

HORNUNG, T. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen am Karwendel-Hauptkamm (Pleisenspitze bis Birkkarspitze) und in den südexponierten Karen des Hinterautals auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 230–239, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)

KERSCHNER, H. (1993): Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. – In: PETERMÜLLER-STROBL, M. & STÖTTER, J. (Hrsg.): Der Geograph im Hochgebirge. Beiträge zu Theorie und Praxis geographischer Forschung (Festschrift für Helmut Heuberger). – Innsbrucker Geographische Studien, **20**, 47–55, Innsbruck.

KILIAN, S. (2013): Bericht 2012 über geologische und strukturelle Aufnahmen im Karwendelgebirge auf Blatt 2223 Innsbruck und auf 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. <https://dx.doi.org/10.17738/ajes.2019.0005>

KILIAN, S., ORTNER, H. & SCHNEIDER-MUNTAU, B. (2021): Buckle folding in the Northern Calcareous Alps – field observations and numeric experiments. – *Journal of Structural Geology*, **150**, 104416. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104416>

KRAINER, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg–Rubland) und des Karwendel (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, 254–255, Wien.

MOSER, M. (2009): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 118 Innsbruck. – *Geologische Bundesanstalt*, Wien.

MUTSCHLECHNER, G. (1948): Spuren des Innigletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – *Zeitschrift des Ferdinandeums*, **1948**, 155–206, Innsbruck.

MUTSCHLECHNER, G. (1951): Geologie der Hochniß-Gruppe. – *Schlern-Schriften*, **85**, 16–35, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).

ORTNER, H. (2019): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf den Blättern UTM NL 32-03-17 Hinterriß und UTM NL 32-03-23 Innsbruck. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **159**, 392–396, Wien.

ORTNER, H. & KILIAN, S. (2021): Thrust tectonics in the Wetterstein and Mieming mountains, and a new tectonic subdivision of the Northern Calcareous Alps of Western Austria and Southern Germany. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **111** (2022), 543–571. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02128-3>

ROTHPLETZ, A. (1888): Geologische Karte des Karwendelgebirges 1:50.000. – *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*, **1888**, 401–470, München.

SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1965**, 119–162, Wien.

SARNTHEIN, M. (1966): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck: 1. Fortsetzung. – *Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck*, **54**, 33–59, Innsbruck.

SCHMIDEGG, O. (1951): Die Stellung der Haller Salzberglagerstätte im Bau des Karwendelgebirges. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **94**, 159–205, Wien.

SCHUH, M. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Hinterautal und Gleirschtal (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 298–300, Wien.

SCHUH, M. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gleirschtal (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 301–304, Wien.

SCHULZ, O. (1981): Die Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch-Vomperloch (Karwendelgebirge, Tirol). – *Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum*, **61**, 55–104, Innsbruck.

WÖHRMANN, S. v. (1889): Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und Bayerischen Alpen. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **39**, 181–258, Wien.

WÖHRMANN, S. v. (1893): Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **43**, 617–768, Wien.

## **Bericht 2021 über geologische Aufnahmen am Karwendel-Hauptkamm (Pleisenspitze bis Birkkarspitze) und in den südexponierten Karen des Hinterautals auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck**

THOMAS HORNUNG  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

### **Vorwort**

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Ödkarspitze“ auf dem UTM-Kartenblatt 32-03-23 Innsbruck (NW, NE) erfolgte von Juni bis November 2021. Ursprünglich bestand das Untersuchungsgebiet aus einem Areal mit einer Gesamtfläche von ca. 25 km<sup>2</sup>. Um den Anschluss an das letztjährige Kartiergebiet einzubinden, wurde es um das Birkkar auf ca. 29 km<sup>2</sup> erweitert. Zudem wurden der Nordteil des Kartiergebietes von GRUBER (2016) integriert sowie die Geologie des östlichen Birkkars, des Rauhkars sowie des Mosenkars aus digitalen Geländedaten (hochauflösende Orthofotos und Laserscandaten des Landes Tirol) kompiliert. Die diesjährigen Gebietsgrenzen entsprechen im Süden dem Lauf der Isar im Hinterautal von einem Punkt knapp westlich der Einmündung des Laimgrabens im Westen bis zur Einmündung des Birkkarbaches im Osten. Die östliche Grenze verläuft entlang des Birkkarbaches über „Die Ständ“ auf die Birkkarspitze – die Nordgrenze entspricht dem Kammverlauf von der Birkkarspitze über die Ödkarspitzen, die Marxenkar- und Große und Kleine Seekarspitze bis zur Pleisenspitze. Die Westgrenze verläuft von der Pleisenspitze über den vorderen Pleisengrat zur Pleisenhütte und den Kienleitensattel bis zur Hinterautalstraße.

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

- GEOFAST Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 118 Innsbruck (PAVLIK, 2008).
- Kartierbericht Birkkarklamm, Reps und Hinterer Schwarzenwald (GRUBER, 2016).
- Karstgeologische Karte im westlichen Karwendel (PIETERSTEINER, 2012).

### Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das etwa 29 km<sup>2</sup> große Kartiergebiet umfasst einen Teilbereich des Karwendel-Hauptkamms (Vomper Kette) zwischen Pleisenspitze und Birkkarspitze und damit gleichzeitig die höchsten Gipfel des Karwendels. Die höchste Erhebung des Gebietes ist die Birkkarspitze (2.749 m). Weitere markante Erhebungen des Untersuchungsraumes sind die Ödkarspitzen (2.745 m, 2.738 m sowie 2.712 m), die Große Seekarspitze (2.677 m), die Breitgrieskarspitze (2.590 m), die Große Riedlkarspitze (2.585 m) sowie die Pleisenspitze (2.569 m). Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die nach Westen fließende Isar am Neulegerklamm im Westen des Untersuchungsgebietes bei ca. 1.035 m (alle Angaben in Meter über Adria).

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Isar, deren hauptsächliches Quellgebiet am „Isar-Ursprung“ zwischen der Mündung des Öd- und Birkkares auf etwa 1.160 m liegt. Die wichtigsten Zuflüsse des Gebietes kommen aus den großen, südexponierten Karen von Hinterkarsbach, Breitgrieskarsbach, Ödkarsbach und Birkkarsbach. Der weiter westlich gelegene Laimgraben führt nur periodisch Wasser.

Das Klima des Areals wird entscheidend durch die Topografie der E–W streichenden Karwendel-Hauptketten bestimmt (im Untersuchungsgebiet Vomper Kette) und kann als hochalpin feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand bzw. den NW- und SW-Strömungen gelangen die Niederschläge in die Täler und sorgen für oftmals intensiven Niederschlag. So fällt auch im Winter für die Höhenlage entsprechend viel Schnee.

Der Untersuchungsraum ist Teil der Inntal-Decke sensu TOLLMANN (1970) und HEISSEL (1978) bzw. Inntal-Lechtal-Decke sensu MANDL et al. (2017) bzw. seit neuestem Karwendel-Decke sensu KILIAN & ORTNER (2019) und KILIAN et al. (2021) und gehört damit zum Tirolikum der Nördlichen Kalkalpen. Tektonisch gesehen, handelt es sich hier um einen Teilausschnitt aus einer großen Antiklinalstruktur (Birkkar-Antiklinale), die entlang der Vomper Kette von West nach Ost streicht und an die im Süden die Hinterautal-Synklinale anschließt. Nähere Ausführungen dazu werden eingehend im Kapitel „Tektonischer Bau“ erläutert.

## Schichtenfolge

### Trias

#### Wettersteinkalk, Lagunen- oder „Rückrifffazies“; Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk ist die nicht nur die älteste, sondern auch die bei weitem dominanteste Lithologie des Untersuchungsgebietes. Sie baut ausschließlich die Vomper Kette von der Flankenbasis bis zum Kammverlauf auf und ist der einzige Gipfelbildner. Im Gegensatz zum östlichen Abschnitt dieses prominentesten Karwendelkamms sind im Untersuchungsgebiet ausnahmslos lagunärer, in der Regel gut bis sehr gut gebankter Wettersteinkalk auskartiert. Massiger bis allenfalls schlecht bzw. undeutlich gebankter Wettersteinkalk in Riffhangfazies als Pendant tritt ausschließlich im Breitgrieskar in Form vergleichsweise kleiner Patchreefs bzw. Fleckenriffe auf. Auf den mitunter stärker verkarsteten Hochgebieten der südexponierten Kare von Mitterkar im Westen bis Birkkar im Westen ist die Bankung oft undeutlich ausgebildet und kann nur aus der „Totalen“, beispielsweise vom gegenüberliegenden Bergkamm, gut nachvollzogen werden. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Wettersteinkalke im Untersuchungsgebiet kann mit der Position im Südschenkel der genannten großen Birkkar-Antiklinale mit etwa 800–1.000 m angegeben werden.

#### Wettersteinkalk, Lagunenfazies; Fassanium (Unteres Ladinium) bis Julium (Unteres Karnium)

Beim Typgestein des Wettersteinkalks in lagunärer Fazies („Rückrifffazies“) handelt es sich um eine zyklische Abfolge von hellen, feinkörnigen bis dichten Mudstones mit kantigem bis muscheligen Bruch. Die Gesteinsfarbe im frischen Anschlag variiert von beige-grau bis hellcremebraun, teilweise treten aber auch hell- bis weißlichgraue, seltener rosa- und fleischfarbene Farbtypen auf. 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 Stromatolithen), d) gelblichweiße bis hellgraue, oftmals schichtungslose Floatstones mit mm- bis dm-großen Intraklasten: diese sind aufgearbeitete Komponenten des bereits verfestigten Riffes (Tubiphytes, Kalkschwämme, Rotalgen, Korallen, teilweise Crinoiden). Die Hohlräume von ausgesprochenen Algenlaminiten (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 – ab und zu sind zerfallene Muscheln, kleine Gastropoden sowie aufgearbeitete, z.T. abgerollte Kalkalgenreste zu erkennen. Ferner zu nennen wären noch e) Dolomikrite bis Dolosparite, die bankweise, aber auch mit irregulär geformten, sekundären Dolomitisationshöfen entlang von Drucklösungsbahnen (Stylolithen) auftreten können. Etwas seltener treten Karbonat führende, rauwackoide Wettersteinkalke sowie so genannte „Messerstichkalke“ (f)

auf, 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. Als Besonderheit wären lagunäre Schuttkalke mit zahlreichen, oft nur mm-großen „black pebbles“ zu nennen, die am Gipfelgrat der Pleisenspitze erschlossen sind. Hierbei handelt es sich vermutlich um organogenreiche Krusten, die durch Sturmereignisse aufgearbeitet und resedimentiert wurden.

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

Typische Faziesmerkmale des Wettersteinkalkes sind zyklisch auftretende Loferite mit einem durch zyklische Meeresspiegelschwankungen bedingten Wechsel vom Subtidal bis in das Supratidal und zurück (sensu ENOS & SAMANKASSOU, 1998). Diese Zyklen sind beinahe überall nachzuvollziehen, wenngleich viele Einzelzyklen nicht vollständig ausgebildet sind. Typische Loferit-Mikrogefüge sind:

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularer feiner Karbonatschlamm [(Pel)Mikrite],
- 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).

Die wichtigsten 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 Gesteins Härte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sediment-Merkmale auftreten (Beschreibung siehe „Hauptdolomit“).

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalks zur Reifling-Formation ist im Kartiergebiet an keiner Stelle direkt erschlossen. GRUBER (2016) beschreibt aus dem westlich angrenzenden Rauhkarl unterhalb der Kaltwasserspitze (2.733 m) typisch dünnbankige Kalke der Reifling-Formation mit teilweise welligen, unregelmäßigen Schichtflächen. Auch die Hangendgrenze des Wettersteinkalks zu den überlagernden siliziklastischen Sequenzen der Nordalpinen Raibler Schichten ist mit der markanten Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit) nirgends zugänglich erschlossen.

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 La-

dinium/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).

### **Wettersteinkalk, Rückrifffazies; Fassanium (Unteres Ladinium) bis Julium (Unteres Karnium)**

Ausschließlich auf der zum Breitgrieskar ostexponierten Seite des Blassengrates (zwischen Hinterkar und Breitgrieskar) treten undeutlich dickbankige bis massige Partien von Wettersteinkalken auf. Möglicherweise handelt es sich um Patchreefs („Fleckenriffe“) in Riffhangfazies, die lateral mit der gebankten Lagunefazies verzahnen. Möglicherweise wird diese massige Fazies auch nur durch Versinterung der gebankten Fazies vorgetäuscht.

Besagte Vorkommen werden ca. 30 bis maximal 50 m mächtig und erreichen eine laterale Ausdehnung von etwa 150 m. Aufgrund der Unzugänglichkeit dieser massigen Ausbildung des Wettersteinkalks direkt in lotrechten Wänden können keine weiteren Aussagen über die genaue Bio- und Lithofazies getroffen werden.

### **Nordalpine Raibler Schichten, Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine, Kalke und Dolomitkalke; Julium (Unteres Karnium)**

Stratigrafisch unmittelbar über den Wettersteinkalken anstehend und durch staffelartig angeordnete, dextrale Seitenverschiebungen ausschließlich im Westabschnitt des Kartiergebietes erschlossen, stehen die lithologisch variablen Gesteine der terrigen-siliziklastisch geprägten Nordalpinen Raibler Schichten im Talbereich der Hinterautal-Synklinale an. Die vollständigsten Schichtenfolgen sind im Laimgraben unterhalb des Kienleitensattels aufgeschlossen, werden allerdings gegen Osten durch angesprochene dextrale Störungsstaffeln stetig süd- bzw. südostwärts versetzt und verschwinden östlich des Breitgrieskarbaches im Talgrund der Isar bzw. setzen sich südlich davon, in den Nordhängen der Gleirschkette, fort. Die besten Aufschlussbedingungen bestehen derzeit im Unterlauf des Hinterkarbaches – allerdings sind die vorwiegend tonigen Sequenzen hier nur erschwert zugänglich. Die Mächtigkeit der im Laimgraben anstehenden Schichtenfolgen ist aufgrund der unzusammenhängenden Aufschlussbedingungen nur schwer abzulesen, dürfte aber jenen knapp 300 m Mächtigkeit entsprechen, die KRAINER (1985) aus dem Bereich des Hallerangers angegeben hat. Im Laimgraben ist die Schichtfolge größtenteils mit dolomitischen und rauwackoiden Partien und zwischengeschalteten, mächtigeren kalkigen Partien überliefert – eine genaue Abfolge in vier bzw. fünf Tonmergel- und Kalkhorizonte wie unter KRAINER (1985) bzw. HORNUNG (2020) angegeben, lässt sich im vorderen Hinterautal nicht feststellen.

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

Nordalpinen Raibler Schichten direkt auf vererztem und teilweise mikroverkarstem Wettersteinkalk ist im Kartiergebiet nirgends direkt aufgeschlossen. Im Folgenden soll die heterogene Schichtenfolge der Nordalpinen Raibler Schichten der Hinterautal-Synklinale im Hinblick auf die vorhandenen unterschiedlichen Lithologien ungeachtet ihrer stratigrafischen Position innerhalb der Nordalpinen Raibler Schichtfolge detaillierter beschrieben werden:

**Raibler Schiefertone:** Über dem Top der Wettersteinkalke folgt eine etwa 20–30 m mächtige Abfolge von dunkelgrauen, Hellglimmer führenden Schiefertönen 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 Schiefertone-Serie sind zwei mächtige Sphaerocodienbänke (nach den Algen-Onkoiden „*Sphaerocodium bornemannii*“ ROTZPLETZ benannt) ein, die jedoch nirgends im Anstehenden, sondern lediglich als Lesefunde in den Karbächen des Laimgrabens und Hinterkarbaches gefunden wurden.

**Raibler Kalke:** Die Raibler Kalke sind auf den ersten Blick im Gelände nicht immer leicht von den stratigrafisch liegenden Wettersteinkalken zu unterscheiden. Sie verwittern ebenfalls hellgrau bis sattgrau, zeigen allerdings im Anschlag eine leicht bräunliche bis lokal kaffeebraune Gesteinsfärbung. Zudem ist ihre Reaktion mit verdünnter Salzsäure schwächer als beim Wettersteinkalk – ein Zeichen eines verringerten Karbonatgehaltes während der „Karnischen Krise“ (HORNUNG, 2007). Stellenweise können zum stratigrafisch Hangenden geringmächtige poröse, zellig-luckige Rauwacken und rauwackoide Kalke zwischengeschaltet sein. Die Raibler 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.

**Raibler Dolomite und Rauwacken:** Gegen das stratigrafisch Hangende bzw. zum überlagernden Hauptdolomit werden im untersuchten Bereich zwischen Laimgraben und Breitgrieskarbach die dolomitischen und rauwackoiden Partien generell mächtiger. Bei den Dolomit-Sequenzen handelt es sich um fein- bis feinstbankige, stellenweise laminierte, cremeockerfarbene, mürbe Gesteine, deren Bankungsflächen nicht gut trennen und die vom Gesteinshabitus sehr an die im Osten der Nördlichen Kalkalpen erschlossene Opponitz-Formation erinnern. Der Kalkgehalt ist relativ gering. Die Rauwacken zeigen ein luckig-poröses Gefüge mit größeren Poren und ebenfalls einen geringen Kalkgehalt bzw. eine nur schwache Reaktion mit verdünnter Salzsäure.

Das beschriebene zyklische System der Nordalpinen Raibler Schichten lässt sich im Nordschenkel der Hinterautal-Synklinale im Gegensatz zu deren Südschenkel (siehe HORNUNG, 2020) nicht beobachten. 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. Mergelig-sandige Abschnitte wurden während Transgressionen, Kalksteine während Regressionen abgelagert (BRAND-

NER & POLESCHINSKI, 1986; RÜFFER & BECHSTÄDT, 1998). Der erste Schiefertone-Horizont über der Wettersteinkalk-Abfolge kann demnach als initiale, terrigene Schüttung direkt nach dem überregional bedeutsamen Riffsterben der „Reingrabener Wende“ interpretiert werden (SCHLAGER & SCHÖLLNER, 1974).

Das Alter der Nordalpinen Raibler Schichten kann aufgrund sehr seltener biostratigrafischer Marker innerhalb der bayerischen und tirolischen Decken nicht eindeutig angegeben werden. Entgegen früherer Annahmen, welche die „Raibler Schichten“ mit der Stufe „Karnium“ gleichsetzten, konnte HORNUNG (2007) für neritische tethyale Schichtfolgen in einem multistratigrafischen Ansatz und einem sequenzstratigrafischen Modell für diese Einheit 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 die im Kartiergebiet jüngste triasische Schichtenfolge und kennzeichnet den tektonisch stark deformierten und verfalteten Kern der Hinterautal-Synklinale. Östlich des Hinterkarbaches liegen die Hauptdolomit-Vorkommen südlich der Isar, werden aber durch zahlreiche gestaffelte, SE–NW verlaufende dextrale Lateralverschiebungen westwärts schrittweise nach Norden verschoben. Zwischen Hinterkarbach und dem westlich liegenden Laimgraben wird der Hauptdolomit noch von spätwürmzeitlichen Eisrandsedimenten überlagert – erst westlich des Laimgrabens an der Südflanke des Kienleitenkopfes (1.605 m) sind steil nach Süden einfallende Hauptdolomit-Sequenzen oberflächlich aufgeschlossen.

Sowohl die Monotonie der Schichtenfolge, das Fehlen von charakteristischen Leitbänken, aber auch die innige duktile Verfaltung mit zahlreichen Sekundär- und Parasitärfaulen machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit des Hauptdolomits schwierig – innerhalb des Kerns der Karwendel-Synklinale dürften die größten Werte bei ca. 150–200 m liegen.

Der Hauptdolomit liegt im Kartiergebiet typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt in der Regel in gut gebankter Form mit ebenen Bankungsflächen auf, kann aber bereichsweise sehr stark und z.T. isoklinal bis parasitär verfault bzw. stark tektonisiert sein. Nur sehr lokal können undeutlich geschichtete bis massig und stark sandig anwitternde Partien auftreten, die allerdings eher stark tektonisiert denn primär so abgelagert wurden.

Die Schichtflächen sind meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt dieses Gestein in typisch rhombisch-stängelige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr 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- bzw. Loforit-Merkmale des Hauptdolomits, die im Hauptdolomit aufgrund der sekundären Dolomitisation oft nur in verwaschener Form auftreten, wurden bereits unter „Wettersteinkalk, Lagunenfazies“ aufgezählt.

Der Hauptdolomit kennzeichnet einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal, ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegelschwankungen, 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 Raibler Schichten – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG, 2007). Das 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)rißzeitliches Alter haben a) zwei Vorkommen einer zementierten Talusbrekzie im unteren Bereich des Birkkars bzw. im mittleren Abschnitt des Großen Ödkars. Die weitaus großflächigsten Vorkommen an quartären Lockersedimenten stellen hoch- bis spätwürmzeitliche Moränenablagerungen in Form von überstreuter blockiger Obermoräne, zerriebener Grundmoräne bzw. End- und Seitenmoränen diverser spätglazialer Gletscherhalte bzw. Gletschervorstöße.

### Eisrandsediment, ?rißzeitlich

Riß-(?Spät)Glazial

Im mittleren Abschnitt des Großen Ödkars noch vor der markanten Karschwelle liegt – geschützt im Lee eines von Süden ins Kar einmündenden Seiteneinschnitts auf ca. 1.700 m – ein isolierter Gehängebrekzien-Rest. Ein weiteres kleinräumiges Vorkommen besteht auf ca. 1.600 m im unteren Birkkar. Bei beiden Vorkommen handelt es sich um eine feine bis mittelgrobe, zumeist matrixgestützte Brekzie aus Wettersteinkalk-Komponenten. Diese schwimmen in einer graugelben sandigen Matrix. Die nur metergroßen Aufschlüsse sind größtenteils von holozänen Schuttmassen bedeckt, so dass keine übergeordnete Sedimentstruktur wie z.B. eine undeutliche Schichtung zu erkennen ist.

Das genaue Alter kann ohne adäquate Datierungen nur vermutet werden: die Verfestigung kann durchaus warmzeitlich, etwa durch einsickerndes Niederschlagswasser oder perennierendes Bergwasser bedingt sein. Die Ablagerung als solche könnte jedoch auch kaltzeitlich erfolgt

sein. Ob dieses Gestein präwürmzeitlich gebildet wurde – z.B. im Spättriß abgelagert und im Eem zur Brekzie verfestigt wurde, bleibt spekulativ.

### Lokalmoräne; würmzeitlich; blockreiche Moränenablagerungen

(Hoch)Würm

Generelles zur glazialen Dynamik im Karwendel im Würm-Hochglazial („LGM“) und im Würm-Spätglazial: Die Bedingungen für die Ausbildung von Lokalgletschern – ausreichende Höhenlage über der würmzeitlichen Schneegrenze sowie entsprechend große Kare als Sammelbecken für Firn – waren im Karwendel und speziell im Untersuchungsraum vielfach gegeben. Die NNE–SSW verlaufenden, in das Hinterautal mündenden großen Hochkare – von Westen nach Osten sind dies Vorderkar, Mitterkar, Hinterkar, Breitgrieskar, Kleines und Großes Ödkar sowie Birkkar – trugen alle unterschiedlich große Lokalgletscher, die nach Süden bis Südwesten in das Hinterautal abfließen und sich dort mit dem nach Westen abfließenden Hinterautal-Gletscher vereinigten. 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 Eisüberritten 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: Weitere Details hierzu sind in HORNUNG (2020) beschrieben.

Bei allen kartierten glazigenen, würmzeitlichen Moränensedimenten des Hinterautales und seiner nord- und südseitigen Kare handelt es sich um Ablagerungen der Würm-hochglazialen und Würm-spätglazialen Lokalgletscher. 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 Kristallin-Geschieben 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. In den Karen an der Nordseite des Hinterautals (Vorder-, Mitter-, Hinter-, Breitgries-, Öd- und Birkkar) finden sich ausschließlich monomikte Moränenablagerungen 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 Egesen-Stadium)

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-hochglaziale 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, z.T. mit komplexen Abfolgen, ist deshalb eine Unterscheidung der glazialen von lithologisch ähnlich aufgebauten holozänen Lockersedimenten wie fluvialen und gravitativen Ablagerungen, z.B. von Murströmen, schwer durchführbar.

#### **A) Hinterautal**

Reste des großen hochwürmzeitlichen Hinterautal-Gletschers haben sich vor allem im westlichen Abschnitt des Kartiergebietes unter einer spätglazialen Eisrandterrasse erhalten. Die Moränenablagerungen ziehen sich hier den Laimgraben bergauf bis zum Kienleitensattel auf ca. 1.500 m und dokumentieren vermutlich einen hochglazialen Gletscherstand. Gegen Osten werden die Vorkommen hochwürmzeitlicher Moränenablagerungen (hauptsächlich Grundmoränenablagerungen) deutlich weniger, letzte Reste kommen am Ausgang des Öd- und Birkkars vor. Die Ausdünnung hängt mit der verstärkten Erosionskraft bzw. Talmorphologie und mächtigerer Auflage durch holozäne Hangablagerungen zusammen.

Den meisten Karen ist der Umstand gemein, dass die Lokalgletscher generell auf der Westseite liegen und die ostseitigen Seitenmoränen wesentlich deutlicher ausgebildet und länger sind als westlicher gelegene Wallstrukturen. Diese Beobachtung geht auf die Sonnen-Exposition der N-S angelegten Hochkare zurück und den Umstand, dass der Schnee eher in den sonnenabgewandten, beschatteten Westseiten halten konnte denn auf den östlichen Karseiten, die länger der Sonne ausgesetzt waren. Zudem wurde im Falle eines Nordwest-Zustromes der niederschlagsreichen Tiefdruckgebiete im Luv der Seitenkämme gegen Südosten mehr Triebsschnee abgelagert als auf der östlichen bzw. südöstlichen Karseite. In weiterer Folge soll in knapper Form auf den glazialen Formenschatz der jeweiligen Hochtäler bzw. Kare eingegangen werden.

#### **B) Vorderkar**

Das Vorderkar unter der Pleisenspitze (2.569 m) trug einen verhältnismäßig kleinen Lokalgletscher, dessen Moränenablagerungen heute mit zwei ausgeprägten Endmoränen-Ständen zu sehen sind. Der untere Gletscherhalt bzw. Vorschub liegt auf ca. 1.950 m, der obere Endmoränenbogen auf ca. 2.060 m. Wie oben beschrieben, ist die westliche Seitenmoräne des oberen Gletscherhaltes verkümmert bzw. im Fall des unteren Gletscherhaltes gar nicht

ausgebildet. Auf der Ostseite unter dem Hinteren Pleisengrat befand sich in diesem spätglazialen Stadium keine Gletscherbedeckung mehr.

#### **C) Mitterkar**

Das deutlich größere Mitterkar zwischen Pleisenspitze auf der Westseite und Larchetkarspitze auf der Ostseite trug während des Würm-Spätglazials einen deutlich größeren Lokalgletscher – verglichen mit dem westlich benachbarten Vorderkar. Die tiefsten Endmoränen-Loben reichen bis ca. 1.680 m hinab und erreichen die gegen Süden zum Breitgrieskar abbrechende Karschwelle. Der obere Gletscherhalt liegt bei ca. 2.120 m, zeigt jedoch keine wie im Vorderkar beschriebene Asymmetrie der Wallstrukturen. Auch der tiefer gelegene Endmoränenwall lässt auf keine verstärkte Eis-Akkumulation im Osten des Kares schließen. Dies mag dem Umstand geschuldet sein, dass das Hinterkar vor allem in seinem unteren, gegen das Breitgrieskar gerichteten Abschnitt deutlich offener ist und die Sonnenexposition nicht den Stellenwert gehabt haben mag wie im Vorderkar.

#### **D) Hinterkar**

Das in seinem oberen Bereich durch einen von der Großen Riedlkarspitze weit nach Süden vorspringenden Bergkamm zweigeteilte Hinterkar zeigt nur in der westlichen Hälfte nennenswerte Moränenablagerungen, wenngleich auch der östliche Abschnitt zwischen Riedlkarspitze und der namensgebenden Breitgrieskarspitze vergletschert gewesen sein dürfte. Während hier nur entsprechende Gletscherschliffe bzw. kleine Rundhöcker bzw. nicht weiter auskartierbare, blockige Obermoränen-Streu Anzeichen einer glazialen Überprägung sind, zeigt der Bereich unter dem westlichen Kar-Abschnitt eine unspezifische, vermutlich relativ geringmächtige, meistens kiesig-steinige Moränen-Überdeckung ohne ausgeprägte Wallstrukturen. Ein Grund für die ungleiche Verteilung von Moränenablagerungen dürfte wieder die Exposition gespielt haben, die vor allem im östlichen Hinterkar die Eismächtigkeit relativ geringgehalten haben mag, so dass sich hier kaum Grundmoränen-Ablagerungen akkumulieren konnten. Etwaig vorhandene, vermutlich primär nur schwach ausgebildete Wallstrukturen im westlichen Hinterkar wurden erosiv überprägt und entsprechend verwaschen.

#### **E) Breitgrieskar**

Vermutlich aufgrund seiner Steilheit im unteren Bereich sind im Breitgrieskar erst ab 2.100 m Seehöhe Moränenablagerungen erhalten geblieben. Diese zeigen jedoch die am besten erhaltenen Wallstrukturen des gesamten Kartiergebietes, wobei zwei deutliche Gletscherhalte voneinander zu unterscheiden sind. Vom unteren Endmoränen-Lobus auf ca. 2.100 m mit girlandenförmig angeordneten Wallstrukturen zieht ein langgestreckter Seitenmoränenwall auf der westlichen Talseite empor zum oberen Endmoränenwall auf ca. 2.280 m.

#### **F) Kleines und Großes Ödkar**

Das nur sehr schwer zugängliche Kleine Ödkar zwischen Großer Seekarspitze (2.677 m) im Westen und dem P. 2.612 m im Osten trug während des würmzeitlichen (Spät-)Glazials mit Sicherheit einen kleinen Lokalgletscher, der sich über einer ausgeprägten Karschwelle zwischen

ca. 1.900 bis 1.700 m mit dem aus dem Großen Ödkar kommenden Lokalgletscher vereinigte. Die entsprechenden Ablagerungen sind jedoch von holozänem Schutt zur Gänze verdeckt.

Das Große Ödkar als eines der größten Karwendelkarre überhaupt ist durch einen nach Süden vorgreifenden Kamm der Marxenkarspitze in einen kleineren westlichen Abschnitt und einen deutlich größeren östlichen Abschnitt untergliedert. Den Moränenablagerungen des westlichen Abschnittes überdecken zum größten Teil holozäne Schuttfelder – nur ein kleiner Teil im zentralen Bereich liegt offen. Vom Südgrat der Marxenkarspitze zum Südgrat der Großen Seekar Spitze (P. 2.446 m) ziehen zwei undeutliche Wallstrukturen, die einen spätglazialen Gletscherhalt eines kleineren Kargletschers dokumentieren.

Obgleich der östliche Teilabschnitt des Großen Ödkars im Würm-Spätglazial mit Sicherheit einen großen Gletscher trug, der vom Kamm der Ödkarspitzen bis in das Hinterautal reichte, sind nur vergleichsweise geringe Flächen von entsprechendem Moränenablagerungen überdeckt. Seitenmoränen- bzw. rudimentäre Endmoränenkämme finden sich vor allem unmittelbar östlich und unterhalb des Marxenkar-Südkammes. Aktuelle Erosionsansätze durch Muren zeigen dort ein regelloses Interngefüge schlecht sortierter Komponenten in einem größtenteils komponentengestützten Gefüge. Im zentralen Kar haben sich Moränenablagerungen nur in einer ausgeprägten Schuttrinne erhalten können, davon auf ca. 2.270 m ein undeutlicher kleiner Endmoränenwall. Weitere Moränen finden sich am Ostrand des Großen Ödkars unter dem Birkkamm in Form geringmächtiger Überstreuungen der verkarsteten Wettersteinkalke durch sandige, stein- sowie seltener blockführende Kiese. Undeutliche Wallformen liegen nahe der vom Birkkopf-Grat gegen Westen exponierten Kare. Dort liegt auch einer der wenigen erratischen Blöcke des Kartiergebietes.

Die Überreste der Moränenbedeckung reichen bis knapp unter den Kammverlauf der Ödkarspitzen auf etwa 2.450 m Meereshöhe, bevorzugt in größeren Verbruchsdohlen bzw. noch größeren, oft durch Störungen begrenzten Karstälchen (?Uvalas).

Bemerkenswert sind mehrere kleine trichterähnliche Vertiefungen in Bereichen mächtiger Moränensedimente. Deren Abmessungen reichen von weniger als einem Meter bis knapp 10 m im Durchmesser. Die Tiefe solcher „Trichter“ beträgt entsprechend zwischen wenigen Dezimetern bis ca. zwei Meter. Die Frage nach der Entstehung steht zur Diskussion: Eine plausible Möglichkeit ist die Verkarstung des Untergrundes (Wettersteinkalk), das Herausbilden einer klassischen Karstdoline bzw. eines Versturzloches und ein entsprechendes Nachsacken der geringmächtigen Moränenablagerungen. Aber auch Lösungsprozesse innerhalb der Moränenablagerung können nicht zur Gänze ausgeschlossen werden, beispielsweise das selektive Ausschwemmen von Feinmaterial (Suffosion) und entsprechende sekundäre Sackungsstrukturen. Unwahrscheinlich hingegen ist eine Genese als Toteisloch: die gefundenen Strukturen sind zu klein und liegen teilweise auch zu dicht gedrängt.

Auch über das Alter der Moränenwallstrukturen lässt sich nur mutmaßen: Aufgrund der nach Westen gebogenen Wallstrukturen am Westrand des Großen Ödkars erscheint

die Anlage als relativ kleiner Gletscher entlang des Marxenkarspitz-Südkammes als wahrscheinlich. Zusammen mit den kartierten Wallstrukturen im zentralen und westlichen Teil des Großen Ödkares lässt sich ein Gletscherstand im fortgeschrittenen Würm-Spätglazial rekonstruieren, nachdem der obere, teilweise schüsselförmig abgesunkene und deswegen geschützt liegende Bereich eis erfüllt war. Drei kleinere Gletscherströme lagen am Westrand des Ödkars geschützt unter dem Marxenkarspitz-Südkamm, im zentralen Bereich in einer störungsinduzierten größeren Rinne sowie weiter östlich in einem Tälchen unterhalb des Birkkopf-Grates. Die Endzungen dieser Gletscher reichten bis auf knapp 2.100 m hinab – die weiten Karbereiche dazwischen waren in diesem Stadium ziemlich sicher bereits eisfrei – vermutlich aufgrund der Sonnenexposition und weiträumig leicht konvexen Morphologie der Karmitte. Die Frage, warum sich keine zusammenhängenden Moränenablagerungen im gesamten Ödkar auch in den zentralen Bereichen erhalten konnten, lässt sich dahingehend beantworten, dass an mehreren Stellen Gletscherschiffe gefunden wurden, die eine Abrasion des Eises unmittelbar auf der Kalkoberfläche nahelegen. Damit verbunden war eine intensiviertere Flächenerosion und Akkumulation von Moränenmaterial nur in geschützten Rinnen und Mulden.

#### **G) Westliches Birkkar**

Auch das westliche Birkkar trug während des Würm-Spätglazials einen Gletscher, der in mehreren Gletscherhalt- bzw. Vorstoßstadien dokumentiert ist. Im westlichen Birkkar liegen entsprechend spätglaziale Moränenstrukturen in Höhenbereichen um 2.200 m und ziehen unterhalb der stark verkarsteten Kalkplatte des Karbodens gegen den westseitig gelegenen Grat der Birkköpfe. Auch hier war der Gletscher westwärts aufgrund der mangelnden Sonnenexposition raumgreifender als im Ostabschnitt des Kares. Ein etwas tiefergelegener Seitenmoränenwall liegt unweit des Zusammenschlusses des Westlichen und des Östlichen Birkkares („Die Ständ“) auf ca. 1.800 m. Noch tiefergelegene Moränenreste ziehen sich hinab bis in das Hinterautal.

#### **Blockgletscherablagerungen**

Spätglazial bis Holozän

Ablagerungen von Blockgletschern finden sich im Untersuchungsraum im östlichen Mitterkar unterhalb der Larchetkar Spitze. Typisch sind neben den steilen Böschungen an drei Seiten vor allem die Bewegungswülste an der Oberfläche. Das Material für die Bildung des fossilen Blockgletschers wurde aus Moränenablagerungen sowie dem rückseitig vom Südgrat der Larchetkar Spitze anfallenden Schutt generiert. Der große aktive Blockgletscher im nördlich an das Untersuchungsgebiet angrenzenden Marxenkar, westlich unterhalb der Marxenkar Spitze gelegen, hat in jüngster Zeit durch PERNREITER (2017) eine ausführliche Bearbeitung erfahren. Die Ergebnisse hierzu und auch zu damit verbundenen hydrogeologischen Untersuchungen sind kürzlich in KRÄINER et al. (2021) publiziert worden.

#### **Eisrandterrassen**

Spätglazial bis Holozän

Im Bereich zwischen Laimgraben und dem Ausgang des Breitgrieskares liegen am orografisch rechten Hang des

Hinterautales in Höhenbereichen zwischen 1.050 und 1.200 m terrassenartige Verebnungen, die mit scharfer Erosionskante zu den unterlagernden würmzeitlichen Moränensedimenten abbrechen und hangseitig flach mit 10–15° Gefälle ansteigen. Diese talseitig leicht konglomerierten bzw. verfestigten Schuttmassen werden als spätwürmzeitliche Eisrandterrassen interpretiert, die am Rand des abschmelzenden Hinterautal-Gletschers entstanden sind. Vermutlich reichen sie gegen Osten weiter in das Hinterautal hinein, werden dort aber wie entsprechend unterlagernde Moränensedimente von holozänen Schuttmassen überdeckt. Das Gefüge der Eisrandterrassen ist komponentengestützt, der Modalbestand ausschließlich kalkalpin – es wurden keine Anzeichen von Kristallinkomponenten gefunden. Die bis zu 30 cm großen Komponenten sind meist angular bis schlecht kantengerundet und zeigen aus diesem Grund einen nur sehr kurzen fluviatilen Transportweg. Meistens handelt es sich somit um Bach-, Mur- und Hangschuttsedimente, aber auch um glaziolakustrine Sedimente, die durch Umlagerung von glazialen und Hangablagerungen an gletscherfrei gewordenen Arealen entstanden sind.

## Holozän

### Felssturzablagerungen, 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). Ein weiterer Grund ist das Zusammenspiel von eventuell hangparallel geneigten Schichtflächen und orthogonal dazu stehender dominierender Kluftrichtung. Verbunden mit fortwährender Einwirkung von Frost-Tau-Wechseln konnten sich Felsstürze das gesamte Holozän hindurch bis heute ereignen.

Die Lage des Kartiergebietes im Bereich des Nordschenkels der Hinterautal-Synklinale und die Tatsache, dass dort ein generelles Süd- bis Südwestfallen der Wettersteinkalk-Sequenzen vorliegt, kennzeichnen alle Felssturze als Versagensbrüche des Trennflächengefüges. Beispiele finden sich im Vorderkar südwestlich der Pleisenspitze, im Mitterkar sowohl südöstlich der Pleisenspitze als auch südwestlich der Larchetkarspitze. Ein ebenfalls aufgrund Reibungsversagen ausgelöster lokaler Felssturz liegt mit seinen Sturzmassen im westlichen Abschnitt des Hinterkares westlich unterhalb der Riedlkarspitze. Hier liegen Sturzblöcke mit einer Kantenlänge von bis 15 m. Im Breitgrieskar und im westlichen Birkkar hat es in jüngerer Vergangenheit keine Felssturze gegeben und auch im Großen Ödkar findet sich nur eine relativ kleine Felssturzmasse im westlichen Bereich unter der Marxen-

karspitze. Da diese zum größten Teil bereits von Schutt überdeckt ist, dürfte es sich um ein etwas älteres Ereignis des Holozäns handeln. Unmittelbare Auslöser der Sturze ereignisse waren vermutlich Starkniederschläge im Zusammenspiel mit dem senkrecht bis überkippt stehenden Trennflächengefüge. Dadurch kam es zu Reibungsversagen entlang der dünnen Bankfugen, welche die loferitischen lagunären Wettersteinkalk-Bänke voneinander trennen. Zusätzlich verstärkt wird das Gebirgsversagen durch ein oft orthogonal auf der Schichtung stehendes Hauptklufnetz sowie Störungsflächen und deren begleitende tektonisch brekziierte Zonen. 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 in den Hochgebieten der jeweiligen Kare zu sehen. Eher weniger ist im Bereich der steilen, felsigen Karschwellen zum Hinterautal akkumuliert worden. Die Wandbasis der zum Hinterautal südexponierten Bergflanken zeigen wiederum durchgängige Schuttbedeckung, die teilweise auf würmzeitliche Moränen- und Eisrandterrassen-Sedimente übergreift. 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 ganz im Westen des Kartiergebietes anstehende, teilweise dünnbankig ausgebildete, verfaltete und tektonisierte Hauptdolomit bildet wie die dolomitische Abfolge der Nordalpinen Raibler Schichten eher kleinstückigen bis sandigen Detritus. Die tonreichen Sequenzen hingegen zerfallen in feinkörnigen Schutt, der bei genügender Durchfeuchtung zur Entstehung von Fließmassen, Murkörpern und sonstigen feinkörnigen Abschwemm-Massen 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 westlich des Laimgrabens sowie tektonisierte Wettersteinkalke neigen zur Ausbildung kleiner Muren- und/oder Schuttstromzungen und -loben jüngerer Alters, die sich teilweise mehrere hundert Meter weit talwärts erstrecken. Vor allem die Feinfraktion bildet in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Fließmedium, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorwandern lässt. 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 ca. 10 m. Sie bestehen, entsprechend ihres Liefergebietes, aus angularen bis z.T. kantengerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Steine-, seltener Block-Fraktion).

### 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 sind die Terrassen-Abbrüche der Eisrandsedimente im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes.

### Karstformen

?Präquartär i. Allg. bis Holozän

Der Wettersteinkalk ist in den untersuchten Karen über weite Strecken tiefgründig verkarstet. Dies äußert sich neben den Karren- und Dolinenformen unterschiedlicher Größenordnung vor allem in der Ausbildung zahlreicher Höhlen, von denen die Vorder- und Mitterkarhöhle seit längerem bekannt sind und zuletzt von PIETERSTEINER (2012) und SPÖTL & PIETERSTEINER (2016) eingehend untersucht wurden. Auch die zahlreichen, tektonisch vorgezeichneten und bis über 50 m tiefen Schachthöhlen im höheren Teil des Großen Ödkars sind jüngst von der Quartär-Forschungsgruppe der Universität Innsbruck unter Leitung von Christoph Spötl genau dokumentiert worden (SPÖTL et al., 2018).

## Tektonischer Bau

Der Bereich des Hinterautales ist strukturgeologisch als großräumiger, nordvergenter Faltenbau („Hinterautal-Synklinale“ bzw. „Überschall-Synklinale“ in HORNUNG, 2020) angelegt, wobei das Untersuchungsgebiet Teil des flach bis mäßig steil südfallenden Nordschenkels dieser strukturgeologischen Großstruktur ist. Die Hinterautal-Synklinale zieht aus dem Bereich nördlich Seefeld bzw. südlich Scharnitz von Westen in das Karwendel, wobei der Synklinalkern östlich von Scharnitz mit dem Verlauf des unteren Hinterautals koinzidiert. Östlich des Laimgrabens bzw. im Westen des Kartiergebietes wird der Synklinalkern durch staffelartig angeordnete, NNW–SSE verlaufende, dextrale Lateralverschiebungen sukzessive vom orografisch rechten auf den linken Hang des Hinterautales, d.h. nach SE verschoben. Gleichzeitig wird der Ausbiss der Schichten im Synklinalkern durch eine vermutlich flexurelle Hebung der Synklinalachse in östliche Richtung schmaler. Verfolgen lässt sich die Hinterautal-Synklinale bis in den Bereich des Hallerangers und weiter bis über das Überschalljoch hinaus. Im Vomper Loch geht die Synklinalachse in eine W–E verlaufende Störungszone über und wird dort von der WSW–ENE verlaufenden Inntal-Störung abgeschnitten.

Die staffelartig angeordneten dextralen Lateralverschiebungen lassen sich vom Laimgraben bis knapp östlich der Mündung des Breitgrieskarbaches gut mit dem scharfen lithologischen Übergang des Wettersteinkalks zu den Nordalpinen Raibler Schichten verfolgen. Dabei werden die Vorkommen der Raibler Schichten vom Kienleitensattel unterhalb der Pleisenhütte zunächst zwischen Laimgraben und Kohlergraben (Mündung des Hinterkarbaches in das Hinterautal) sehr markant nach Süden verschoben. Östlich des Kohlergrabens im Kotwald und am Reichengraben kommt zur dextralen Verschiebung südwärts noch eine Rotations-Komponente hinzu, die aus dem annähernden W–E-Streichen am Laimgraben ein SW–NE gerichtetes Streichen produziert. Östlich der Mündung des Breitgrieskarbaches in den Hinteraubach verschiebt eine dextrale Lateralstörung das Vorkommen der Raibler Schichten vermutlich in den Bereich der Talachse der Isar, wo sie von holozänen fluviatilen Sedimenten überdeckt werden. Das erklärt auch das fehlende oberflächliche Vorkommen von Raibler Schichten ostwärts über die Kastental hinaus.

Das Einfallen der Schichten im Nordschenkel der Hinterautal-Synklinale ist einheitlich nach S bzw. SSW oder lokal auch SW gerichtet, wobei die vorwiegend erschlossenen Wettersteinkalk-Sequenzen im unteren Bereich gegen den Synklinalkern mäßig steil mit bis zu 45° einfallen, gegen die Kammbereiche zwischen Pleisen- und Birkkarspitze allerdings flacher bis subhorizontal lagern, demnach flexurell gebogen sind. Der Grund liegt in der Anlage der Birkkar-Antiklinale, deren Faltenachse knapp nördlich der Kammlinie der Vomper Kette liegt. Diese große tektonische Faltenstruktur bildet den Hangendblock der großen Karwendel-Überschiebung (= Deckengrenze), die im Norden vom Karwendeltal am Fuß der gewaltigen Nordwände der Vomperkette nach Osten in das Engtal (Rißtal) durchstreicht (näheres hierzu in KILIAN & ORTNER, 2019 sowie in KILIAN et al., 2021).

## Literatur

- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – Jahresberichte des Oberrheinischen Geologischen Vereins, **68**, 67–92, Stuttgart.
- 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.
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. – 976 S., Berlin (Springer).
- GRUBER, J. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gleirschspitze, Hohe Warte, Pürzelkopf, Kleinkristental und Mandtal (Nordkette, Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 304–309, 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.
- HORNUNG, T. (2020): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Gebiet Halleranger – Rossloch – Kühkar (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 483–494, 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. <https://dx.doi.org/10.17738/ajes.2019.0005>
- KILIAN, S., ORTNER, H. & SCHNEIDER-MUNTAU, B. (2021): Buckle folding in the Northern Calcareous Alps – field observations and numeric experiments. – *Journal of Structural Geology*, **150**, 104416. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104416>
- 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.
- KRAINER, K., WINKLER, G., PERNREITER, S. & WAGNER, T. (2021): Unusual catchment runoff in a high alpine karst environment influenced by a complex geological setting (Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). – *Hydrogeology Journal*, **29/8**, 2837–2852. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02405-0>
- MANDL, G.W., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der Kalkalpinen Decken-systeme (Ostalpen, Österreich – In: WIMMER-FREY, I., RÖMER, A. & JANDA, C. (Hrsg.): Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 254–255, Wien. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.24183.32166>
- PAVLIK, W. (2008): Geologische Karte von Österreich 1:50.000, GEOFAST-Blatt 118 Innsbruck. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PERNREITER, S. (2017): Quartärgeologie und Permafrost (Blockgletscher) im Karwendelgebirge SW des Karwendelhauses (Tirol, Österreich). – Unveröffentlichte Masterarbeit Universität Innsbruck, Innsbruck.
- PIETERSTEINER, K. (2012): Hochalpiner Karst im westlichen Karwendel. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Innsbruck, 142 S., Innsbruck.
- MUTSCHLECHNER, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **93**, 155–206, Wien.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSSTYN, 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. (Eds.): 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 Wien*, **66/67**, 165–193, Wien.
- SPÖTL, C. & PIETERSTEINER, K. (2016): Erste Datierungen an Höhlensinter im Pleisen-Gebiet (Karwendel). – *Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesvereins für Höhlenkunde in Tirol*, **55**, 4–7, Wörgl.
- SPÖTL, C., RACINE, T., KOLTAI, G., TRYER, A. & HONIAT, C. (2018): Höhlenforschung am westlichen Karwendel-Hauptkamm 2018. – *Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesvereins für Höhlenkunde in Tirol*, **57**, 4–28, Wörgl.
- TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: der Westabschnitt. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **62** (1969), 78–170, Wien.

## Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

### Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN REISER

Die geologischen Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt GK25 NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Das kartierte Gebiet befindet sich auf der südlichen Flanke des hinteren Stubaitals, am Übergang zwischen Langental und Unterbergental. Es erstreckt sich vom Glücksgrat im Nordosten bis zur südlichen Blattgrenze im Bereich der Hohen Grube. Der Kamm von Ochsenkogel (3.029 m; alle Höhenangaben in Meter über Adria) über die beiden Rötenspitzen (2.924 und 2.981 m), Äußere Wetterspitze (3.070 m) zur Inneren Wetterspitze (3.053 m) stellt die östliche Begrenzung dar. Darüber hinaus wurden

Übersichtsbegehungen im hinteren Mutterbergental, im Falbesontal, im Habichtmassiv und, gemeinsam mit Jürgen Reitner, im Senderstal durchgeführt.

### Lithologiebeschreibung

Die Gesteine im untersuchten Gebiet bestehen überwiegend aus Metasedimenten (Paragneis bzw. Glimmerschiefer) mit untergeordneten Einschaltungen von Orthogneis (z.B. am Rotspitzl, 2.379 m).

### Metasedimente

Die dominierende Lithologie im untersuchten Gebiet stellen Glimmerschiefer dar. Die Hauptparagenese besteht aus Qz-Plag-Bt-Ms-Ser-Chl-Grt-St-Sil. Akzessorisch treten Apatit (teilweise als fast millimetergroße Leisten), Turmalin, Ilmenit, Rutil und Zirkon auf.

Charakteristisch sind hellgraue Serizit-Pseudomorphosen nach Staurolith, die in manchen Lagen gehäuft auftreten.