusammenfüh-

rung mit den gebänderten Paragneisen obsolet geworden ist, kann die Villerspitze erneut, und wesentlich passender, Namensgeber für einen Arbeitsbegriff sein. Die Villerspitze bietet die besten Aufschlüsse und stellt den markantesten geografischen Punkt dieses Amphibolit-Zuges dar, weshalb der Arbeitsbegriff Villerspitzen-Amphibolit gewählt wird. Der Amphibolit-Zug ist stellenweise mehrere hundert Meter mächtig und umfasst feinkörnige Amphibolite, eng gebankte mafische Kalksilikate sowie mafische Bt-Gneise. Es wurden auch Rollstücke von Grt-Amphibolit gefunden. Von der Villerspitze kommend ziehen die Amphibolite die Grawawand entlang zur Schalderspitze, wo sie in Stufen an der Schrimmennieder-Störung (Palzer, 2015) dextral nach Süden versetzt werden. Nordwestlich der Stöcklenalm kann der Amphibolit-Zug wieder angetroffen werden, ehe er auf die Südflanke des Tals wechselt und dort in mehreren großen Falten gut verfolgbar nach Nordwesten hin verläuft und im Bereich der Massenbewegung von der Seblasspitze mit dem Talboden verschneidet.

Amphibolite

Die zahlreichen kleineren Amphibolit-Züge abseits des Sommerwand-Lithodems und des Villenspitzen-Amphibolits werden nicht als eigenständige Einheiten ausgeschieden, sondern als Amphibolite zusammengefasst. Es handelt sich um geringmächtige Basalte oder Tuffe innerhalb der vulkanosedimentären Abfolge, wobei lokal durchaus mehrere 10er Meter mächtige Lagen auftreten. Eine markante Abfolge von mehreren Amphibolit-Zügen gefolgt von einem Orthogneis der Kogl-Forchach-Suite kann zwischen Wildkopfscharte und Hohe Schöne beobachtet werden. Eine vergleichbare Situation findet sich zwischen Seebach und Haslerbach nahe dem Treiserhof. Es könnte hier möglicherweise von einem nachverfolgbaren Treiser-Amphibolit gesprochen werden, wobei weite Teile leider durch das mächtige Quartär der Oberberger Mähder verdeckt werden.

Gebänderte Paragneise

Die gebänderten Paragneise, welche die weiter unten beschriebenen Orthogneiskörper der Kogl-Forchach-Suite und Glockturm-Suite umgeben, werden als eigenständige Einheit ausgeschieden. Da Fsp-Blasten sowie große St- und Grt-Kristalle überall in den Paragneisen angetroffen werden können, ist die Wechsellagerung zwischen leukokraten und schiefrigen Lagen als entscheidendes Erkennungsmerkmal anzusehen. Die gebänderten Paragneise umfassen damit alle segregierten Paragneise und werden zumeist als Rahmen der Orthogneis-Körper angetroffen. Die schiefrigen Lagen selbst lassen sich kaum von den Paragneisen und Glimmerschiefern unterscheiden.

Paragneise

Die Paragneise bilden gemeinsam mit den gebänderten Paragneisen die Hauptmasse der Gesteine. Überall, wo sie von magmatischen Gesteinen durchschlagen werden, hat sich ihre Zusammensetzung und ihr Erscheinungsbild durch das Wachstum großer Grt- und St-Kristalle sowie Pl-Blasten und Segregation deutlich gewandelt, während jene Bereiche, die sich weiter entfernt von magmatischen Körpern befanden, das ursprüngliche Erscheinungsbild bewahren konnten. Die Übergänge zu den gebänderten Paragneisen sowie zum Grt-St-Glimmerschiefer sind fließend, wobei das Fehlen leukokrater Lagen ein hervorragendes Kriterium zur Abgrenzung zu den gebänderten Paragneisen darstellt.

Grt-St-Glimmerschiefer

Diese sehr ansehnlichen Gesteine können aufgrund des großen Anteils an cm-großen St- und Grt-Kristallen von den Paragneisen abgetrennt werden. Die Übergänge sind fließend und es muss beachtet werden, dass auch kleinere Lagen von Grt-St-Glimmerschiefer innerhalb der Paragneise auftreten können. Eine scharfe Abgrenzung ist daher nicht möglich, jedoch können Bereiche mit hohem Grt-St-Glimmerschiefer-Anteil von den weniger schiefrigen und Grt- und St-ärmeren Paragneisen sinnvoll unterschieden werden. Sie unterscheiden sich ebenso wie die Paragneise von den gebänderten Paragneisen durch das Fehlen leukokrater Lagen. Die besten Aufschlüsse befinden sich im Wilden Grübl. Im Talbereich können diese Gesteine in den unteren Bereichen des Tiefenbachs angetroffen werden.

Glockturm-Suite

Bassler-Granitgneis

Der Bassler-Granitgneis wird im Folgenden im Sinne von Palzer-Khomenko (2018) verwendet. In Bezug auf Reiser (2018) wird der Bassler-Granitgneis den „Klasse-3 Orthogneiskörpern“ zugerechnet, wobei der konkrete Körper des Bassler-Granitgneises nicht mit jenen Körpern weiter im Osten verbunden werden kann. Im Kartierungsgebiet beschränkt sich der Bassler-Granitgneis auf die hintersten Bereiche der kleinen Stöcklengrube rund um die Kerrachspitze. Ansichten vom nördlichen Gegenhang lassen vermuten, dass ein schmales Band des Rahmengesteins westlich der Kerrachspitze zwischen Orthogneisen eingeklemmt ist. Die vielen Parasitärfalten, die der Kontakt nachzeichnet, deuten darauf hin, dass großmaßstäbliche Verfaltungen für diese Situation verantwortlich sind. Diese Beobachtungen decken sich auch mit Erkenntnissen aus der Kerrachgrube. Leider sind diese Gipfelbereiche nur sehr schwer zugänglich, weshalb diese Situation bisher nur aus der Ferne betrachtet werden konnte.

Weitere Orthogneise der Glockturm-Suite

Die kleineren Orthogneis-Züge auf der Nordseite des Tals stellen mit einiger Sicherheit die westwärtige Fortsetzung der von Reiser (2018) beschriebenen „Orthogneiskörper Klasse 3“ dar und können ebenso wie der Bassler-Granitgneis, zumindest nach den makroskopischen Merkmalen, der Glockturm-Suite zugeschlagen werden. Aufgrund dieser Tatsache und ihrer geringen Mächtigkeit werden sie allgemein als Glockturm-Suite ausgeschieden. Eine genauere lithodemische Benennung und Definition sollte im Bereich der Hauptkörper weiter südöstlich vorgenommen werden und bleibt zukünftigen Arbeiten vorbehalten. Der südlichere Zug kann beginnend am Aufschluss auf der alten Straße zum Forchach-Hof beinahe durchgehend verfolgt werden und setzt sich von dort westwärts bis in den Haslerbach und weiter westwärts bis zur Marchsäule und Roten Wand fort. Der nördliche Zug verschwindet unter dem Brenner Mesozoikum. Die Abfolge der Orthogneis-Züge legt jedoch nahe, dass er mit dem Orthogneis-Körper zwischen Kogel und Starkenburger Hütte in Beziehung gesetzt werden kann.

Kogl-Forchach-Suite

Die feinkörnigen Orthogneis-Körper, die nicht der Glockturm-Suite zugerechnet werden können, werden unter dem Arbeitsbegriff Kogl-Forchach-Suite zusammengefasst. Sie entsprechen den Orthogneisen Klasse 1 (Bt-Granitgneis) nach Reiser (2018) und die besten Aufschlüsse befinden sich am Kogel unterhalb der Starkenburger Hütte. Die Orthogneise werden durch die gebänderten Paragneise eingerahmt, deren leukokrate Lagen den Orthogneisen stark ähneln.

Schafgrübler-Orthogneis

Als eigenständiger Orthogneis-Körper innerhalb dieser Suite wird der Schafgrübler-Orthogneis ausgeschieden, welcher bereits in Palzer-Khomenko (2017, 2018) zuerst als Paragneis (Schafgrübler Lithodem), danach als lagig den Paragneis durchörternder Orthogneis des Brennerspitzen-Komplexes definiert wurde. Inzwischen hat sich gezeigt, dass es einen eher homogenen Orthogneis-Körper im Zentrum gibt, der durch die gebänderten Paragneise eingerahmt wird. Der Schafgrübler Orthogneis wird somit auf einen kartierbaren, feinkörnigen, homogenen Orthogneis-Zug der Kogl-Forchach-Suite, der vom Schafgrübler kommend über die Mittergratspitze bis in die Kohlgrube und zur Seblasspitze verfolgt werden kann, reduziert.

Oberbergtal-Dykeschwarm

Die verschiedenen Dykes, die im gesamten Oberbergtal unter anderem in der oberen Rinnengrube, auf der Brennerspitze, in der kleinen Stöcklengrube, im Wilden Grübl und am Wildkopf aufgeschlossen sind und bereits in Palzer-Khomenko (2018) beschrieben wurden, werden als Oberberger Dykeschwarm zusammengefasst. Sie durchschlugen das Kristallin diskordant und können daher als post-variszisch angesehen werden. Purtscheller & Rammlmair (1982) konnten die eoalpidische Metamorphose nachweisen, womit auch ein prä-alpidisches Alter nachgewiesen ist.

Strukturen

Faltenbildung

Das Kartierungsgebiet ist von komplexer Faltenbildung betroffen. Krenulationslineation und Faltenachsen zeigen in den verschiedenen Gebieten weitestgehend dieselben Orientierungen. Am homogensten waren die Messungen im Bereich des Wilden Grübels, wo leicht NE bis ENE einfallende Werte gemessen wurden. Ähnliche Werte, wenn auch etwas unbeständiger, konnten im Bereich der Stöcklengruben gemessen werden. Auf Höhe der Holderlochalm orografisch rechts des Oberbergbaches drehen die gemessenen Faltenachsen auf bis zu 50° einfallend nach E bis ESE. In diesen Bereichen unterhalb der Malgrube sind auch eine besonders intensive Krenulation sowie ausgeprägte S-Falten zu beobachten. Auch die gemessene Foliation wechselt in diesem Bereich ihre Orientierung. Es ist daher von einem Faltenkern in diesem Bereich auszugehen, wobei die Faltenachse der Großfaltenstruktur steil nach SE einfallen dürfte. Der relativ gut nachverfolgbare Villerspitzen-Amphibolit stützt diese Schlussfolgerung ebenfalls.

Ausgeprägte Krenulation sowie S-Falten konnten auch in den Felswänden oberhalb der Oberberger Mähder angetroffen werden. Die gemessenen Foliationswerte schwanken von Südost bis Nord, wobei ost-einfallende Werte dominieren. Faltenachsen und Krenulationslineationen fallen flach und konstant nach Nordosten ein. Dasselbe gilt für Messungen am Fuße der Roten Wand. In Richtung Sendersjöchl werden die gemessenen Faltenachsen sehr unbeständig. Hier im Bereich Sendersjöchl – Marchsäule – Rote Wand lässt sich anhand des Orthogneis-Zuges der Glockturm-Suite eine mehrere 100 m große S-Falte nachvollziehen. Der Orthogneis zieht zunächst von Osten kommend ESE–WNW streichend über den Grat in das Senderstal, wo er dann nach Südwesten die Marchsäule hinaufzieht und von dort nach Süden zwischen Sendersjöchl und Rote Wand in Falllinie den Höhenweg kreuzt. Am Fuße der Roten Wand taucht dann mutmaßlich dasselbe Orthogneis-Band wieder auf und kann in Richtung WNW hangaufwärts verfolgt werden. Westlich dieser Faltenstruktur (westlich der Roten Wand) sowie östlich davon (östlich des Senderjöchls entlang des Grats) wurden überwiegend mittelsteil NE-einfallende Foliationen gemessen. Im Bereich des Sendersjöchls dreht das Einfallen der primären Foliation auf Nord und zwischen Sendersjöchl und Rote Wand konnte eine steil ENE–E fallende Foliation festgestellt werden. Zwischen Sendersjöchl und Marchsäule besteht neben der primären, verfalteten Foliation noch eine Faltenachsenebenenschieferung, welche steil nach Nordosten einfällt.

Rund um den Steinkogel und Gamskogel fallen Faltenachsen und Krenulationslineationen zumeist sehr flach nach ESE, teilweise auch sehr flach WNW–NW ein. Ausgeprägte Faltenbildung konnte in diesem Bereich nicht erkannt werden. Die gemessenen Foliationen fallen allesamt konstant mittelsteil nach NNE ein. Unbeständigere Messwerte können erst wieder in Richtung des Hohen Burgstalls bemerkt werden. Am Rücken zwischen Seebach und Haslerbach zeichnen die verschiedenen lithologischen Lagen Falten im 10er Meter-Bereich nach. In Richtung des Haslerbaches dreht die überwiegend nach Nordosten einfallende Foliation in eine steil einfallende NNE–SSW streichende Orientierung. Im Haslerbach und am Hangfuß zwischen Haslerbach und Seebach zeigen die Gesteine eine sehr starke, steilstehende Foliation, die auf eine NNE–SSW streichende Mylonitzone hindeutet. Die Foliationen östlich und westlich biegen deutlich in diese Mylonitzone ein. Östlich der Mylonitzone zwischen Starkenburger Hütte und Kogl drehen die gemessenen Foliationen nach Osten hin in eine N–NNW fallende Orientierung.

Aus den gemessenen Foliationen und Faltenachsen sowie dem Verlauf markanter lithologischer Züge lässt sich ableiten, dass die überwiegend NNE–NE orientierte Foliation an verschiedenen Stellen in 10er bis 100er Meter große S-Falten gelegt ist. In diesen Bereichen treten ausführliche Krenulationen sowie eine zweite NW–W fallende Foliation auf. Am besten kann eine solche S-Falte im Bereich Sendersjöchl – Marchsäule – Rote Wand nachverfolgt werden. Allerdings dürfte sich auch in bzw. unterhalb der Malgrube eine solche S-Falte befinden, wobei der Nordost-Teil bereits durch die Massenbewegung verdeckt wird. Diese S-Falte setzt sich am nördlichen Talhang Richtung Seducker-Hochalm, soweit beobachtbar, nicht fort. Die S-Falte der Marchsäule ist nach Südosten hin durch die mächti-

gen Quartärablagerungen der Oberberger Mähder und am gegenüberliegenden Hang durch die große Massenbewegung bei der Brennerspitze verdeckt.

Mylonitzone des Haslerbaches

Im Haslerbach wurden die Gesteine von einer intensiven Deformation erfasst und weisen eine sehr ausgeprägte Foliation auf. Metergroße Falten verkomplizieren das Bild und lassen die Messwerte unregelmäßig erscheinen, wobei eine steilstehende NNE–SSW streichende Foliation dominiert. Sowohl nach Osten als auch nach Westen liegen bereits nach 100 Metern andere Messwerte vor. Innerhalb des Haslerbaches verliert sich auch die Spur der sowohl östlich als auch westlich gut verfolgbaren Orthogneiszüge. Soweit beobachtbar, sind diese Lagen im Haslerbach stark ausgedünnt und werden parallel zur dominierenden Foliation duktil dextral knapp 1 km nach SSW versetzt. Nach Norden hin verschwindet die Mylonitzone unter dem Brenner-Mesozoikum. Nach Süden hin wird sie durch die mächtige Massenbewegung rund um die Seblasspitze verwischt. In der direkten Verlängerung befindet sich im Süden die markante Matzelehnergisse, die auch einen lithologischen Wechsel markiert. Die Mylonitzone des Haslerbaches könnte auch die initiale Schwächezone darstellen, die später zur Ausbildung der gewaltigen Massenbewegung rund um die Seblasspitze führte. Auf der Südseite des Stubaitals, östlich des Habicht, befindet sich die morphologisch sehr auffällige Innere Mischbachgrube. Es scheint daher möglich, dass sich die Mylonitzone des Haslerbaches weit nach Süden verfolgen lässt und auch einen markanten dextralen Versatz aller Gesteinszüge bewirkt.

Kontakt zum Brenner Mesozoikums

Die Gesteine des Ötztalkristallins werden in Richtung des Brenner Mesozoikums zunehmend grünschieferfaziell überprägt. Mit zunehmender Überprägung lassen sich die verschiedenen Gesteinszüge immer weniger verfolgen und die primären Strukturen verschwinden nach und nach. Vom Seejöchl kommend sinkt der Kontakt immer tiefer, bis er zum Hohen Burgstall hin wieder ansteigt und auf dem Rücken zwischen Seebach und Haslerbach einen weiteren Höchstpunkt erreicht, bevor er zur Starkenburger Hütte wieder stark an Höhe verliert. Bei diesem markanten Rücken kann auch eine 10er Meter mächtige Falte beobachtet werden, die zu einer Schichtverdoppelung führt und eine lokale Überlagerung des Brenner Mesozoikums durch das Kristallingestein verursacht. Die gut kartierbare und beim Blick vom Seejöchl Richtung Hoher Burgstall auch gut erkennbare, bereits von Sander (1915) beschriebene und skizzierte Verfaltung deutet zusammen mit der grünschieferfaziellen Überprägung des Kristallingesteins auf den par-autochthonen Charakter des Brennermesozoikums hin. Mittelsteil ESE-einfallende Scherbänder, die im gesamten Kartierungsgebiet gemessen wurden, könnten zu dieser Bewegung des Brenner Mesozoikums gehören.

Sprödtektonik

Im gesamten Kartierungsgebiet konnten nur wenige sprödtektonische Strukturen beobachtet werden. Eine kleinere, auch morphologisch verfolgbare Störung konnte in der äußeren Stöcklengrube anhand einer großen Harnischfläche mit einer NNE–SSW streichenden Orientierung gemessen werden. Diese Störung lässt sich möglicherweise bis in die Kerrachgrube verfolgen. Mehrere ENE–WSW streichende Harnischflächen deuten auf spröde Brüche parallel zum Oberbergtal hin, wobei kein deutlich ausgebildeter Störungsbereich erkannt werden konnte. N–S streichende Harnischflächen konnten nahe dem Seebach am Hangfuß gemessen werden. Insgesamt scheinen spröde Strukturen im Kartierungsgebiet keine relevante Rolle einzunehmen.

Quartär

Die im folgenden verwendeten quartärgeologischen Begriffe folgen den Definitionen von Steinbichler et al. (2019). Der Nordhang des Oberbergtals wird westlich des Tiefenbachs durch eine mächtige Gleitmasse geprägt. Die Doppelgratbildung rund um die „Hohe Schöne“ zeugt von diskreten Gleitflächen, an denen sich die Bewegung lokalisiert hat. Besonders im nordöstlichen Bereich der Gleitmasse kann eine ausgeprägte Zerrgrabenbildung beobachtet werden, anhand derer auch abgeschätzt werden kann, wie weit nach Westen hin der Hang durch die Massenbewegung erfasst wurde. Im Osten wird sie durch den sehr markanten, tief eingeschnittenen Tiefenbach begrenzt, welcher in den oberen Bereichen in eine mächtige Abrisskante übergeht. In den oberen Bereichen des Hanges ist der Felsverband weitestgehend erhalten geblieben. Weitaus chaotischer, aber immer noch teilweise im Verband sind die Aufschlussverhältnisse im westlichen unteren Hangbereich. Der südöstliche Hangbereich oberhalb von Seduck unterscheidet sich charakterlich von den übrigen Bereichen der Gleitmasse. Hier kam es zu einer chaotischen Durchmischung und einer zumindest oberflächlichen vollständigen Auflösung des Felsverbandes. Diskrete Bewegungsflächen, obgleich sie in der Tiefe vorliegen mögen, sind oberflächlich nicht mehr zu erkennen. Es ist daher in dem Bereich zwischen Tiefenbach und dem unbenannten Graben ca. 1 km westlich von einer Fließmasse zu sprechen. In den obersten Bereichen wird diese Fließmasse durch einen kleinen Blockgletscher und Moränenablagerungen überlagert. Eine zeitliche Einordnung dieser glazialen Ablagerungen könnte einen Hinweis auf den Zeitpunkt der Gleitung geben.

Unterhalb des Schaldersgrübls deuten mehrere gestaffelte Zerrgräben auf Kriechbewegungen im Hang hin. Eine umfassende Massenbewegung hat sich in diesen Bereichen aber noch nicht ausgebildet. Allerdings sind große Teile des Festgesteins im Schaldersgrübl und im Wilden Grübl stark aufgelockert. Kleinere Massenbewegungen befinden sich auch unterhalb der Wildkopfscharte, oberhalb der Oberberger Mähder, und an der orografisch rechten Flanke des Seebaches.

Östlich des Tiefenbaches befinden sich ungewöhnlich mächtige Quartärkörper. Die Mächtigkeit sowie geschichtete, gut sortierte Sedimente in Aufschlüssen weisen darauf hin, dass es sich um Terrassenkörper handeln muss. Es ist anzunehmen, dass in der Eiszerfallsphase der Bereich der Oberen Mähder aufgrund ihrer Südausrichtung besonders exponiert gegenüber der Sonneneinstrahlung waren und damit hier die Gletscherzunge besonders schnell abschmelzen konnte. Der entstehende Zwickel wurde sukzessive mit Sedimenten verfüllt, was zu den mächtigen Ablagerungen führte, die dort vorgefunden werden können.

Im gesamten Kartierungsgebiet konnten nur einige wenige, relativ kleine End- und Seitenmoränenablagerungen angetroffen werden. Im Schaldersgrübl, südwestlich der Seducker-Hochalm entlang des Höhenweges, am Top der Fließmasse westlich des Tiefenbaches, am Seebach unterhalb der Seealm, in nördlicher Fortsetzung des Platzenkopfs, sowie im Ausgang der Äußeren Stöcklengrube zeugen kleinere Moränenwälle von der Ausdehnung der Gletscher mutmaßlich während des Egesen Stadials. Im Talboden des Oberbergtals konnten im Ausgangsbereich der Kleinen Stöcklengrube Wälle angetroffen werden, die den Endpunkt einer Gletscherzunge aus der Kleinen Stöcklengrube markieren könnten. Es hat den Anschein, als wäre nach dem Rückzug des Hauptgletschers der lokale Gletscher vorgestoßen und hätte sich in die zurückgebliebene Grundmoräne gepresst. 1,2 km weiter talauswärts auf der orografisch linken Seite befindet sich ein Moränenwall, der vermutlich einem Egesen-Stand des Hauptgletschers zugeordnet werden kann. Im Ausgangsbereich des Seebaches befinden sich an beiden Seiten morphologisch auffällige Wälle aus Diamikt. Ob es sich hier tatsächlich um End- und Seitenmoränenwälle handelt, oder ob diese Wälle auf beiderseitige Erosion zurückzuführen sind, kann genauso wenig entschieden werden, wie die Frage, ob diese Wälle dem Hauptgletscher oder einem von der Seealm kommenden Gletscher zugeordnet werden müssen.

Im unteren Bereich der kleinen Stöcklengrube befinden sich mehrere, gestaffelte Wallformen. Orientierung und Verlauf der Wälle deuten nicht auf einen glazigenen Ursprung hin. Es handelt sich viel eher um ein ehemaliges Abflusssystem des sich zurückziehenden Egesen-Gletschers in der kleinen Stöcklengrube.

Viel zahlreicher als Moränenwälle sind Blockgletscherablagerungen. Ansehnliche Systeme konnten in den Stöcklengruben, in der Schaldersgrube, im wilden Grübl, nahe der Seducker Hochalm, unterhalb der Hohen Schönen und mehrere besonders schöne Systeme im Bereich der Seealm angetroffen werden. Auch nördlich des Oberbergtals, im Fotschertal zwischen Wildkopf und Wildkopfscharte, und im Senderstal im Bereich der Schwarzen Wand und des Steinkogels wurden Blockgletschersysteme verzeichnet. In der kleinen Stöcklengrube verursachen die Blockgletscher eine verwirrende Situation, da sie große Blöcke des Bassler-Granitgneises weit nach Norden verfrachten, wo sie über eine Felswand in die Äußere Stöcklengrube stürzen und in einem Bereich südlich des Kühsteins, weit entfernt von den Aufschlüssen des Bassler-Granitgneises zum Liegen kommen. Es wurden daher diese Ablagerungen, obwohl sie genetisch gesehen durch einen Sturzprozess zustande kamen, als Teil des Blockgletschers kartiert, um den Zusammenhang und die Transportgeschichte dieser Ablagerungen verständlicher zu machen. Eine ähnliche Situation besteht auch im Bereich der Felswand, welche die Äußere Stöcklengrube in einen westlichen und östlichen Teil trennt. Dort stürzen große Blöcke von der südwestlichen Seite über die Felswand auf die nordöstliche Seite hinab und auch hier ist ein deutlicher lithologischer Kontrast zu bemerken.

Der Talboden wird ab Seduck talauswärts durch einen periodisch sehr stark fließenden und geschiebereichen Wildbach geformt. Das Geschiebe stammt überwiegend aus dem Tiefenbach, wo der stark aufgelockerte Felsen und das Lockermaterial an den Seiten eine beständige Quelle von Muren darstellen. Auch aus den kleineren Bächen, die sich von den Oberberger Mähder kommend, tief in die mächtigen Eisrandterrassen eingeschnitten haben, wird viel Sediment antransportiert. Das meiste Sediment kommt im Auffangbecken ein paar hundert Meter unterhalb des Bärenbades zur Ablagerung.

Literatur

Hammer, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Klötzli-Chowanetz, E. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztalkristallin auf Blatt 147 Axams. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 270–273, Wien.

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – American Mineralogist, **68**, 277–279, Washington, D.C.

Palzer, M. (2015): Mapping Report 2014 concerning the Crystalline between Franz Senn Hütte and Bassler Joch, Stubaier Alpen, Tyrol. – Aufnahmsbericht, 17 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18377-RA/147/2014]

Palzer-Khomenko, M. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Gebiete der Franz Senn Hütte auf Blatt 147 Axams (GK UTM Neustift im Stubaital). – Aufnahmsbericht, 6 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19495-RA/147/2017]

Palzer-Khomenko, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin östlich der Brennerspitze auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 401–406, Wien.

Purtscheller, F. & Rammlmair, D. (1982): Alpine Metamorphism of Diabase Dikes in the Ötztal-Stubai Metamorphic Complex. – Tschermak‘s mineralogische und petrographische Mitteilungen, **29**, 205–221, Wien.

Reiser, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 159–161, Wien.

Sander, B. (1915): Über Mesozoikum der Tiroler Zentralalpen. I: Kalkkögel. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1915**, 140–148, Wien.

Schmidegg, O. (1939): Ranaltwerk (Stubaiergruppe) – Bemerkungen zu den Geologischen Profilen und Karte. – Aufnahmsbericht, 2 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00630-RA/147/1939]

Schmidegg, O. (1944): Geologisches Gutachten für den Stollen und die Rohrtrasse Obernberg-Milders, Stubaier Kraftwerke der Deutschen Reichsbahn. – Bericht, 11 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00428-R]

Steinbichler, M., 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 33-04-03 Lienz

Bericht 2019 über geologische Aufnahmen von gravitativen Massenbewegungen in der Kolmitzen auf Blatt NL 33-04-03 Lienz

Michael Lotter

Auf Basis der geologischen Karte der Sadnig-Gruppe 1:50.000 (Fuchs & Linner, 2005) und dieser zu Grunde liegende Kartierungen im Maßstab 1:10.000 von Manfred Linner in den Jahren 1989 bis 1991 wurde im Sommer 2019 im Hochtal des Kolmitzenbaches eine Aufnahme darin ausgewiesener wie auch zusätzlich identifizierter Areale mit gravitativen Massenbewegungen durchgeführt. Ergänzend standen die Geländeaufnahmen von Jürgen Reitner zu quartären Ablagerungen in der Kolmitzen aus dem Jahr 2013 zur Verfügung. Die Überprüfung zwei noch ausstehender Areale ist für Sommer 2020 vorgesehen.

Die untersuchten Massenbewegungen befinden sich in metamorphen Gesteinen des oberostalpinen Prijakt-Polinik-Komplexes (Koralpe-Wölz-Deckensystem) und des vermutlich unterostalpinen Melenkopf-Komplexes. Weit verbreitet und teilweise auch mitinvolviert sind Würm-hochglaziale Grundmoränenablagerungen sowie vermutlich Gschnitz-stadiale End- und Seitenmoränenablagerungen.

Nomenklatorisch folgt die Beschreibung der erhobenen quartären Ablagerungen und Prozesse der von Steinbichler et al. (2019) vorgeschlagenen Auswahl und Definition der für die geologische Kartierung zu verwendenden Quartärbegriffe. Die Klassifikation gravitativer Massenbewegungen erfolgt demnach mit einem prozessorientierten Bearbeitungsansatz, der auf deren Kinematik (Bewegungsmechanismus) und Materialzusammensetzung (Fest-, Lockergestein) basiert (Zangerl et al., 2008; siehe dort weiterführende Literatur).

Massenbewegungen in der Ostflanke des Grollerkopfs

Die Nordost-Flanke des Grollerkopfs (2.420 m) wird im Wesentlichen aus hochmetamorphen, sehr kompetenten Paragneisen des Prijakt-Polinik-Komplexes aufgebaut. Die prägende Schieferung fällt überwiegend flach bis mittelsteil in südwestliche Richtung, also in den Hang ein, so dass sich grundsätzlich eine sehr stabile Hangkonstellation ergibt. Ebenso sind im Überblick keine anderen signifikanten Trennflächen erkennbar, die hangauswärts bis parallel zur Hangexposition einfallend als potenzielle Gleitflächen prädestiniert wären.

Dennoch hat sich an dieser Hangflanke eine vermutlich bereits im Würm-Spätglazial angelegte, etwa 350 Höhenmeter umfassende tiefgreifende Hangdeformation entwickelt, die vom Gipfel (Abrisskante, Zerrgräben) bis zum Karboden der Zlonigalm (1.952 m) herabreicht. Dort ist der Stirnbereich dieser Massenbewegung über die unteren 100 Höhenmeter deutlich versteilt, so dass sich der Eindruck eines „Auflaufens“ beziehungsweise einer „Stauchung“ der bewegten Masse über eine dort verlaufende Geländestufe aus anstehenden Paragneisen ergibt. Da die eintägige Geländeaufnahme durch Regen und Nebel beeinträchtigt war, konnte nur dieser Stirnbereich vor Ort näher erkundet werden. Die Paragneise zeigen sich am talseitigen Rand der Massenbewegung nur mehr im stark aufgelockerten bis reliktischen Verband. An der Geländeoberfläche ist überwiegend loses bis „geordnetes“ Blockwerk mit noch erkennbaren Trennflächenkontakten ausgebildet, so dass sich der erhaltene Felsverband in erster Linie über die morphologischen Geländestufen (Felsschollen) ableiten lässt. Der Oberhang der Massenbewegung konnte an den Folgetagen der Begehung noch genauer aus dem Gegenhang studiert werden, zusätzlich wurde auch das digitale Geländemodell (Laserscan-Hillshade) ausgewertet. Demnach ergibt sich das Gesamtbild einer insgesamt zwar stark aufgelockerten, aber noch zusammenhängenden und in gutem Felsverband befindlichen Masse, die über die gesamte Hangflanke nur einige Zehnermeter disloziert wurde. Die durchgehende Ausbildung diskreter Bewegungsflächen, respektive Gleitflächen (Prozess „Gleiten“) im Untergrund der Massenbewegung, erscheint bei dieser initial entwickelten Hanginstabilität unwahrscheinlich, so dass die Prozesscharakteristik eher als sehr langsames Fließen im Festgestein (Bereich eines langsamen Fließens, „Kriechhang“) einzugrenzen und bereits seit langer Zeit als inaktiv einzustufen ist.

Unterhalb des östlichsten Stirnbereichs fällt im Übergang zur Verflachung des Karbodens ein als Hangleiste hervortretender, SSW–NNE verlaufender und rund 100 m langer Geländerücken auf, der als Wallform einer blockigen, spätglazialen End- und Seitenmoränenablagerung interpretiert wird. Der Rand der Massenbewegung wirkt an diesen Rücken angelagert, was auf deren Aktivität nach Bildung der möglicherweise Gschnitz-zeitlichen Moränenablagerung hinweisen würde. Wiederum östlich davon schließt sich ein weit in den Karboden hineinreichender Murkegel an, der getrennt von der Massenbewegung aus einer Rinne des Kamms östlich Grollerkopf kommt.

An der talseitigen nördlichen Ecke der Massenbewegung hat sich aus dem Stirnbereich der noch im Verband erhaltenen Paragneise eine Fließmasse (Lockermaterial) entwickelt, die als Schuttstromablagerung zu charakterisieren ist und demnach eine lithogenetische Sedimentneubildung darstellt. Deren Nordwest-Rand ist wiederum durch den Wasserabfluss aus dem oberhalb herabreichenden Randgraben von Murgängen umgearbeitet worden. Südöstlich des unteren Endes der Schuttstromablagerung befindet sich eine kleinere Felssturzablagerung, die ihren Ursprung in der bereits erwähnten Geländestufe des Karbodens südlich oberhalb hat.

Bergzerreißung Martischnigspitz

Bei dieser Bergzerreißung handelt es sich um einen auf circa 700 m (!) Länge durchgehend ausgebildeten, leicht geschwungen WSW–ENE verlaufenden, teils 50 bis 60 m breiten und bis zu 25 m tiefen, sehr markanten Zerrgraben. Parallel zum Gratverlauf greift er hinter den Gipfel des Martischnigspitzes (2.364 m) zurück, setzt diesen nach Südosten ab und bildet somit einen klassischen Doppelgrat. Lithologisch wird dieser Bereich nach FUCHS & LINNER (2005) von grobkörnigen Paragneisen mit grobschuppigem Muskovit und Biotit sowie auffällig metablastischem Plagioklas dominiert. Die prägende Schieferung fällt flach nach WNW bis NW ein und wird somit für die S bis SE gerichtete Bewegung nicht verwendet. Auch laufen beide Enden des Zerrgrabens blind am Kamm aus, so dass sich daran nicht unmittelbar eine zusammenhängende und tiefgreifende Hangdeformation südlich des Kammes in das Mölltal anschließt. Allerdings sind auf der Südseite lokale und kleinräumigere Hanginstabilitäten nordwestlich der Granighütte und bei der Ebnerhütte entwickelt, die auf eine initiale Auflockerung des gesamten Kammbereichs hinweisen. Auf der Nordseite des Kammes im flachen Gelände der Törlböden finden sich beeindruckende Blockgletscherablagerungen, aber keine Hinweise auf Massenbewegungen, die mit dem Doppelgrat in Zusammenhang stehen könnten. Der sowohl im Gelände wie auch im digitalen Geländemodell (Laserscan-Hillshade) sehr scharfkantig wirkende Verlauf des Zerrgrabens wird nur teilweise von etwa parallel dazu orientierten Trennflächen vorgezeichnet. Vielmehr zeichnet sich eine mechanische Schwächezone durch die meist spitzwinkelige Verschneidung von relativ engständigen, steilstehenden Trennflächenscharen anderer Richtungen ab.

Massenbewegungen im Umfeld Hoher Wiftel – Ochsnerhütte

Im Gipfelbereich und am Sporn nordwestlich des Hohen Wiftel (2.524 m) ist der Felsverband in den dortigen Paragneisen des Melenkopf-Komplexes leicht aufgelockert, was sich auch in den mehr oder weniger deutlichen Zerrstrukturen mit Zerrgräben abbildet. Aufgrund deren Geometrie und Verlauf werden diese überwiegend als antithetische Brüche interpretiert, strukturgeologische Aufnahmen wurden dort jedoch nicht vorgenommen.

Etwa 500 bis 600 m südwestlich des Gipfels markiert ein Einschnitt mit Verflachung des Gratverlaufs auf rund 2.320 m Höhe nicht nur die NW–SE streichende sprödtektonische Störungszone zwischen Melenkopf-Komplex im Nordosten und Prijakt-Polinik-Komplex im Südwesten, sondern auch die Ausbildung von bereits in letzterer Einheit befindlicher Bergzerreißungsstrukturen. Diese bilden vom Grat hangabwärts nach SSE in die Kolmitzen eine maximal 200 m breite und ebenso weit herabreichende Staffel aus kleineren Abrisskanten und Zerrgräben, welche die Paragneise initial absetzen, ohne dass sich die geringe Dislozierung des leicht aufgelockerten Felsverbandes durchgehend diskret umgrenzen lässt. Dieser proximale Anteil der dort entwickelten Massenbewegungen wird daher als Bereich eines langsamen Fließens klassifiziert. Nach unten schließt sich daran eine Hangverebnung („Nackental“) an, die den Wechsel zu einem deutlich stärker dislozierten, maximal 600 m langen, bis zu 250 m breiten, aber nach der Geländemorphologie nur als 10 bis 20 m mächtig einzuschätzenden Gesteinspaket markiert. Dieses offensichtlich translativ abgeglittene Gesteinspaket ist als Bereich einer Gleitung, die bis auf eine Höhe von 2.000 m herabreicht, zu klassifizieren. Der einzige verwertbare Festgesteinsaufschluss befindet sich an der konvexen Steilstufe unterhalb der genannten Verebnung und zeigt einen gut erhaltenen, nur mäßig aufgelockerten Felsverband in den Paragneisen. Die flach in südwestliche Richtung einfallende prägende Schieferung streicht nahezu orthogonal aus dem SSE-exponierten Hang heraus und zeigt keine messbare Verstellung gegenüber den am Grat oberhalb anstehenden Gesteinen. Ebenso tragen damit die Schieferungsflächen kaum zu einem Zergleiten bei und die Kinematik der Massenbewegung bleibt, zumal die durchschnittliche Hangneigung in den grundsätzlich sehr stabilen Paragneisen nur etwa 25° beträgt, im Unklaren. Das Gelände vermittelt den Eindruck, als wäre ein dünner „Gesteinsteppich“ mit wenigen Zehnermetern Transportweite über den Hang abgeglitten. Eine Erklärung ist möglicherweise die Anlage der Massenbewegung beim Auftauen des Permafrost-Horizonts im Würm-Spätglazial.

Auf der Westseite des Hohen Wiftel (2.524 m), also bereits Richtung Asten exponiert, ist unmittelbar unter dem Gipfel eine Abrissnische mit einer deutlich dislozierten und abgrenzbaren, vermutlich überwiegend noch im Verband befindlichen Gesteinsmasse erkennbar. Diese Massenbewegung wurde bei der Geländebegehung lediglich en passant vom Grat aus einer Entfernung von etwa 200 bis 300 m eingesehen, so dass die abgrenzende Kartierung und kinematische Beurteilung hauptsächlich über das digitale Geländemodell (Laserscan-Hillshade) vorgenommen wurde. Demnach handelt es sich ziemlich sicher um den Bereich einer Gleitung in Paragneisen des Melenkopf-Komplexes, der immerhin mehr als 400 Höhenmeter umfasst und eine Transportweite der bewegten Gesteine von vermutlich 100 m aufweist.

Aus dem flachen Karboden östlich des Hohen Wiftel (2.524 m) und südlich des Stellenkopfs (2.590 m) hebt sich hangabwärts bis zur nordseitigen Trogschulter der Kolmitzen ein nach Süden bis Südosten gerichteter Felsrücken hervor, der bei westseitiger Annäherung zunächst durch die deutliche Auflockerung und Blockschuttbildung der dortigen Felsrippen aus Glimmerschiefern bis Paragneisen des Melenkopf-Komplexes auffällt. Nördlich davon wird der Rücken durch einen dazu orthogonal E–W streichenden Einschnitt zerteilt, der im Gelände als Zerrgraben angesprochen wurde. Die ergänzende Auswertung am digitalen Geländemodell (Laserscan-Hillshade) zeigt, dass dieser Einschnitt samt seiner Fortsetzung als relativ unauffällige Geländestufe östlich des Rückens eine steil südfallende Abrisskante mit initialer Absetzung der südlich davon gelegenen Felsnase darstellt. Die steileren Einhänge unter dieser Felsnase, gut erschlossen durch einen erst vor wenigen Jahren errichteten beziehungsweise verbreiterten Almweg, weisen jedoch keinerlei Anzeichen einer möglichen Hanginstabilität (z.B. Auflockerung des Felsverbandes, unruhige Geländeoberfläche, Hohlformen etc.) auf. Erst die genaue Betrachtung der Geländemorphologie im unteren Abschnitt der Felsnase, noch weit oberhalb des Almweges, offenbart zwei bis drei unscheinbare, den Rücken umlaufende Geländestufen, die ob ihrer Geo-

metrie antithetische Brüche nachzeichnen. Obwohl dort durch Auflockerung, Verwitterungsschutt und mangelnden Felsaufschlüssen nirgendwo direkt messbar, ist die initiale Absetzung und Auflockerung der praktisch in situ verbliebenen Gesteine ziemlich sicher an diesen in den Hang fallenden Bruchflächen durch abschiebende Bewegung kompensiert worden. Es ist zu vermuten, dass dies unter Verwendung der in diesem Bereich generell parallel dazu mittelsteil nach Norden fallenden prägenden Schieferung erfolgt ist. Im Kartenbild wird der gesamte Felsrücken von der Abrisskante im Nordabschnitt bis zur kompensierenden Ausprägung der antithetischen Bruchstrukturen im Süden daher als tiefgreifend aufgelockerter Fels dargestellt.

Östlich dieses Rückens und eines N–S verlaufenden Bachgrabens schließt sich ein weiterer Geländevorsprung an, der rund 200 Höhenmeter nordwestlich oberhalb der Ochsnerhütte (2.096 m) ebenfalls nach Süden in das steilere Gelände unterhalb der Trogschulter abbricht. Auch auf dieser Erhebung fallen sehr ansatzweise ausgebildete Zerrgräben auf, allerdings folgt hier hangabwärts unmittelbar an der konvexen Hangversteilung eine morphologisch deutlich ausgebildete Abrisskante mit anschließender Geländehohlform. Dennoch tritt an dieser Abrisskante aufgrund der Lockermaterialbedeckung aus Verwitterungsschutt kein Festgestein zutage, weshalb die Interpretation des vermutlich schon im Würm-Spätglazial abgelaufenen Prozessgeschehens ebenfalls nur anhand der Geländeformen erfolgen kann. Demnach schließt sich an die markante Ausbruchsnische mit einer typischen Geländeverflachung die gut umgrenzbare, im Felsverband verbliebene Gleitscholle an. Nach morphologischen Indizien ist sie etwa 300 m lang und rund 200 m breit und die Transportweite dürfte maximal 100 m betragen. Der Verbandserhalt im Bereich der Gleitung bestätigt sich an der Wegböschung des schon erwähnten Almweges 300 m westlich der Ochsnerhütte, jedoch müssen die dortigen Aufschlüsse ebenso wie eine mögliche Fortsetzung der Hanginstabilität weiter hangabwärts Richtung Kolmitzenbach erst noch bei einem weiteren Geländeaufenthalt untersucht werden.

Ausblick

Weitere Aufnahmen stehen somit im Hangabschnitt westlich der Ochsnerhütte bis herab zur Bacherhütte an, die auf einer auffälligen Seiten- und Endmoränenablagerung (Gschnitz?, mündliche Mitteilung Jürgen Reitner) errichtet ist. Abschließend sollten auch noch die offenkundigen Hanginstabilitäten im Süd- und Osthang des Firstl (2.522 m) aufgenommen werden, womit die Verifizierung von Massenbewegungen in der Kolmitzen nach derzeitigem Kenntnisstand abzuschließen wäre.

Literatur

Fuchs, G. & Linner, M. (2005): Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Beziehung zur Matreier Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **145**/3–4, 293–301, 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.

Zangerl, C., Prager, C., Brandner, R., Brückl, E., Eder, S., Fellin, W., Tentschert, E., Poscher, G. & Schönlaub, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – Geo.Alp, **5**, 1–51, Innsbruck/Bozen.

Blatt NL 33-04-04 Obervellach

Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach

Ralf Schuster

Der Bericht beschreibt die Kartierungsergebnisse aus dem Gnoppnitzbachtal in der südlichen Kreuzeckgruppe. Die nördliche Begrenzung des kartierten Bereichs erstreckt sich etwa von der Feldenerhütte (2.186 m Sh.) zum Kamm westlich der Seebachhöhe (2.479 m) und folgt dem Kamm bis zur Annaruhe (2.508 m). Vor hier läuft die östliche Begrenzung auf den westfallenden Hängen zumeist etwas unterhalb des Kammes, der gegen Süden über das Gnoppnitztörl (2.074 m) zum Dolzer (2.172 m) führt. Sie folgt weiter dem Rücken über das Gaugenschutzhaus (1.616 m) und von da aus mehr oder weniger gerade hangabwärts bis zum Talboden des Oberdrautales in ca. 600 m Seehöhe. Die westliche Begrenzung reicht von der Feldenerhütte zur Niedermülleralm (1.770 m), weiter den Hang aufwärts zum Schwarzenstein (2.264 m) und Nassfeldriegel (2.238 m) bis zur Emberger Alm (1.750 m) und von hier hangabwärts nach Greifenburg (ca. 640 m). In den unteren Hangbereichen des Oberdrautales ist die Kartierung noch lückenhaft, da noch nicht alle Forststraßen begangen wurden. Die vorliegende Kartierung grenzt an Aufnahmen von Ertl (1983, 1984a, b, 1986a, b, 1987), Putis et al. (1998), Krainer (1983a–c, 1984, 1985a, b, 1986a, b), Schuster & Schmidt (2000) und Griesmeier (2018a, b). Teilweise gibt es zu den älteren Aufnahmen größere Überlappungsbereiche, da für diese seinerzeit noch keine digitalen Höhenmodelle zur Verfügung standen und Anpassungen bei den Ausscheidungen der quartären Sedimente und Massenbewegungen notwendig waren.

In diesem Bericht wird nach einem kurzen geologischen Überblick zunächst auf die auftretenden Festgesteinslithologien und die darin enthaltenen Strukturen eingegangen. Danach folgt eine Beschreibung der quartären Ablagerungen und Massenbewegungen. Abschließend finden sich Anmerkungen zu historischen Bergbauen.

Geologischer Überblick

Das gesamte kartierte Gebiet wird von der Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke eingenommen, die dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem (Schmid et al., 2004) angehört. Es wird vom Strieden-Komplex (Hoke, 1990) und im Südosten zu geringem Teil auch durch den überlagernden Gaugen-Komplex aufgebaut. Im Bereich des Gnoppnitztörls (2.074 m) und im Kaserwiesel finden sich als permisch eingestufte Metasedimente (Putis et al., 1997; Schuster & Schuster, 2003).

Tiefere, amphibolitfazielle Anteile des Strieden-Komplexes finden sich nur an der Nordgrenze des Arbeitsgebietes entlang des Hauptkammes der Kreuzeckgruppe. Es handelt sich um deutlich retrograd überprägten Zweiglimmerschiefer, der ohne scharfe Grenze in den Glimmerschiefer bzw. Granatglimmerschiefer des höheren Anteils (Typ Kleines Hochkreuz) übergeht. In beiden Typen von Glimmerschiefern finden sich Lagen von Amphibolit, Marmor und Quarzit, dazu kommen Grafitquarzit und heller Orthogneis, die nur im höheren Teil eingeschaltet sind. Der Amphibolit bildet Lagen, die in ihrer Mächtigkeit stark variieren, die bis weit über 100 m erreichen kann. Diese sind zum Teil weit verfolgbar und bauen viele der höchsten Berggipfel, wie beispielsweise den Stawipfel (2.514 m) oder den Schwarzenstein (2.264 m) auf. Marmor ist extrem selten und konnte im bearbeiteten Gebiet nur nördlich von Greifenburg angetroffen werden. Lagen von Quarzit und Grafitquarzit zeigen fließende Übergänge zu quarzitischen Glimmerschiefern. Sie sind im Allgemeinen nur wenige Meter mächtig und lassen sich im Einzelnen nicht weit verfolgen, sie sind aber in gewissen Zonen gehäuft vorhanden. Da die Quarzitlagen sicher den sedimentären Lagenbau nachzeichnen und die Zonen konkordant zu den Amphibolitlagen liegen, kann davon ausgegangen werden, dass die Amphibolite im Wesentlichen aus basischen Vulkaniten hervorgegangen sind. Auch leukokrater Orthogneis tritt als mehrere Kilometer weit verfolgbare Lagen in Verbindung mit bestimmten Amphibolitlagen auf. Das legt nahe, dass es sich um einen sauren Metavulkanit handelt. Ein grobkörniger, leukokrater Orthogneis ist als kleiner Körper im Bereich des Übelgrabens anstehend.

Bei der Grenzfläche zum überlagernden Gaugen-Komplex handelt es sich nach Schuster & Schuster (2003) in jedem Fall um eine prä-alpidische Deckengrenze und möglicherweise um eine permische Abschiebung. Der Gaugen-Komplex besteht aus Paragneis bis Glimmerschiefer mit einem Orthogneiskörper, welcher auf der Westseite unterhalb des Gipfels des Dolzer (2.172 m) herumzieht.

Die permischen Metasedimente des Gnoppnitztörls umfassen eine tektonisch zerscherte Abfolge mit Metakonglomerat, Metaarkose, Phyllit, Grafitschiefer bzw. Grafitquarzit, eisenschüssigem Karbonat und Serizitquarzit. Die Abfolge wurde von Schuster & Schuster (2003) als Scherling in einer negativen *flower structure* im Bereich der Leßnigbach-Scherzone (Griesmeier et al., 2018) interpretiert.

Außerdem finden sich vereinzelt Periadriatische Ganggesteine.

Lithologien

Im Folgenden werden die in den einzelnen Einheiten auftretenden Lithologien genauer beschrieben.

Strieden-Komplex

Der retrograde **Zweiglimmerschiefer** (Glimmerschiefer in Griesmeier, 2019) aus dem liegenden Anteil des Strieden-Komplexes bricht blockig und die Oberflächen sind durch Eisenhydroxide zumeist ocker oder rötlich gefärbt. Das Gestein enthält viele, intensiv verfaltete, grau gefärbte Quarzmobilisate. Neben Muskovit, Quarz, Biotit und Plagioklas sind Granat und sehr selten auch Staurolith vorhanden. Granat erreicht eine Größe bis 1 cm, ist jedoch immer wieder in Chlorit oder in Eisenoxide/-hydroxide umgewandelt (Aufschluss RS-19-181-085). Zumeist fand die Umwandlung unter statischen Bedingungen statt, sodass die ehemalige Kornform noch gut zu erkennen ist. Staurolith konnte auf der Seebachhöhe (2.479 m) angetroffen werden. In einer Lage sind zahlreiche, oft dicht aneinander liegende und etwas eingeregelte Staurolithsäulchen mit bis zu 1 cm Länge und 2 mm Durchmesser vorhanden (Aufschluss RS-19-181-114). Biotit ist zum Teil reichlich vorhanden und oftmals stark chloritisiert.

Ebenfalls im Gipfelbereich der Seebachhöhe ist ein im Zentimeter- bis wenige Dezimeter-Bereich gebankter, polygonal bis plattig brechender, gelblich anwitternder Quarzit vorhanden. Er ist sehr rein, im frischen Anschlag weiß gefärbt und etwas gebändert (Aufschluss RS-19-181-113). Dieser Quarzit bildet eine durch Störungen versetzte, mehr als 5 m mächtige Lage.

Der **Glimmerschiefer** bzw. **Granatglimmerschiefer** (Granatphyllit in Schuster & Schmidt, 2000) im hangenden Anteil des Strieden-Komplexes (Typ Kleines Hochkreuz) ist das dominierende Festgestein im bearbeiteten Gebiet. Er zeigt eine gewisse Variabilität, wobei die einzelnen Typen fließend ineinander übergehen und in der Karte nicht flächendeckend voneinander abgetrennt werden können. Im Allgemeinen brechen die Gesteine grobblockig nach unregelmäßigen und unebenen Kluftflächen und nur untergeordnet nach der Schieferung. Das ist auf die unten beschriebene, mehrphasige Deformation mit interferierenden Verfaltungen zurückzuführen. Die Oberflächen zeigen nur Anflüge von rostbraunen Verwitterungsbelägen. Die Hauptgemengteile sind Muskovit, Chlorit und Quarz, dazu kommen in unterschiedlicher Menge Granat, Plagioklas, Biotit und Grafit. Häufig zeigen die Gesteine daher eine durch Muskovit und Chlorit bedingte, graugrüne Färbung, tritt der Chlorit zurück, erscheinen sie silberig. Bei höherem Grafitgehalt können sie aber auch dunkelgrau gefärbt sein. Die Minerale bilden ein feinkörniges, homogenes Gefüge aus dem nur Granatporphyroblasten und Quarzmobilisate hervortreten.

Granat ist in quarzitischen Typen selten und unauffällig, in den muskovit- und chloritreichen Typen ist er aber häufig vorhanden und diese Gesteine können oft als Granatglimmerschiefer angesprochen werden. Er erreicht durchwegs eine Größe von mehreren Millimetern, selten auch bis zu 1,5 cm. Die rundlichen Kristalle sind zumeist xenomorph bis hypidiomorph mit der Matrix verzahnt und nur ganz selten einigermaßen idiomorph (Aufschluss RS-99-181-064). Oft zeigt der Granat bereits im Handstück grünliche Randbereiche aus Chlorit. Im Dünnschliff ist zu erkennen,

dass die Granatkristalle oft weitgehend und manchmal vollständig durch Chlorit ersetzt sind, wobei die Umwandlung zumeist unter statischen Bedingungen stattgefunden hat. Der auffallendste Granatglimmerschiefer wurde im unteren Bereich des Übelgrabens, an der Forststraße, in ca. 1.600 m Seehöhe angetroffen (Aufschluss RS-19-181-314). Annähernd idiomorphe Granatporphyroblasten mit etwa 1,5 cm Durchmesser befinden sich in einer muskovitreichen Matrix, mit auffallenden weißen Gips-Ausblühungen. Biotit findet sich nur sehr selten und in geringen Mengen. Es ist davon auszugehen, dass er in vielen Bereichen chloritisiert ist. Größere Mengen von frisch erhaltenem Biotit sind aber zum Beispiel etwa 500 m nordöstlich der Emberger Alm (Aufschluss RS-19-181-236) anzutreffen.

Quarzmobilisate sind in unterschiedlicher Menge vorhanden. Durch die polyphase Deformation sind sie stark duktil deformiert, isoklinal verfaltet und boudiniert (Aufschluss RS-19-181-195). In quarzitischen Typen erreichen deformierte Quarzmobilisate bis über 10 cm Mächtigkeit. Häufig sind sie im Kern weiß und gegen den Rand hin zu zunehmend grau gefärbt (Aufschluss RS-19-181-157).

Der Quarzit entwickelt sich mit fließendem Übergang aus quarzitischem Glimmerschiefer. Das Gestein fällt im Gelände durch einen plattigen Bruch auf, es ist zumeist hellgrau gefärbt und zeigt so gut wie immer einen gewissen Gehalt an Glimmer.

Dunkelgrau bis schwarz gefärbter Grafitquarzit bildet bis wenige Meter mächtige Lagen im grafitreichen Glimmerschiefer. Auch er bricht plattig oder blockig nach der Schieferung und den eher senkrecht darauf orientierten Klüften. Das Gefüge ist sehr feinkörnig und manchmal sind mit weiß gefärbtem, sekundärem Quarz verfüllte Klüfte vorhanden (Aufschluss RS-18-181-254).

Der Marmor ist feinkörnig, grau gefärbt und mit Silikatmineralen verunreinigt. Großteils handelt es sich um Quarz und Muskovit, die unterschiedlich häufig vorhanden sind, sodass auf Verwitterungsflächen ein parallel zur Schieferung liegender stofflicher Lagenbau sichtbar wird (Aufschluss RS-00-181-174).

Aus der Ferne unterscheidet sich der Amphibolit kaum von den umgebenden Glimmerschiefern. Er zerfällt zumeist zu polygonalen Blöcken mit Bruchflächen die etwas ebenflächiger als jene des Glimmerschiefers sind und häufiger nach den Schieferungsflächen verlaufen (Aufschluss RS-19-181-094). Oft sind hellgraue Beläge, selten auch rotorange Flechten auf den ansonsten dunklen Bruchflächen vorhanden. Aus der Nähe betrachtet ist das Gestein schwarzgrün gefärbt, massig und weist oft ein deutliches Streckungslinear und eine dazu parallele Faltung auf. Es bricht nach Flächen, die parallel zur Streckungslineation liegen und senkrecht darauf stehenden Klüften. So bricht er selten auch zu Platten oder dünnplattigen Steinen. Im Handstück kann man verschiedene Typen unterscheiden. Am häufigsten sind Gesteine in denen schwarzgrün gefärbter Amphibol und weißer Plagioklas als einige Zehntelmillimeter bis 1 mm große, diskrete Körner erkennbar sind (Aufschluss RS-19-181-316). Selten sind gröberkörnige Lagen, in denen einzelne Amphibolkristalle bis zu 4 mm Größe erreichen. Der Amphibol überwiegt immer sehr deutlich gegenüber Plagioklas, welcher manchmal nur in dünnen Lagen vorhanden sein kann oder auch ganz fehlt. Dazu kommen Epidot, Karbonat, Quarz und Granat. Epidot ist relativ häufig anzutreffen und bildet bei massiverem Auftreten auch grasgrüne Lagen (Aufschluss RS-19-181-316). Ist mehr Karbonat vorhanden, zeigen die Gesteine lagenweise eine stärkere Verwitterung. Granat ist zwar sehr selten, kann aber bis zu 2,5 cm große, unregelmäßig geformte, poikiloblastische Porphyroblasten bilden (Aufschluss RS-19-181-316). Ein spezieller Typ besteht fast ausschließlich aus sehr feinnadeligem Amphibol. Bei diesem zeigen die Schieferungsflächen einen seidigen Glanz und eine graugrüne Farbe. Oft ist auch eine feine Knickfaltung senkrecht auf die Ausrichtung der Amphibolkristalle zu erkennen.

Im Übergang zu den Glimmerschiefern kommt es manchmal zu Wechsellagerungen und es treten Amphibolittypen mit höherem Plagioklasgehalt und Mobilisatbildungen auf.

Der leukokrate Metarhyolitgneis (Aplitgneis in Schuster & Schmidt, 2000) bricht scharfkantig zu Steinen und kleineren Blöcken nach der Schieferung und zumeist in großem Winkel darauf orientierten Klüften. Die Oberflächen sind weiß oder gelblich gefärbt, wodurch das Gestein im Gelände sehr auffällig ist (Aufschluss RS-19-181-162). Es ist feinkörnig, durchwegs mylonitisch deformiert, intern isoklinal verfaltet und von dünnen mitverfalteten Quarzmobilisatlagen durchzogen. Feldspat dominiert deutlich über Quarz und es sind makroskopisch keine dunklen Gemengteile zu erkennen.

Der leukokrate Orthogneis ist mittelkörnig und zeigt einen Lagenbau aus gelblichen feldspatreichen und grauen quarzreichen Lagen, die zumeist krenuliert sind. Weiters ist Muskovit in geringer Menge vorhanden. Eingelagert finden sich eher rundlich geformte Quarzmobilisate (Aufschluss RS-19-181-253).

Gaugen-Komplex

Der Großteil des Gaugen-Komplexes wird von einem monotonen, ockerfarbenen Glimmerschiefer mit fließenden Übergängen zu Paragneis aufgebaut. Selten sind Lagen und kleine Körper von Augengneis, leukokratem Orthogneis, Granatglimmerschiefer, Quarzit und Amphibolit in die Hauptlithologie eingelagert. Genaue Beschreibungen der Lithologien des Gaugen-Komplexes sowohl im bearbeiteten Bereich, als auch im östlich gelegenen Hauptverbreitungsgebiet finden sich in Schuster & Schuster (2003), Schuster et al. (2006) und Griesmeier (2017).

Perm vom Gnoppnitztörl

Im Bereich des Gnoppnitztörls (2.074 m) sind höchstwahrscheinlich permische Metasedimente (Putis et al., 1998) aufgeschlossen. Lithologisch umfassen diese grafitischen Phyllit, Metabrekzie, Metagrauwacke, Metaarkose, Serizitquarzit und Serizitschiefer. Beschreibungen der Gesteine finden sich in Schuster & Schuster (2003). Die Abfolge befindet sich in einer Störungszone und deshalb sind die Beziehungen der Gesteine zueinander nicht eindeutig. Es wäre möglich, dass der grafitische Phyllit an der Basis der Abfolge auftritt und möglicherweise aus dem Karbon stammt. Nördlich angrenzend findet sich ein feinstückig zerfallender Phyllonit. Nach dem Aussehen handelt es sich dabei eher nicht um phyllonitisierte Paragesteine des Gaugen-Komplexes, sondern um ein in die Störung eingeschlepptes Gestein unbekannter Stellung.

Ergänzend wird im Folgenden ein Profil beschrieben, welches sich am Weg südlich des Törls befindet (Aufschluss RS-18-181-247). Der liegende Anteil besteht aus einer quarzreichen Metabrekzie mit einigen schwarzen Geröllen, bei welchen es sich um Lydit oder Grafitschiefer handelt. Dieses geht gegen das Hangende in eine Metaarkose mit einzelnen Geröllen über. Es folgt rostbraunes, etwas sandiges, eisenreiches Karbonat, welches knollig verwittert. Über einer scharfen Erosionsdiskordanz folgt sehr feinkörniger, hellgrauer Serizitquarzit, in dem das eisenschüssige Karbonatgestein als angerundete Klasten auftritt. Die beschriebene Abfolge weist eine Mächtigkeit von etwa 8 m auf. Die sedimentären Grenzflächen zwischen den Gesteinen fallen wie die metamorphe Schieferung mittelsteil gegen Südwesten ein (Ss = Sx 221/61). In den Serizitschiefern ist ein nach Westen fallendes Streckungslinear vorhanden (Lx 266/56), welches eoalpidisch entstanden sein muss.

Periadriatische Intrusiva

Die Periadriatischen Ganggesteine fallen im Gelände durch ihre ebenflächigen, polygonalen Bruchflächen und die homogene, zumeist graue Färbung auf. Ein kleines Vorkommen von dunkelgrauem, feinkörnigem Lampophyr befindet sich ca. 100 m nördlich vom Seebachtörl (2.317 m) in etwa 2.360 m Seehöhe. Mehrere Gänge mit Mächtigkeiten bis zu einigen Metern befinden sich um den 2.416 m hohen Gipfel östlich des Naßfeldtörls (2.332 m). Es handelt sich um grau-grünliche, feinkörnige Tonalite mit Feldspat-, Hornblende-, Granat- und auch Biotit-Phenokristallen (Aufschluss RS-19-181-087). Zum Teil sind viele Xenolithe aus Quarz und Biotitschiefer mit bis zu 5 cm Größe vorhanden (z.B. Aufschluss RS-19-181-119). Ein weiterer, ähnlicher Gang mit etwa 2 m Mächtigkeit ist über etliche Meter an der Forststraße nördlich der Ederalm (1.780 m) aufgeschlossen. 500 m weiter nördlich wurde am über der Forststraße liegenden Hang in 1.830 m Seehöhe ein tonalitischer Gang bereits von SCHUSTER & SCHUSTER (2003) eingezeichnet. Ein stark alterierter Tonalit befindet sich direkt auf der westlichen Seite des Gnoppnitzbaches in 1.320 m Seehöhe, gleich gegenüber der Einmündung des Moarbaches. Ein weiterer feinkörniger, grau-grünlicher tonalitischer Gang ist etwa 150 m WNW des Gipfels des Naßfeldriegels (2.238 m) über einige Meter aufgeschlossen.

Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung

Basierend auf der Verteilung der Quarzit- und Amphibolitlagen (interpretiert als basische Vulkanite), welche den sedimentären Lagenbau abbilden, zeigt der Strieden-Komplex im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes generell eine relativ flache Lagerung mit einer weit offenen, welligen Faltung, die sehr flach gegen Osten einfällt. Erst an den Abhängen in das Oberdrautal versteilt sich das Einfallen gegen Süden. Die subparallel zum stofflichen Lagenbau angelegte, prägende Schieferung ist im Kleinbereich jedoch sehr variabel, was auf eine polyphase Verfaltung zurückzuführen ist. An der Deckengrenze zum Gaugen-Komplex wird der Lagenbau in flachem Winkel diskordant abgeschnitten.

Die prägende Schieferung (Sx) in den Gesteinen des Strieden-Komplexes entstand während der variszischen Metamorphose (SCHUSTER & SCHUSTER, 2001). Besonders in Amphibolit oder Quarzit ist immer wieder ein Streckungslinear (Lx) zu erkennen, welches generell NE–SW orientiert ist, aber stark schwankt. Mehr oder weniger parallel dazu ist eine bereichsweise intensive Verfaltung (Fx + 1) vorhanden. Diese beinhaltet Falten mehrerer Ordnungen mit Amplituden von mehreren 10er Metern über wenige Zentimeter (RS-19-181-195) bis hin zu einer Krenulation (Aufschluss RS-19-181-253). Eine großräumige Faltung mit E–W bzw. WNW–ESE verlaufenden, meist gegen Osten fallenden Faltenachsen (Fx + 2) und einer zumeist steil nordfallenden Achsenebene (FAEx + 2) ist für die großräumige Struktur des kartierten Gebietes wesentlich. Die Faltung ist besonders in den Amphiboliten als Knickfaltung ausgebildet und die Faltenachsenebenen sind manchmal als spröde Klüfte ausgebildet (Aufschluss RS-19-181-094).

Die Leßnigbach-Scherzone ist am Gnoppnitztörl (2.074 m) gut aufgeschlossen und an die 200 m breit. Sie fällt sehr steil (ca. 80°) gegen Norden ein, wobei ihr Verlauf durch den Moarbach nachgezeichnet wird. Dieser mündet beim Kaserwiesl in den Gnoppnitzbach. Von hier aus ist die Störung aber nicht eindeutig gegen Westen verfolgbar. Zunächst verschwindet sie unter der Gleitmasse einer Massenbewegung und danach zieht sie durch stark aufgelockerte Hangbereiche, wobei an Aufschlüssen entlang von Forststraßen immer wieder etliche Meter mächtige Kataklasite und Ultrakataklasite anzutreffen sind. In der Kaserleiten wird sie schließlich von glazigenen Sedimenten und von Hangschutt überdeckt. Weitere Kartierungen müssen zeigen, ob sie sich über das Rottörl (2.305 m) in das Drasnitzbachtal verfolgen lässt.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Die Morphologie des kartierten Gebietes ist durch verschiedene quartäre Formen und Ablagerungen geprägt.

Die vom Strieden-Komplex aufgebauten Kämme am Hauptkamm der Kreuzeckgruppe zeigen eine deutliche Asymmetrie mit tief eingeschnittenen Karen an den Nordabfällen und relativ flachen Karen mit niedrigen Felswänden und weiten flachen Karböden an den Südabfällen. Unter den Karwänden sind fast überall kleinere oder größere Blockgletscherablagerungen vorhanden. Im Gegensatz dazu ist der vom Gaugen-Komplex aufgebaute Kammbereich zwischen dem Putzen (2.330 m) und dem Dolzer (2.172 m) durch runde Formen mit zahlreichen kleinen, oft verkippten Felspartien und dazwischenliegenden, geringmächtigen Schuttkörpern charakterisiert. Diese Gegebenheiten sind auf periglaziale Verwitterung der engständig zerklüfteten Glimmerschiefer und Paragneise zurückzuführen.

Die Karböden der Südseite sind durch Rundbuckellandschaften mit kleinen Seen und Vernässungen charakterisiert, wie beispielsweise rund um die Feldenerhütte und den Glanzsee (2.186 m). Im Bereich der Roßalm (2.003 m) sind mehrere Wallformen entwickelt. Zumindest zum Teil handelt es sich dabei um subglazial gebildete Wälle. Der obere Teil des Gnoppnitzbachtales bis zum Kathibründl zeigt an der nördlichen Talseite ein schön vom Eis geformtes Profil, mit an den Hang angelagertem Diamikt. Die südliche Talseite wird großteils von vom Eis abgeschliffenen Festgesteinsaufschlüssen gebildet. In etwa 1.900 m Seehöhe lagern diesen Reste einer Seitenmoräne, mit zum Teil

erhaltener Wallform auf. Der Wall befindet sich etwa in der gleichen Höhe wie die Oberkante des gegenüberliegenden Diamikts, der deshalb ebenfalls als Seitenmoräne eines Gletschers aus der Eiszerfallsphase gedeutet wird. Der Talboden wird weitgehend von verschwemmtem Moränenmaterial gebildet. Westlich der Klamm beim Kathibründl ist auf ca. 1.800 m Seehöhe eine schön ausgebildete ehemalige Abflussrinne (Trockental) ausgebildet.

Hochgelegene Reste von Staukörpern am Eisrand sind auf der Ostseite des Gnoppnitzbachtales im Bereich der Sommerhofalm (1.795 m) bis in eine Seehöhe von etwas über 1.800 m, über Grundmoräne anzutreffen. Im Aufschluss sind diese manchmal geschichtet, wenig verfestigt und bestehen aus einer sandig/tonigen Matrix und angerundeten Komponenten. In der Talkerbe sind Reste von Eisrandsedimenten bis in etwa 1.500 m Seehöhe vorhanden. Weit verbreitet sind Eisrandsedimente entlang der Hangfüße des Oberdrautales bis in etwa 850 m Seehöhe. Leicht ansteigend ziehen sie auf beiden Talseiten in das Gnoppnitztal. Dazwischen ist der Gnoppnitzbach etwa 200 m tief eingeschnitten. Generell ist das Gnoppnitzbachtal unterhalb des Kathibründls durch ein V-förmiges Profil gekennzeichnet. Es sind kaum größere fluviatile Sedimentkörper vorhanden, da das Material offensichtlich effizient in das Oberdrautal abtransportiert wird, wo es bei Greifenburg einen großen, flachen Schwemmfächer bildet.

Der Großteil der glazigenen Sedimente stammt aus der Eiszerfallsphase vor 20.000–19.000 a (Reitner et al., 2016). Lediglich einige kleine Wallformen zwischen Kreuzeck (2.701 m) und Rothorn (2.621 m), sowie die Blockgletscherablagerungen könnten aus dem Gschnitz-Stadial vor 17.000–16.000 a (Ivy-Ochs et al., 2006) stammen.

Massenbewegungen

Auswirkungen gravitativer Massenbewegungen sind aufgrund des hohen Reliefs im gesamten Untersuchungsgebiet anzutreffen. Im Folgenden werden daher nur die auffälligsten Bereiche näher beschrieben.

Im hintersten Gnoppnitzbachtal und auf den Südhängen des Hauptkammes der Kreuzeckgruppe sind in vielen Bereichen Staffeln von hangparallelen Gräben, bedingt durch antithetische Bewegungen an den im Wesentlichen E–W bzw. ESE–WNW streichenden Schieferungsflächen ausgebildet. So zum Beispiel unterhalb der Bratleitenalm (2.157 m) oder zwischen Seebachtörl (2.317 m) und Naßfeldtörl (2.332 m). Auch am Hang unterhalb des Kleinen Stawipfels (2.223 m) sind diese Gräben auffällig, hier kommen aber noch mehrere, kleinräumige Bereiche mit tiefergreifender Hangdeformation hinzu.

Zum Teil spektakuläre Massenbewegungen sind in mittleren und unteren Hangbereichen auf der Ostseite des Grubachkogels (2.394 m) und Schwarzsteins (2.264 m) vorhanden. Nordwestlich der Assamalm (1.688 m) befindet sich eine über 1 km^2 große, komplex ausgebildete Struktur. Im oberen Bereich sind im relativ flachen Karboden Abrisskanten mit geringem Versatz vorhanden. Etwas darunter zergleitet die etliche 10er Meter mächtige, hangparallel einfallende Amphibolitlage auf der Unterlage aus Glimmerschiefer. Dabei bilden sich hausgroße Blöcke und über 10 m tiefe Gräben. Die unteren Hangbereiche sind stark aufgelockert, mit kleinen Felswänden und Blockhalden. Direkt östlich der Assamalm ist eine ca. 0,25 km^2 große Rutschung ausgebildet, deren aufgelockerte Rutschmasse einen Talzuschub erzeugt. Südlich der Assamalm befindet sich eine weitere, etwa 0,5 km^2 große Rutschung mit einer weit abgerutschten, aufgelockerten Masse.

Gegenüber, am Westhang des Putzen (2.330 m), sind im Bereich der Forstneralm die Eisrandsedimente verrutscht. Südlich davon, bis hin zur Ederalm, ist der Hang stark aufgelockert und die relativ neu angelegte Forststraße musste schon mehrmals ausgebessert und verlegt werden.

Südlich davon, am Dolzer (2.172 m) und gegenüber am Naßfeldriegel (2.238 m) sind ab etwa 2.000 m Seehöhe zahlreiche, weit verfolgbare Abrisskanten entwickelt. Diese zeigen aber generell nur geringe Versatzbeträge von wenigen Metern. Dazu kommen an den Hängen des Oberdrautales bereichsweise Staffeln von hangparallelen Zerrgräben, die durch ein ungleichmäßiges Verkippen von einzelnen Blöcken zu einer unruhigen Hangmorphologie führen.

Lagerstätten

Im bearbeiteten Teil der Kreuzeckgruppe sind im Bergbau- und Halden-Kataster der Geologischen Bundesanstalt drei Eintragungen nahe der Einmündung des Moarbaches in den Gnoppnitzbach zu finden. Der südlichste Punkt betrifft den bereits oben beschrieben, stark alterierten Gang aus Periadriatischem Tonalit, der sich direkt an der westlichen Seite des Baches bei der Wassermessstelle der Kraftwerke (Friedrich, 1963: 148) in intensiv verfalteten und stark rostig anwitternden Glimmerschiefern des Strieden-Komplexes befindet. Der Aufschluss bildet eine etwa 7 m hohe Wand, in der sich in etwa 2 m Höhe eine kleine Vertiefung in stark brandigem Gestein befindet. Der Punkt etwa 200 m NNW davon liegt heute direkt an einer Forststraße, an der Eisrandsedimente aufgeschlossen sind. In diesen ist ein 1 m mal 0,5 m großer, Sulfid führender und stark brandiger Block zu sehen. Der ca. 250 m nördlich davon liegende Punkt befindet sich wiederum direkt an der westlichen Seite des Baches. Friedrich (1963) beschreibt, dass man vom Weg auf der östlichen Seite des Baches einen Stollen sehen konnte, der aber schlecht zu erreichen war. Aufgrund des nunmehrigen starken Bewuchses konnte die Lage des Stollens nicht erkannt werden.

Literatur

Ertl, V. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen in Kristallin und Quartär auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126**/2, 323–327, Wien.

Ertl, V. (1984a): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Quartär auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 5 S., 7 Kt., Klagenfurt. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05813-RA/181/1983]

Ertl, V. (1984b): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Quartär auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**/2, 251–253, Wien.

Ertl, V. (1986a): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der östlichen und zentralen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 7 S., 2 Kt., Klagenfurt. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06332-RA/181/1985]

Ertl, V. (1986b): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der östlichen und zentralen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**, 450–451, Wien.

Ertl, V. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**, 340–342, Wien.

Friedrich, O.M. (1963): Kreuzeckgruppe. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 1. Band, 220 S., Leoben.

Griesmeier, G.E.U. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 373–375, Wien.

Griesmeier, G. (2018a): Geologische Karte des Gratals 1:10.000. – Unveröffentlichte Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19697-k10/181/2018]

Griesmeier, G. (2018b): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 157–158, Wien.

Griesmeier, G. (2019): Geologische Aufnahmen im Gratal (Kreuzeck, Kärnten, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 131–143, Wien.

Hoke, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent plate Boundary Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**, 5–87, Wien.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W. & Schlüchter, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary science, **21**/2, 115–130, Chichester. http://dx.doi.org/10.1002/jqs.955

Krainer, B. (1983a): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen der Penker Dechantalm (Kreuzeckgruppe, Kärnten) auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126**/2, 327–328, Wien.

Krainer, B. (1983b): Bericht über die geologische Kartierung der Penker Dechantalm (Kreuzeckgruppe, Kärnten) im Sommer 1982 (ÖK Bl. 1981). – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 2 S., 1 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05538-RA/181/1982]

Krainer, B. (1983c): Bericht über die geologische Kartierung entlang des Kreuzeckhauptkammes (Kreuzeckgruppe, Kärnten) auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 8 S., 1 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05704-RA/181/1983]

Krainer, B. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen entlang des Kreuzeckhauptkammes (Kreuzeckgruppe, Kärnten) auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**/2, 253–254, Wien.

Krainer, B. (1985a): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128**/2, 317–318, Wien.

Krainer, B. (1985b): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181/Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 4 S., 2 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05983-RA/181/1984]

Krainer, B. (1986a): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Teuchlgebiet/Kreuzeckgruppe auf dem Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**, 452–453, Wien.

Krainer, B. (1986b): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Teuchlgebiet/Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 3 S., 1 Kt., Klagenfurt. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06197-RA/181/1985]

Putis, M., Bezak, V., Kohut, M., Kovacik, M., Marko, F. & Plašienka, D. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 181 Obervellach. –Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**/3, 345–348, Wien.

Putis, M., Barath, I., Bezak, V., Broska, I., Janak, M., Kohut, M., Kovacik, M., Lukacik, E., Madaras, J., Marko, F., Plasienka, D. & Siman, P. (1998): Geologische Kartierung auf ÖK Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Bericht, 6 Kt., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11311-ÖK25V/181-5]

Reitner, J.M., Ivy-Ochs, S., Drescher-Schneider, R., Hajdas, I. & Linner, 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, Göttingen.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetia, **97**/1, 93–117, Basel.

Schuster, R. & Schmidt, K. (2000): Bericht 1999 über die geologische Aufnahme in der zentralen Kreuzeckgruppe (Blatt 180 Winklern und 181 Obervellach). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**, 384–386, Wien.

Schuster, R. & Schuster, K. (2001): Permo-Triassic ductile deformation in the Austroalpine Strieden Complex (Kreuzeck Mountains/Austria). – Abstract Volume of the 5th Workshop on Alpine Geological Studies (Obergurgl/Austria). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **25**, 197–198, Innsbruck.

Schuster, R. & Schuster, K. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**/3, 453–455, Wien.

Schuster, R., Pestal, G. & Reitner, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen in der Reißeckgruppe auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach

Ralf Schuster

In der Reißeckgruppe wurden Areale im oberen Riekengraben (1.900–2.500 m Seehöhe) aufgenommen. Diese befinden sich im Bereich des Tauernfensters und sind aus Gesteinen des Subpenninikums aufgebaut (Schmid et al., 2004). Zur Einarbeitung und inhaltlichen Abstimmung sowie aus logistischen Gründen wurden auch Areale auf ÖK50 Blatt 182 Spittal an der Drau begangen und zum Teil geologisch kartiert. Zunächst wird in diesem Bericht ein geologischer Überblick gegeben, der insbesondere auf die verwendete Nomenklatur eingeht, die am angrenzenden Kartenblatt GK50 Blatt 182 Spittal an der Drau (Pestal et al., 2006) bzw. in den dazugehörigen Erläuterungen (Schuster et al., 2006) entwickelt wurde. Anschließend werden die auftretenden Festgesteinslithologien, basierend auf den eben zitierten Erläuterungen, beschrieben. Weiters wird auf Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung sowie auf quartäre Ablagerungen und Formen eingegangen.

Geologischer Überblick

Der geologische Aufbau der Reißeckgruppe ist durch eine kuppelförmige Struktur der subpenninischen- und penninischen Decken bestimmt, welche auch als „Eastern Tauern Dome“ (Scharf et al., 2016) bezeichnet wurde. Diese

Struktur entsteht durch eine prägende Schieferung, die im Zentrum rund um das Reißeck (2.965 m) flach liegt und nach allen Seiten immer steiler einfällt. Parallel dazu ist ein „zweibelschalenartiger" lithologischer Aufbau vorhanden. Das kartierte Gebiet befindet sich im südwestlichen Teil der Reißeckgruppe und dementsprechend fallen die tektonisch tieferen Anteile im Nordwesten flach ein, während die höheren Anteile im Südwesten steil gegen Südwesten einfallen.

Mit Bezug auf PESTAL et al. (2006) und SCHUSTER et al. (2006) umfassen die subpenninischen Decken im bearbeiteten Gebiet den Reißeck- und Draxel-Komplex sowie verschiedene, unterschiedlich stark deformierte, variszische Granitoide, die als Zentralgneise bezeichnet werden. Der Reißeck-Komplex baut sich aus zum Teil migmatitischem Paragneis mit Einschaltungen von Amphibolit auf, wobei für die Protolithe ein prä-karbones Alter angenommen wird. Der Draxel-Komplex besteht aus zyklischen Wechsellagerungen von quarz- und feldspatreichem Glimmerschiefer mit dünnen Lagen aus dunklem Granatglimmerschiefer und stellenweise Grafitquarzit. Nur lokal sind diese Gesteine aplitisch injiziert. Die Abfolge wird als metamorphe, „jungpaläozoische" (Karbon-Perm) Flyschserie interpretiert. Der Draxel-Komplex soll nach SCHUSTER et al. (2006: 45) im „obersten Riekental nahe der westlichen Blattschnittgrenze von CLIFF et al. (1971) kartiert" sein. In der zuletzt genannten Arbeit kommt jedoch der Begriff Draxel-Komplex nicht vor und auch die Gesteinsbeschreibung des dort ausgeschiedenen gebänderten Gneises passt nicht unbedingt zur obigen Charakterisierung.

Sowohl der Reißeck- als auch der Draxel-Komplex werden von verschiedenen Granitoiden des „Hochalmkerns" (BECKE, 1909) intrudiert. Die Verbreitung und Benennung der einzelnen Orthogneise wird in den Bearbeitungen von CLIFF et al. (1971), EXNER (1980), HOLUB & MARSCHALLINGER (1989), PESTAL et al. (2006) und SCHUH (2011, 2019a, b) sehr unterschiedlich gesehen und gehandhabt. Generell werden Tonalit und Granodioritgneis (Malta-Tonalitgneis), Augengneis (z.B. Hochalm-Porphyrgranit), leukokrater Biotitgranitgneis unterschiedlicher Körnigkeit sowie grobkörniger und feinkörniger Leukogranitgneis unterschieden. Zusätzlich findet sich in den neueren Bearbeitungen der Schönanger-Granitgneis, ein Zweiglimmer-Granitgneis (EXNER, 1980; HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989), der zu den jüngsten Intrusivkörpern gehören soll. Ein geochronologisches Alter für den Zeitpunkt der Intrusionen liegen nur für den Malta-Tonalitgneis vor. Dieses wird von CLIFF (1981) mit 314 ± 7 Ma angegeben.

Alle Paragesteine zeigen eine polyphase Metamorphoseprägung. Während des Variszischen Ereignisses im Karbon wurden zumindest amphibolitfazielle Bedingungen erreicht, weit verbreitet kam es aber auch zu partieller Anatexis und Migmatitbildung. Die Überprägung durch das Jungalpidische Ereignis erfolgte im Oligozän bei Bedingungen der oberen Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies (CLIFF et al., 1971; SCHUSTER et al., 2006; SCHARF et al., 2013).

Lithologien und deren Verbreitung

Die Kartierung erbrachte folgende lithologisch/lithostratigrafische Abfolge: Die tektonisch liegenden Anteile werden aus migmatitischem Paragneis und Amphibolit des Reißeck-Komplexes aufgebaut, in dem zahlreiche, zumeist leukokrate granitische Gänge und kleinere, lagenförmige Zentralgneiskörper auftreten. Eine der mächtigeren Orthogneislagen soll nach PESTAL et al. (2006) zum Schönanger-Granitgneis gehören. Darüber folgt mit scharfer Grenze ein bis über 200 m mächtiger Zug aus Biotitgranitgneis. Dieser baut auch die, vom unteren Riekengraben aus betrachtet, eindrucksvolle Grübelwand (2.517 m) auf. Es folgen erneut Gesteine des Reißeck-Komplexes und nach der Karte von PESTAL et al. (2006) auch Metasedimente des Draxel-Komplexes. Die tektonisch hangenden Anteile werden von Malta-Tonalitgneis, Augengneis und verschiedenen Biotitgranitgneisen mit einzelnen Lagen und Schollen aus Gesteinen des Reißeck-Komplexes aufgebaut.

Reißeck-Komplex

Der **migmatitische Paragneis** tritt in zwei durch unterschiedlich starke Deformation gekennzeichneten Typen auf. Weniger häufig ist ein schlieriger Migmatit vorhanden, in dem prä-migmatitische Paragneisstrukturen über stromatitische Partien in Diatexitgneis übergehen. Das Paläosom ist reich an schwarzem Biotit und führt bisweilen auch Hornblende. Es ist undeutlich gegenüber dem zumeist aplitischen Neosom mit granitischer bis tonalitischer Zusammensetzung begrenzt. Auf Grund der Verteilung von Paläosom und Neosom ist das Gestein unregelmäßig hell- bis dunkelgrau gefärbt.

Zumeist ist der migmatitische Paragneis aber intensiv duktil deformiert und tritt als gebänderter Migmatitgneis in Erscheinung (Aufschluss RS-20-181-164). Die Dicke der einzelnen Lagen beträgt wenige Zentimeter bis wenige Meter, wobei unterschiedlich grau gefärbte Paragneislagen mit weißen bis hellgrauen, quarz- und feldspatreichen Orthogneislagen wechsellagern. Die Paragneislagen zeigen einen Mineralbestand aus Feldspat, Quarz, Biotit, wenig Muskovit und bisweilen hellgrünem Epidot und schwarzer Hornblende. Sehr selten sind Granat oder Titanit makroskopisch zu erkennen. Die unterschiedliche Färbung ist im Wesentlichen auf den variablen Biotitgehalt zurückzuführen, wobei die besonders dunklen Lagen als Biotitschiefer und Biotit-Hornblendegneis anzusprechen sind. Der Bändergneis zeigt oft isoklinale Falten, wobei wie bereits von EXNER (1980) beschrieben, Biotit und Hornblende parallel zu den Faltenachsen elongiert sein können.

Im Bereich der Geländestufe beim Wasserfall unterhalb der Unteren Moosbodenhütte sind im biotitreichen, migmatitischen Paragneis einzelne Lagen von Granatglimmerschiefer vorhanden. Die Granatkristalle erreichen bis zu 5 mm im Durchmesser und sind teilweise hypidiomorph ausgebildet.

Im migmatitischen Paragneis sind immer wieder konkordante und diskordante granitische Gänge mit unterschiedlicher Mächtigkeit vorhanden. Zum Teil ist zu erkennen, dass sich diese aus dem Neosom entwickeln, beziehungsweise, dass ein genetischer Zusammenhang mit diesem besteht. Die Gänge zeigen zumeist aplitische oder granitische, selten auch pegmatitische (Aufschluss RS-20-

181-179) Texturen. In letzteren erreichen einzelne Feldspatkristalle bis zu 10 cm Größe. Die Gänge wurden mit unterschiedlicher Intensität gemeinsam mit den Paragneisen deformiert. Dabei wurden diskordante Gänge manchmal in pygmatische Falten gelegt (Aufschluss RS-20-181-165). Mächtigere Gänge bzw. Intrusionen sind in der Karte extra ausgeschieden und werden bei den Zentralgneisen behandelt.

Amphibolit tritt innerhalb der migmatitischen Paragneise immer wieder als dezimeter- bis zehnermetermächtige, konkordante Einschaltungen auf. Zum Teil sind auch Wechsellagerungen von Amphibolit und Paragneis vorhanden. Im Gelände können verschiedene Typen unterschieden werden, die jedoch fließende Übergänge ineinander aufweisen. Es findet sich feldspatreicher, grün-weiß gesprenkelter Amphibolit mit deutlich erkennbaren Feldspatkörnern, schwarzgrüner, feinkörniger Amphibolit und feinkörniger, reichlich Feldspat- und Biotit führender Amphibolit. Zum Teil nur im Dünnschliff ist ein Mineralbestand mit Hornblende, Plagioklas, Epidot/Klinozoisit, Quarz, zum Teil Biotit, sowie untergeordnet Karbonat, Titanit und opaken Erzmineralen (z.B. Ilmenit) zu erkennen. Nur sehr selten kann vereinzelt Granat enthalten sein. Weiters ist immer wieder retrograd entstandener Chlorit zu beobachten.

Zentralgneise

Im Folgenden werden die angetroffenen Zentralgneistypen beschrieben. Da auf Grund fehlender Altersdaten eine chronostratigrafische Reihung nicht möglich ist, erfolgt die Beschreibung vom Liegenden gegen das Hangende.

Leukokrater Orthogneis ist wie oben erwähnt im liegenden Teil des Reißeck-Komplexes in Form zahlreicher konkordanter Lagergänge im migmatitischen Paragneis anzutreffen. Diese bilden häufig grobblockig zerfallende Felswände und Felsaufbauten mit heller, leicht gelblicher oder oranger Färbung. Bisweilen sind auch plattige Typen vorhanden. Oberflächen, die schon länger der Verwitterung ausgesetzt sind, zeigen eine Abrundung der Kanten und dadurch gerundete Formen. Der leukokrate Orthogneis hat eine gewisse Variabilität hinsichtlich mineralogischer Zusammensetzung und Textur. Häufig ist er reich an Feldspat und Quarz, mit etwas Muskovit und immer wieder auch feinkörnigem Biotit. Zumeist zeigt er eine aplitische oder mittelkörnige, granitische Textur (Aufschluss RS-20-181-158). Selten sind auch Augengneislagen oder unscharf abgegrenzte, zum Teil verfaltete, pegmatitische Gänge vorhanden (Aufschluss RS-20-181-158).

Biotitgranitgneis bildet einen mehrere hundert Meter mächtigen, sehr homogenen Körper. Das hellgraue Gestein bricht an der Basis nach der Schieferung zu dezimeterdicken Platten (Aufschluss RS-20-181-172). Darüber bricht es nach Kluftflächen zu Blöcken, welche große Teile der ausgedehnten Blockfelder im obersten Riekengraben aufbauen. Das Gestein ist zwar geschiefert, aber mitunter derart isotrop, dass die Kluftflächen gleichmäßige Wölbungen wie Scherben zeigen. Der Biotitgranitgneis ist zumeist feinkörnig und leukokrat, mit viel Feldspat und Quarz sowie Biotitblättchen mit 0,5–1,5 mm Durchmesser (Aufschluss RS-20-181-171). In den höheren Anteilen und gegen das Hangende an Häufigkeit zunehmend, sind selten diffus abgegrenzte, gröberkörnige oder dunklere, biotitreichere Varietäten vorhanden. Sehr selten konnten auch Pegmatitschlieren (Aufschluss RS-20-181-176) mit einzelnen kleinen Granatkristallen beobachtet werden. Ebenfalls extrem selten sind biotitreiche Schollen aus Paragneis anzutreffen. Dazu kommen Zerrklüfte, die mit dunkelgraubraunem Quarz, Biotit und weißem Feldspat komplett gefüllt sind.

Im Hangenden des Biotitgranitgneises finden sich im Reißeck-Komplex **granitische bis pegmatitische Gänge**, die migmatitische Paragneise aus grobschuppigem Biotit-Plagioklas-Paläosom und schlierigem Neosom diskordant durchschlagen (Aufschluss RS-05-182-003). Die Gänge sind weitgehend undeformiert und zeigen einen Mineralbestand aus zentimetergroßem, blaugrauem Kalifeldspat, weißem Plagioklas, grauem Quarz, Biotit, grobblättrigem, schwarzem Erz (Ilmenit?) und rotem Granat. Der Granat ist als bis zu 0,5 mm große Ikositetraeder ausgebildet und als magmatische Bildung zu interpretieren.

Der **Malta-Tonalitgneis** bildet einen mit Bezug auf die mineralogische Zusammensetzung, Korngröße und den Deformationsgrad inhomogenen Körper. Die quarzdioritische, tonalitische oder granodioritische Zusammensetzung ist im Gelände nicht unterscheidbar. Das bisweilen schlierige Erscheinungsbild wird durch das Auftreten von unvollständig aufgelösten Schollen aus migmatitischem Paragneis noch unterstrichen. Der Tonalit bzw. Granodiorit ist meist mittel-, seltener feinkörnig und schwarz-weiß gesprenkelt (Aufschluss RS-20-181-207). Makroskopisch sind schwarzer Biotit, weißer Feldspat und grauer Quarz erkennbar. Dazu kommen gelbgrüner Epidot und lokal bis millimetergroßer, brauner Titanit. Schieferung und Lineation sind meist deutlich ausgebildet, wobei Biotit in der Lineation elongiert sein kann. Immer wieder sind Lagen aus Augengneis, feinkörnigem Biotitgranitgneis oder seltener aus Aplit- und Pegmatitgneis vorhanden.

Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung

Die kuppelförmige Struktur der subpenninischen und penninischen Decken im östlichen Teil des Tauernfensters entstand zweifelsohne in einem späten Stadium des jungalpidischen Ereignisses im Neogen. Das kartierte Gebiet befindet sich im zentralen und südwestlichen Teil der Reißeckgruppe und dementsprechend liegt die prägende Schieferung um das zentral gelegene Reißeck (2.965 m) relativ flach, während sie gegen den Talausgang des Riekengrabens zunehmend steiler gegen Südwesten einfällt. Fast überall zeigen die Gesteine eine ausgeprägte, manchmal auch mylonitische Deformation, wobei die Gefüge postdeformativ stark rekristallisiert sind. Stellenweise, wie beispielsweise an der Geländestufe nahe dem Wasserfall (Aufschluss RS-05-182-003) sind aber auch migmatitische Paragneise mit nicht weiter überprägten migmatitischen Texturen und undeformierte granitische Gänge vorhanden. Das zeigt, dass die prägende Schieferung zum Teil bereits variszisch entstanden sein muss. Die variszische Schieferung wurde aber während des Jungalpidischen Ereignisses von einer oft parallel dazu liegenden Schieferung, sehr unterschiedlich durchgreifend, überprägt.

Faltenstrukturen sind im bearbeiteten Gebiet eine Seltenheit. Einerseits finden sich im gebänderten, migmatitischen Paragneis duktile, oft isoklinale Falten mit streuenden Achsen und in der Bänderung liegenden Achsenebenen. Die-

se hochtemperierten Strukturen sind während des Variszischen Ereignisses entstanden. Andererseits sind jüngere, offene Falten mit zumeist flach NW–SE streichenden Faltenachsen zu beobachten. Diese sind vor allem dort anzutreffen, wo die prägende Schieferung vom generellen Einfallen abweicht. Die Faltenachsenebenen dieser Faltung fallen gegen Südwesten ein und zeichnen damit die kuppelförmige Großstruktur nach. Daher ist für diese Faltung eine jungalpidische Bildung anzunehmen.

Die im Profil auftretenden, plattigen Orthogneise stellen rekristallisierte Mylonite dar. Sie treten im Liegenden des Tonalites und vor allem an der Basis des großen Biotitgranitgneiszuges auf. Wahrscheinlich markieren sie Deckengrenzen, wobei mangels Altersdaten nicht entschieden werden kann, ob diese während des Variszischen- oder des Jungalpidischen Ereignisses entstanden sind.

Einige wenige spröde Störungszonen, die auch morphologisch wirksam sind, lassen sich im Gelände über weitere Strecken verfolgen. Die bei weitem bedeutendste ist NW–SE orientiert und lässt sich vom oberen Teil des Zwernberg-, Rieken- und Mühldorfgrabens bis in den Reinitzbachgraben durch weite Teile der Reißeckgruppe verfolgen. Im oberen Riekengraben zieht sie von der Zwernberger Scharte (2.646 m) bis zum Riekentörl (2.550 m) und scheint für die Richtungsänderung im Talverlauf mitverantwortlich zu sein. So ist der untere Teil des Riekengrabens SW–NE verlaufend, während der obere Teil in rechtem Winkel darauf und parallel zur Störung orientiert ist. Im untersuchten Gebiet ist die Störung durchwegs von Schutt bedeckt und so konnten die Störungsgesteine nicht direkt beobachtet werden. Wie auch bei den übrigen spröden Störungen dürfte der Versatz nicht allzu groß sein, da lithologische Grenzen im Kartenbild nicht merklich versetzt werden.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Das kartierte Gebiet liegt weitestgehend über der Baumgrenze und ist durch eine glazigene Morphologie geprägt. Die Kämme liegen zwischen 2.500 m und nahezu 3.000 m Seehöhe. Unter diesen befinden sich etliche Zehnermeter bis 200 m hohe, steile, aber nicht senkrechte Felswände und in weiterer Folge weite, oft sehr flache Kare. Lediglich an der gegen Nordosten einfallenden Seite des Gamolnigspitzes (2.788 m) und dem daran anschließenden, gegen NNW streichenden Kamm sind keine Kare vorhanden. Die Eisschliffgrenze liegt im unteren Bereich der Karwände und reicht um das Reißeck (2.965 m) bis über 2.800 m hinauf. Die Zwernberger Scharte (2.646 m) lag deutlich unter der Eisoberfläche. Unter den Wänden folgen steile Hangschuttkörper, die grobblockig ausgebildet sind, wenn die Sturzblöcke und Felssturzmassen aus Orthogneis bestehen. Daran anschließend folgt oft grobes Blockwerk mit Stauchwällen, das als Blockgletscherablagerungen angesprochen werden kann. Im Kar unter dem Riekenkopf (2.896 m) und Riekener Sonnblick (2.876 m) sind auf etwa 2.600 m Seehöhe zwei kleine, sehr gut erhaltene Blockgletscherablagerungen mit steiler Front ausgebildet. Diese waren wahrscheinlich noch vor kürzerer Zeit aktiv. Alle übrigen Blockgletscherablagerungen zeigen verfallende Wallformen und dürften zuletzt während des Würm-Spätglazials aktiv gewesen sein. Die großen, flachen Karböden südwestlich des Zaubernocks (2.944 m) und Reißecks (2.965 m) sind durch Rundhöckerlandschaften aus Festgesteinsaufschlüssen mit Gletscherschliffen, Grundmoränenablagerungen, einzelnen Blöcken und Schuttfeldern von Ablationsmoränenablagerungen und verschwemmtem Moränenmaterial geprägt. Hier sind auch etliche kleine Seen vorhanden.

Auch im Riekengraben selbst sind verschiedene Ablagerungen anzutreffen. Im obersten Teil von der Zwernberger Scharte (2.646 m) abwärts bis auf 2.240 m Seehöhe ist das gesamte Tal von mächtigem Blockwerk erfüllt. Einzelne Blöcke haben ein Volumen bis über 25 m^3 und andeutungsweise können Stauchwälle erkannt werden. Da dieser Bereich nur teilweise von rezentem Hangschutt und Sturzblöcken erreicht werden kann, handelt es sich wahrscheinlich um die Ablationsmoränenablagerung eines schuttbedeckten Gletschers, die zum Teil als Blockgletscher reaktiviert wurde. Talabwärts bis zur Biegung in 2.100 m Seehöhe und auch im obersten Bereich des NE–SW streichenden Anteils des Riekengrabens, bis zur Steilstufe beim Wasserfall, sind an den Hängen grobblockige Ablationsmoränenablagerungen vorhanden. Im Talboden finden sich jedoch Rundbuckel, Grundmoränenablagerungen und verschwemmtes Moränenmaterial mit nur einzelnen Blöcken der Ablationsmoräne. Es ist anzunehmen, dass die grobblockigen Ablagerungen an den Hängen abgelagert wurden, als der Gletscher das Material aus dem zentralen Teil des Tales noch abtransportieren konnte.

Unterhalb der Steilstufe sind die Talflanken von Hangschuttablagerungen sowie Schwemm- und Murenkegeln bedeckt, während im Talboden fluviatile Ablagerungen vorhanden sind.

Abschließende Bemerkungen

Im Bereich der Geländestufe beim Wasserfall sollen nach der Karte von PESTAL et al. (2006) flyschoide, karbone Metasedimente des Draxel-Komplexes vorhanden sein. Ob die an dieser Lokalität in den migmatitischen Paragneisen vereinzelt angetroffenen Grantglimmerschieferlagen diese Einstufung rechtfertigen, ist derzeit ungewiss.

Die Unterteilung der „Zentralgneise“ erfolgt bis heute weitgehend an Hand des makroskopischen Erscheinungsbildes. Dieses ergibt sich aus dem magmatischen Mineralbestand und dessen Gefüge, im Verschnitt mit einer sehr unterschiedlich durchgreifenden strukturellen und metamorphen Überprägung. Dabei zeigen einerseits einzelne Intrusivkörper eine bedeutende interne Variabilität, andererseits sind sehr ähnlich aussehende Biotitgranitgneise oder Augengneise in verschiedenen Niveaus vorhanden und mit verschiedenen Intrusionskörpern verbunden. Auch ist es oft nicht einfach, zu entschieden, ob allenfalls vorhandener Muskovit magmatischen oder metamorphen Ursprungs ist. Schon die relativ wenigen bisher vorhandenen geochemischen und geochronologischen Daten zeigen, dass sich hinter den Begriffen Biotitgranitgneis oder Augengneis verschiedene und auch unterschiedlich alte Intrusionskörper verbergen. Eine deutlich bessere lithostratigrafisch/lithodemische Gliederung der Zentralgneise, die zumindest eine Formalisierung der wichtigsten Intrusionskörper beinhaltet, ist dringend erforderlich. Mit den vorhandenen Daten ist das aber nicht zu machen.

In diesem Sinne wurden alle Körper aus leukokratem Granitgneis im tektonisch liegenden Teil des untersuchten Gebietes zusammengefasst. Nach makroskopischen Kriterien konnte der in der Karte von PESTAL et al. (2006) extra ausgeschiedene Zug aus Schönanger-Granitgneis nicht abgetrennt werden und geochemische oder geochronologische Daten, die eine gesonderte Ausscheidung nahelegen, sind derzeit nicht verfügbar.

In Zukunft sollte auch der mächtige Biotitgranitgneiszug, der unter anderem die Grübelwand (2.517 m) aufbaut, aus der Masse der übrigen Biotitgranitgneise herausgelöst und lithostratigrafisch/lithodemisch gefasst werden. Mit seiner stark deformierten Basis scheint er für die tektonische Untergliederung des Gebietes von besonderer Bedeutung.

Auch zur Aufschlüsselung des internen tektonischen Baues des kartierten Gebietes sind zusätzliche Altersdaten notwendig. Neben Altersinformationen zu den Kristallisationsaltern der wesentlichen Zentralgneistypen fehlen auch Altersdaten zum variszischen Metamorphosehöhepunkt und zum Sedimentationsalter der Paragesteine.

Literatur

BECKE, F. (1909): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkern. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **118**, 1045–1072, Wien.

CLIFF, R. (1981): Pre-Alpine History of the Pennine Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr Geochronology. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **77**, 262–266, Berlin–Heidelberg.

CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **114**, 121–272, Wien.

EXNER, C. (1980): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **123**/2, 343–410, Wien.

HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **81**, 5–31, Wien.

PESTAL, G., REITNER, J.M. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHARF, A., HANDY, M.R., ZIEMANN, M.A. & SCHMID, S.M. (2013): Peak-temperature patterns of polyphase metamorphism resulting from accretion, subduction and collision (eastern Tauern Window, European Alps) – a study with Raman microspectroscopy on carbonaceous material (RSCM). – Journal of metamorphic Geology, **31**/8, 863–880, Oxford.

SCHARF, A., HANDY, M.R., SCHMID, S.M., FAVARO, S., SUDO, M., SCHUSTER, R. & HAMMERSCHMIDT, K. (2016): Grain-size effects on the closure temperature of white mica in a crustal-scale extensional shear zone – implications of in-situ $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser-ablation of white mica for dating shearing and cooling (Tauern Window, Eastern Alps). – Tectonophysics, **674**, 210–226, Amsterdam.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetia, **97**/1, 93–117, Basel.

SCHUH, M. (2011): Bericht 2007, 2008 und 2010 über geologische Aufnahmen im Bereich „Hohes Gößkar" auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**/1–2, 159–160, Wien.

SCHUH, M. (2019a): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Bereich Dösner und Kaponig Tal auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 387–389, Wien.

SCHUH, M. (2019b): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Bereich Kaponig, Zwenberger und Zandlacher Tal auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 389–391, Wien.

SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach

RALF SCHUSTER & GERIT GRIESMEIER

Dieser Bericht beschreibt die Kartierungsergebnisse von den Südabhängen der Kreuzeckgruppe zwischen dem Gnoppnitzbachtal und dem Bergerbachtal. Die nördliche Begrenzung läuft etwa im Turggerbachtal zwischen der Turggeralm (1.784 m Sh.) und dem Rottörl (2.305 m), die südliche Begrenzung folgt weitgehend der Straße von Berg im Drautal über Emberg bis Amberg. Die Kartierung schließt an jene von ERTL (1986a, b) und SCHUSTER (2020) an. In diesem Bericht wird nach einem kurzen geologischen Überblick zunächst auf die auftretenden Festgesteinslithologien und die darin enthaltenen Strukturen eingegangen. Diese sind aus dem nördlich angrenzenden Bereich von SCHUSTER (2020) ausführlich beschrieben. Dieser Bericht enthält eine verkürzte Version, die auf Besonderheiten im hier dargestellten Gebiet eingeht. Danach folgt eine Beschreibung der quartären Ablagerungen und Formen sowie der Massenbewegungen.

Geologischer Überblick

Das kartierte Gebiet wird zur Gänze von der oberostalpinen Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems (SCHMID et al., 2004) eingenommen, die in diesem Bereich ausschließlich von höheren Anteilen des Strieden-Komplexes (HOKE, 1990) aufgebaut wird. Dieser besteht großteils aus Glimmerschiefer bzw. Granatglimmerschiefer (Typ Kleines Hochkreuz). Darin finden sich immer wieder Lagen von Amphibolit, wie beispielsweise auf der Nordseite des Naßfeldriegels (2.238 m), im Kar unter der Hohen Grenten oder im Bergerbachtal auf 900 m Seehöhe. Diese Amphibolitlagen lassen sich im Streichen weit verfolgen und ihre Mächtigkeit erreicht bis zu einigen Zehnermetern. In Verbindung mit den Amphibolitlagen finden sich manchmal wenige Dezimeter bis maximal 2 m mächtige Lagen von leukokratem Gneis, die von SCHUSTER (2020) als Metarhyolith interpretiert wurden. Weiters sind immer wieder Einschaltungen von Quarzit und Grafitquarzit vorhanden, die fließende Übergänge zu quarzitischem Glimmerschiefer zeigen. Sie sind im Allgemeinen nur einige Dezimeter bis wenige Meter mächtig und lassen sich im Einzelnen nicht weit verfolgen. Basierend auf den in den Gesteinen auftretenden Paragenesen und den vorhandenen Altersdaten erfuhr der höhere Anteil

des Strieden-Komplexes eine variszische Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies (Schuster et al., 2001). Am Naßfeldriegel (2.238 m) findet sich ein zu den Periadriatischen Magmatiten zählender Tonalitgang und um das Rottörl (2.305 m) konnte die Fortsetzung der Leßnigbach-Scherzone (Griesmeier, 2018, 2019) weiter gegen Westen verfolgt werden.

Lithologien

Strieden-Komplex

Glimmerschiefer bzw. **Granatglimmerschiefer** (Typ Kleines Hochkreuz) ist das dominierende Festgestein im bearbeiteten Gebiet. Er zeigt eine gewisse Variabilität, wobei die einzelnen Varietäten fließend ineinander übergehen und in der Karte nicht flächendeckend voneinander abgetrennt werden können. Im Allgemeinen brechen die Gesteine grobblockig nach unregelmäßigen und unebenen Kluftflächen und nur untergeordnet nach der Schieferung. Das ist auf die unten beschriebene mehrphasige Deformation mit interferierenden Verfaltungen zurückzuführen. Die Oberflächen zeigen zumeist kaum rostbraune Verwitterungsbeläge. Die Hauptgemengteile sind Muskovit, Chlorit und Quarz, dazu kommen in unterschiedlicher Menge Granat, Plagioklas, Biotit und Grafit. Häufig zeigen die Gesteine daher eine durch Muskovit und Chlorit bedingte graugrüne Färbung, tritt der Chlorit zurück, erscheinen sie silberig. Bei höherem Grafitgehalt können sie aber auch dunkelgrau gefärbt sein. Die Minerale bilden ein feinkörniges, homogenes Gefüge aus dem nur Granatporphyroblasten und Quarzmobilisate hervortreten.

Granat ist in quarzitischen Typen selten und unauffällig, in den muskovit- und chloritreichen Varietäten ist er aber häufig vorhanden und diese Gesteine können oft als Granatglimmerschiefer angesprochen werden. Er erreicht häufig eine Größe von 5–10 mm, selten auch bis zu 1,5 cm. Die rundlichen Kristalle sind xenomorph mit der Matrix verzahnt oder hypidiomorph. Oft zeigt der Granat bereits im Handstück grünliche Randbereiche aus Chlorit. Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die Granatkristalle oft weitgehend und manchmal vollständig durch Chlorit ersetzt sind, wobei die Umwandlung zumeist unter statischen Bedingungen stattgefunden hat. Biotit findet sich nur sehr selten und in geringen Mengen. Es ist davon auszugehen, dass er in vielen Bereichen chloritisiert ist. Größere Mengen von frisch erhaltenem Biotit sind zum Beispiel 500 m nordöstlich der Emberger Alm (Aufschluss RS-19-181-236) anzutreffen. Quarzmobilisate sind in unterschiedlicher Menge vorhanden. Durch die polyphase Deformation sind sie stark duktil deformiert, isoklinal verfaltet und boudiniert. Häufig sind sie im Kern weiß und gegen den Rand zu zunehmend grau gefärbt.

Der **Quarzit** entwickelt sich mit fließendem Übergang aus quarzitischem Glimmerschiefer. Das Gestein fällt im Gelände durch einen plattigen Bruch auf, es ist zumeist hellgrau gefärbt und zeigt so gut wie immer einen gewissen Gehalt an Glimmer.

Dunkelgrau bis schwarz gefärbter **Grafitquarzit** bildet immer wieder bis zu einige Dezimeter mächtige Lagen in grafitreichem Glimmerschiefer (z.B. Aufschluss RS-20-181-346).

Der **Amphibolit** zerfällt zumeist zu polygonalen Blöcken mit Bruchflächen, die etwas ebenflächiger als jene des Glimmerschiefers sind. Oft sind hellgraue Beläge, selten auch rotorange Flechten auf den ansonsten schwarzgrün gefärbten Bruchflächen vorhanden. Im Handstück kann man verschiedene Typen unterscheiden. Am häufigsten sind Gesteine, in denen schwarzgrün gefärbter Amphibol und weißer Plagioklas als einige Zehntelmillimeter bis 1 mm große, diskrete Körner erkennbar sind. Ein weiterer Typ besteht fast ausschließlich aus sehr feinnadeligem Amphibol, der deutlich nach einem Streckungslinear eingeregelt ist. Bei diesem zeigen die Schieferungsflächen einen seidigen Glanz und eine graugrüne Farbe. Oft ist auch eine feine Knickfaltung in großem Winkel auf die Ausrichtung der Amphibolkristalle zu erkennen.

Der **leukokrate Metarhyolithgneis** (Schuster, 2020) bricht scharfkantig zu Steinen und kleineren Blöcken nach der Schieferung und zumeist in großem Winkel darauf orientierten Klüften. Die Oberfläche ist weiß oder gelblich gefärbt (Aufschluss RS-20-181-322). Das Gestein ist feinkörnig, durchwegs mylonitisch deformiert, intern isoklinal verfaltet und von dünnen verfalteten Quarzmobilisatlagen durchzogen. Feldspat dominiert deutlich über Quarz und es sind makroskopisch keine dunklen Gemengteile zu erkennen.

Periadriatische Intrusiva

Die Periadriatischen Ganggesteine fallen im Gelände durch ihre ebenflächigen, polygonalen Bruchflächen und die homogene, zumeist graue Färbung auf. Ein feinkörniger, grau-grünlicher tonalitischer Gang ist etwa 150 m WNW des Gipfels des Naßfeldriegels (2.238 m) über einige Meter aufgeschlossen (Schuster, 2020). Die wahrscheinliche Fortsetzung befindet sich in einer Entfernung von etwa 150 m auf der südwestlichen Bergflanke direkt am markierten Weg (Aufschluss RS-20-181-308). Der wenige Meter mächtige Gang streicht damit NE–SW bzw. fällt steil gegen Nordwesten ein.

Lagerungsverhältnisse und Strukturprägung

Basierend auf der Verteilung der als basische Metavulkanite interpretierten Amphibolitlagen (Schuster, 2020) und der Quarzitlagen, die den sedimentären Lagenbau abbilden, zeigt der Strieden-Komplex im Arbeitsgebiet generell ein relativ steiles Einfallen gegen Süden. Die subparallel zum stofflichen Lagenbau angelegte prägende Schieferung fällt bedingt durch eine polyphase Verfaltung im Aufschlussbereich sehr variabel ein.

Die prägende Schieferung (Sx) entstand während der variszischen Metamorphose (Schuster & Schuster, 2003). Besonders im Amphibolit ist immer wieder ein Streckungslinear (Lx) zu erkennen, welches, bedingt durch das generell steile Einfallen gegen Süden, heute etwa NE–SW bzw. E–W orientiert ist. Mehr oder weniger parallel dazu ist eine Verfaltung (Fx + 1) vorhanden. Diese beinhaltet Falten mehrerer Ordnungen mit Amplituden von mehreren 10er Metern bis hin zu einer Krenulation. Dazugehörige Faltenachsenebenen (FAEx + 1) bzw. eine Achsenebenenschieferung (Sx + 1) fällt zumeist steil gegen NNW ein. Eine großräumige Faltung mit E–W bzw. WNW–ESE verlaufenden Faltenachsen (Fx + 2) ist für die Steilstellung der

Schieferung Sx verantwortlich. Da von diesen Strukturen auch die südlich angrenzenden permo-mesozoischen Sedimente des Drauzuges betroffen sind, muss diese eoalpidisch während der Kreide entstanden sein. Die Deformation Dx + 2 überprägt weitestgehend spröde und mit lokal unterschiedlicher Intensität die älteren Strukturen.

Der Verlauf der Leßnigbach-Scherzone ist östlich und westlich des Rottörls (2.305 m) anhand der Morphologie als auch am Deformationsgrad der Gesteine klar zu erkennen. Vom Törl verläuft ein Graben genau gegen Osten, von dem sich nach ca. 350 m ein Ast gegen ENE abspaltet. Weitere 350 m gegen ENE befindet sich ein von Rinnen durchzogener Felsriegel (2.150 m). Der Bereich dazwischen ist von Schutt bedeckt und es ist zu vermuten, dass die Scherzone hier an einer *flower structure* um etwa 100 m gegen Norden versetzt wird. Vom Felsriegel in 2.150 m Seehöhe bis zu den kataklastisch deformierten Aufschlüssen ca. 250 m über dem Talgrund des Gnoppnitzbachtales ist die Scherzone vollständig unter Moränen bzw. Schuttbedeckung. Vom Rottörl gegen Westen liegt die Scherzone zunächst 200 m lang unter Hangschutt und Blockgletscherablagerungen. Danach folgt ein mehr als 100 m langer Rücken aus Störungsgesteinen und in weiterer Folge ein über mehr als 1 km gegen Westen verfolgbarer Graben, in dem ein Bach fließt. Aus dem Verlauf ergibt sich, dass die Leßnigbach-Scherzone saiger steht oder mit etwa 80° gegen Norden einfällt. Die Störungsgesteine sind sehr gut im Graben direkt östlich des Rottörls (2.305 m) zu studieren. Sie zeigen eine interne Zonierung über eine Breite von bis zu 100 m. In den Randbereichen zeigen die Glimmerschiefer eine gegen das Zentrum zunehmende phyllonitische Schieferung, brechen kleinstückig und die Farbe verändert sich von graugrün zu rostig-rotbraun. Im etwa 10 m breiten, zentralen Bereich ist eine intensive kataklastische Überprägung sowie das Auftreten von zentimeterdicken Ultrakataklasiten und *clay gauges* zu beobachten (Aufschluss RS-20-181-314). Die beobachteten Schersinnkriterien lieferten für den untersuchten Bereich keine klare Kinematik, was wahrscheinlich auf eine polyphase Deformation zurückzuführen ist.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Die Morphologie des kartierten Gebietes ist durch verschiedene quartäre Formen und Ablagerungen geprägt. Diese zeigen eine deutliche Zonierung mit der Seehöhe.

Die Kammbereiche liegen in 2.000–2.350 m Seehöhe und deren Morphologie zeigt, dass sich die Eisschliffgrenze im Würm-Hochglazial (ca. 30–20 ka, Monegato et al., 2007; Ivy-Ochs et al., 2004) vermutlich in etwa 2.100 m Seehöhe befand. Dafür spricht, dass das Ochsentörl (2.076 m) vom Gletscher überformt ist, während der Kammbereich der Hohen Grenten, das Naßfeldtörl (2.172 m) und Rottörl (2.305 m) eine schroffe Morphologie zeigen und damit oberhalb der Eisoberfläche lagen.

Die Nordseite des Naßfeldriegels ist relativ steil und strukturiert und beinhaltet Karböden, die durch Rundbuckellandschaften mit kleinen Seen und Vernässungen charakterisiert sind. Im Gegensatz dazu sind an der Südseite des Naßfeldriegels und unter der Hohen Grenten nur niedrige Karwände mit flach geneigten Karböden vorhanden. Unter den Karwänden sind häufig kleinere Blockgletscherablagerungen vorhanden, wie zum Beispiel im Kar nördlich des Naßfeldriegels (2.238 m) und nördlich und südlich der Hohen Grenten. Diese sind durch grobblockige Sedimente mit Wallformen und zum Teil steilen Flanken (> 40°) charakterisiert. Die Blöcke sind ineinander verkeilt und es fehlt eine Matrix zwischen ihnen.

Die flachen Karböden um die Hohe Grenten und das Gebiet um die Emberger Alm sind großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. Diese bestehen aus Diamikt mit zumeist brauner bis rötlichbrauner, tonig-siltiger Matrix und eckigen bis angerundeten Granat-Glimmerschiefer- und Amphibolitkomponenten aus lokalem Material des Strieden-Komplexes. Der Diamikt ist nicht selten stark konsolidiert, manchmal ist er durch Verwitterung etwas aufgelockert. Bei der Kartierung fallen besonders die durch die Verwitterung entstandene Rotfärbung und der hohe Feinanteil der Matrix auf. Zudem gibt es auf den Grundmoränenablagerungen immer wieder Vernässungen mit oberflächlichem Abfluss. Innerhalb der Grundmoränenablagerungen treten häufig Festgesteinsbuckel auf, die darauf hindeuten, dass die Mächtigkeit wohl oft nur wenige Dezimeter oder Meter beträgt. Dies ist auch in der Rundbuckellandschaft im Kar nördlich des Naßfeldriegels (2.238 m) gut zu beobachten.

Am Hang unterhalb der Emberger Alm treten sehr häufig unkonsolidierte Diamikte auf. Die Matrix ist dabei zumeist sandig, beinhaltet aber sehr häufig auch einen hohen Siltanteil. Die Komponenten darin sind angular bis angerundet, wobei die eckigen Steine Lokalmaterial darstellen, welches nicht weit transportiert wurde. Diese Sedimente liegen oft nur geringmächtig dem Festgesteinsuntergrund auf, da dieser sehr häufig durchtritt. Es ist anzunehmen, dass die Mächtigkeit dieser Sedimente nie besonders groß war. Morphologisch sind diese Bereiche oft durch seichte, in Falllinie verlaufende, eng aneinander liegende Gräben charakterisiert. Diese Morphologie hilft bei der flächigen Abtrennung dieser Bereiche von Bereichen mit Grundmoränenbedeckung, die sich durch sehr gleichmäßiges Relief auszeichnen.

Aufgrund des hohen Anteils an Feinmaterial, der lockeren Lagerung und des Reichtums an angularem Material werden diese Sedimente als Flächenspülungssediment interpretiert. Es beinhaltet Grundmoränenablagerungen und von lokalen Bächen umgelagerten Hangschutt. Aufgrund der Lage am Hang und der Lithofazies ist es nicht plausibel, dass diese Sedimente in Stauseen am Eisrand geschüttet wurden, wodurch sie nicht als Eisrandablagerungen zu betrachten sind.

Die unteren Hangbereiche sind bis in eine Seehöhe von etwa 1.200 m großflächig von Eisrandablagerungen bedeckt, aus denen nur wenige Felsrücken herausragen. Diese ziehen auch leicht ansteigend in das Gnoppnitzbachtal hinein. Bei diesen handelt es sich um Sand-Kies-Gemische, die bei guter Erhaltung eine flach bis mittelsteile Schichtung aufweisen. Die Sedimente sind in den meisten Fällen matrixgestützt, korngestützte Lagen treten nur in seltenen Fällen auf. Die Matrix ist hellgrau, sandig und die einzelnen Komponenten sind oft sehr gut gerundet. Hin und wieder lässt sich auch eine inverse Gradierung erkennen. Es gibt einzelne Bereiche, die eine trogförmige Schichtung aufweisen. Diese sind durch eine Basis aus vergleichsweise großen Komponenten von den unterlagernden Sedimenten abgegrenzt. Die Komponenten set-

zen sich großteils aus Granat-Glimmerschiefern und Amphiboliten des Strieden-Komplexes zusammen. Zusätzlich finden sich quarzitische Gneise, Gerölle aus Quarzmobilisat und Tonalite, die von Periadriatischen Gängen stammen. Eindeutig ferntransportierte Gerölle, wie beispielsweise Orthogneise, finden sich extrem selten.

Die Sedimente wurden während der Eiszerfallsphase (Reitner, 2007) von Flüssen, die ihr Einzugsgebiet im Bergerbachtal und Gnoppnitzbachtal hatten, in Staukörper am Eisrand geschüttet. Die geschichteten Kies-Sand-Gemische stellen dabei Deltaablagerungen mit Rinnen dar, deren Mächtigkeit stellenweise an die 200 m (beim Talausgang des Bergbachtales) erreicht. Zumeist ist die Mächtigkeit aber deutlich geringer, wie Festgesteinsaufschlüsse in stärker eingetieften Gräben zeigen (z.B. Graben südlich Eisendle in 900 m Seehöhe). Generell zeigt der kartierte südliche Abhang der Kreuzeckgruppe eine treppenförmige Morphologie, wobei die flachen Bereiche von Eisrandablagerungen gebildet werden und die steileren Areale dazwischen oft aus Festgestein bestehen. Am Talausgang des Bergerbachtales befinden sich in den Eisrandablagerungen drei Trockentäler (auf ca. 1.000 m, 850 m und 780 m Seehöhe), die etwa in östliche Richtung entwässerten, während es im Bereich westlich des Gnoppnitzbachtales zwei Trockentäler (auf ca. 850 m und 700 m Seehöhe) gibt, die nach Süden abfallen.

Massenbewegungen

Aufgrund des hohen Reliefs sind in vielen Bereichen des Kartierungsgebietes Auswirkungen gravitativer Massenbewegungen anzutreffen. Im Folgenden werden daher nur die auffälligsten Bereiche näher beschrieben.

Südlich des Naßfeldriegels (2.238 m) befindet sich eine großflächige, komplexe Massenbewegung. Deren unregelmäßig geformte und von Zerrgräben begleitete Abrisskante lässt sich entlang des Kammes von der Emberger Alm in 1.940 m Seehöhe bis zum Naßfeldtörl (2.172 m) und weitere 800 m gegen Westen hin verfolgen. Darunter befindet sich ein tiefgreifend aufgelockerter Bereich. In der östlichen Hälfte, in welcher der Versatzbetrag geringer erscheint, lassen sich noch Großschollen aus Festgestein mit auflagernden glazigenen Sedimenten ausmachen. Hingegen ist im Westteil unter der an die 200 m hohen Abrissfläche eine einförmige Fließmasse vorhanden. Entwässert wird die Massenbewegung über das Bergerbachtal. Auffallend ist, dass an den Flanken dieses recht kurzen Tales sehr mächtige Eisrandsedimente vorhanden sind. Es wäre denkbar, dass die Massenbewegung bereits in der Eiszerfallsphase (Reitner, 2007) aktiv war und die Massenbewegung sehr viel Material lieferte, das vom Bach in den damaligen Eisrandstausee transportiert wurde.

Der Nordrand des flach gegen Osten abfallenden Kares südöstlich des Naßfeldriegels (2.238 m), als auch der die Emberger Alm im Norden begrenzende Rücken werden durch absätzige Bewegungen morphologisch akzentuiert. In beiden Fällen sind etwa E–W orientierte Abrisskanten mit Versätzen von wenigen Zehnermetern vorhanden.

Eine eher geringe Auflockerung zeigt auch der Hang am Übergang vom Drautal in das Gnoppnitzbachtal unterhalb der Emberger Alm. Hier gibt es zahlreiche NE–SW orientierte Gräben, die durch antithetische Bewegungen an steilstehenden Trennflächen erzeugt werden. Dazu kommen einzelne, kleinere Abrisse mit Versätzen, die maximal einige Zehnermeter aufweisen.

Literatur

Ertl, V. (1986a): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der östlichen und zentralen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Unveröffentlichter Aufnahmsbericht, 7 S., 2 Kt., Klagenfurt. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06332-RA/181/1985]

Ertl, V. (1986b): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der östlichen und zentralen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129**, 450–451, Wien.

Griesmeier, G.E.U. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 157–158, Wien.

Griesmeier, G. (2019): Geologische Aufnahmen im Gratal (Kreuzeck, Kärnten, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**/1–4, 131–143, Wien.

Hoke, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent plate Boundary Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**, 5–87, Wien.

Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P.W., Synal, H.-A. & Schlüchter, C. (2004): Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**/1, 47–55, Basel. http://dx.doi.org/10.1007/s00015-004-1110-0

Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G. & Wick, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – Quaternary Research, **68**/2, 284–302, Cambridge. http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.002

Reitner, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – Quaternary International, **164**, 64–84, Oxford.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetia, **97**/1, 93–117, Basel.

Schuster, R. (2020): Bericht 2018–2019 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-04-04 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 507–512, Wien.

Schuster, R. & Schuster, K. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**/3, 453–455, Wien.

Schuster, R., Scharbert, S., Abart, R. & Frank, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs, **44**, 111–141, Wien.

Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

Holger Gebhardt

Arbeitsgebiet

Im Jahr 2019 wurde mit der Kartierung des südwestlichen Viertelblattes von NM 33-12-13 Hollabrunn begonnen. Von diesem wiederum wurde die westliche Hälfte bereits von Roetzel (2015) veröffentlicht. Die in 2019 und 2020 kartierten Gebiete sind ausschließlich der Autochthonen Molasse zuzurechnen, weitere tektonische Einheiten kommen nicht vor. Im weitaus größten Teil des 2020 kartierten Gebiets treten an der Oberfläche Einheiten der „Jüngeren (quartären) Bedeckung“ auf. Vom Autor wurden zum Auffinden der häufig von Löss verdeckten Laa-Formation zahlreiche Handbohrungen bis 1 m Tiefe durchgeführt.

Das in 2020 geologisch kartierte Gebiet ist im Norden durch die Ortschaften Stranzendorf sowie Ober- und Unterhautzental begrenzt, im Osten durch Sierndorf und Oberolberndorf, im Süden durch Zissersdorf und den nördlichen Ortsrand von Hausleiten, sowie im Westen durch Seitzersdorf-Wolfpassing. Das Gebiet umfasst somit die südliche Hälfte der Osthälfte des südwestlichen Viertelblattes. Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in Krenmayr et al. (2012) und van Husen & Reitner (2011). Die Benennung der übrigen Einheiten erfolgt entsprechend der vorhandenen Literatur (Grill, 1962; Schnabel et al., 2002; Roetzel et al., 2009; Roetzel, 2015), bzw. auf der Basis eigener Beobachtungen.

Kartierte Einheiten

Autochthone Molasse

Laa-Formation (Karpatium)

Von den drei Faziesvarianten der Laa-Formation (konglomeratisch, sandig und tonig-mergelig, siehe ausführliche Beschreibung in Roetzel et al., 2009) wurde im Arbeitsgebiet nur die tonig-mergelige Variante gefunden. Dies mag daran liegen, dass diese Fazies allgemein am häufigsten vorkommt und der allergrößte Teil des Arbeitsgebietes von Löss bedeckt ist. Zudem wurde Laa-Formation nur östlich des Stranzendorfer Baches zwischen Hausleiten und Wolfpassing in Handbohrungen angetroffen. Die entnommenen Proben enthielten Mikrofossilien (hauptsächlich planktische und benthische Foraminiferen sowie Diatomeen), die ein karpatisches Alter anzeigen (oberes Untermiozän, Roetzel et al., 2009; Gebhardt, 2018). In einer kürzlich angelegten Brunnenbohrung nördlich von Seitzersdorf wurde tonig-mergelige Laa-Formation in 13 m Tiefe angetroffen. Die Karte von Grill (1957) zeigt eine Verbreitung der Laa-Formation, die nach Norden bis in das Ortsgebiet von Wolfpassing hineinreicht. Vom Autor wurden hier nur Jüngerer Deckenschotter und brauner Lehm angetroffen bzw. erbohrt. Vermutlich sind die instabilen und steilen Hänge in den letzten 70 Jahren oft abgerutscht und künstlich stabilisiert worden, sodass heute keine Vorkommen mehr an der Oberfläche zu finden sind.

Junge Bedeckung

Älterer Deckenschotter (Höhere Terassenschotter, Günz-Eiszeit)

Am östlichen Ortsausgang von Unterhautzental treten südlich der Hauptstraße Ältere Deckenschotter zutage (gute Aufschlüsse im Straßengraben und an der Ostseite des Sportplatzes). Die Kiese können noch mehrere 100 m am nördlichen Steilhang des Parschenbrunner Baches nach Osten hin verfolgt werden. Das Vorkommen hat an dieser Stelle eine Mächtigkeit von mindestens 2 m und befindet sich knapp unterhalb von 220 Höhenmetern. Die in der Karte von Grill (1957) eingezeichneten Vorkommen nördlich der Hauptstraße sind heute von Neubauten verdeckt. Die Schotter entsprechen den bisherigen Beschreibungen (z.B. Gebhardt, 2016; typische orangene Färbung).

Jüngere Deckenschotter („Jungpleistozän“)

Die Jüngeren Deckenschotter (um 200 Höhenmeter, eher weißliche Färbung, gute Sortierung, Seltenheit von sehr großen Geröllen) treten an der Oberfläche an folgenden Orten auf: In den alten Kiesgruben südlich Wolfpassing, in und um Zissersdorf, entlang des Stranzendorfer Baches zwischen Wolfpassing und Hausleiten und südlich von Oberolberndorf. Diese Vorkommen befinden sich sämtlich am südlichen Rand des Arbeitsgebietes, in der Nähe zum Wagram und weisen Mindestmächtigkeiten von 2 m auf (Schotter und zwischengelagerte Sande). Vermutlich ist hier die Löss-Überdeckung geringer (siehe nächster Abschnitt). Im Untergrund treten Jüngere Deckenschotter auch mehrere Kilometer weiter nördlich auf, wie die bereits erwähnte Brunnenbohrung nördlich von Seitzersdorf zeigt.

Löss, untergeordnet Lösslehm

Die typischen gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Lösskindln) und/oder Lössschnecken nehmen den weitaus größten Anteil des Arbeitsgebietes ein. In der Ebene nördlich der Schnellstraße Stockerau–Horn, bis zu den Hügeln ab Stranzendorf-Unterhautzental ist Löss das einzig vorkommende prä-holozäne Sediment. Die Mächtigkeiten reichen von wenigen Dezimetern, vornehmlich am südlichen Rand des Arbeitsgebietes, bis zu > 10 m im Norden. Aufschlüsse mit mächtigen Lössen sind beispielsweise entlang der Straße südlich von Stranzendorf zu finden, erwähnt sei hier auch die Brunnenbohrung nördlich von Seitzersdorf (> 10 m). Vermutlich aufgrund der ungünstigen Aufschlusssituation wurden im Berichtszeitraum keine mehrteiligen Lössprofile gefunden. Das Alter der Lösse wurde im Rahmen dieser Kartierung nicht ermittelt. Der mögliche Ablagerungszeitraum reicht jedoch vom obersten Pliozän (Stranzendorf; Rabeder (1981); van Hu-

SEN & REITNER, 2011) bis in das Spätpleistozän (FUCHS & GRILL, 1984). Die Lössbedeckung in der Ebene außerhalb von Oberolberndorf und Zissersdorf ist nicht von Vorkommen von Jüngerem Deckenschotter durchbrochen, wie dies weiter westlich gelegentlich der Fall ist (vgl. ROETZEL, 2015).

Solifluktions- und Flächenspülungssediment

Die braunen, oft kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälchen zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach, die jetzt durch landwirtschaftliche Aktivität überprägt sind. Der Übergang zu den höher gelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein, auch Lockergesteinen wie Deckenschotter oder Löss, ist durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine Ableitung des Lehms aus Löss ist für weite Gebiete anzunehmen.

Bach- oder Flussablagerung

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang größerer Gerinne (z.B. Parschenbrunner Bach, Stranzendorfer Bach), aber auch ihrer kleineren Zuflüsse kartiert. Die ebenen Flächen entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen sind heute von Böden bedeckt und werden landwirtschaftlich genutzt. Der Verlauf des Stranzendorfer Baches ist aus zwei Gründen besonders interessant. Zum einen verläuft er ab dem Austritt aus dem nördlichen Hügelland nicht mehr in seinem natürlichen Bett, sondern ist durch bauliche Maßnahmen verlegt und begradigt worden. Zum anderen führte er südlich von Stranzendorf ehemals eine weiträumige Schleife aus, die inzwischen abgeschnürt wurde. Dies ist wahrscheinlich auf weitgehend natürliche Art erfolgt, da der ursprüngliche Bachverlauf durch Schüttungen eines Schwemmfächers abgeschnitten wurde.

Schwemmfächer

Deutlich kegelförmige morphologische Erhebungen in Verbindung mit Einmündungen von Bächen oder Taleinkerbungen wurden südlich von Stranzendorf kartiert (siehe oben).

Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Bebauung)

Künstliche Anschüttungen wurden beim Bau der Schnellstraße S3 (Stockerau–Hollabrunn) an zahlreichen Stellen vorgenommen. Daneben gibt es zahlreiche kleinere Anschüttungen innerhalb oder am Rand von Siedlungen (z.B. Zissersdorf, Unterhautzental), die aber nicht in allen Fällen in die Karte eingetragen wurden.

Paläogeografische Interpretation

Der Bereich zwischen der knapp außerhalb des Arbeitsgebietes liegenden Geländestufe des Wagram im Süden und den ersten Erhebungen des sich nördlich anschließenden Hügellandes (Neuberg, Eisenberg) ist nahezu durchgehend eben ausgebildet und fast vollständig von Löss bedeckt. Im Untergrund sind Jüngere Deckenschotter und darunter Laa-Formation anstehend. Diese Ebene stellt eine mittelpleistozäne Flussterrasse der Donau dar, die in weiterer Folge von Löss bedeckt wurde. Es ist nicht bekannt, ob die nördliche Begrenzung dieser Ebene gegen das Hügelland auch von einer tektonischen Störung begleitet wird.

Literatur

FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

GEBHARDT, H. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 351–353, Wien.

GEBHARDT, H. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 190–196, Wien.

GRILL, R. (1957): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KRENMAYR, H.-G., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 57–66, Wien.

RABEDER, G. (1981): Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozän von Niederösterreich. – Beiträge zur Paläontologie von Österreich, **8**, 1–373, Wien.

ROETZEL, R. (2015): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 39 Tulln. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOÇIU, A., PRISTACZ, H., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. & WESSELY, G. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

VAN HUSEN, D. & REITNER, J.M. (2011): An outline of the Quaternary stratigraphy of Austria. – E&G Quaternary Science Journal, **60**, 366–387, Göttingen. http://dx.doi.org/10.3285/eg.60.2-3.09

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2020

Band/Volume: 160

Autor(en)/Author(s): diverse

Artikel/Article: Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2017–2020 451-521