

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 2018–2021 über geologische Aufnahmen im Gebiet Vomperloch, Stallental, Halleranger und Rossloch auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

ALFRED GRUBER &
RAINER BRANDNER (Auswärtiger Mitarbeiter)

Aktivitäten auf Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (Viertelblätter NW und NE) bis Ende 2021

In den Sommer- und Herbstmonaten 2018 begann der Verfasser dieses Berichts und Leiter des Kartierungsprojekts GK25_Innsbruck_NW-NE erstmals mit eigenen Kartierungen im Vomperloch.

Mit Projektbeginn 2012 bis in das Jahr 2016 wurden geologische Aufnahmen auf diesem Kartenblatt ausschließlich von auswärtigen Kartierern durchgeführt, die vom Projektleiter und zum Teil von Hugo Ortner und Rainer Brandner (Universität Innsbruck) betreut und als Kartierungsberichte im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt veröffentlicht wurden. Katrin Büsel kartierte die Quartärlagerungen und Phänomene in den Talschlüssen des Johannestals, Laliderer Tals, Engen Grunds, Falzthurtals, Stallentals, Hinterautals und Gleirsch-(Samer-)tals sowie im gesamten Halltal (BÜSEL, 2013, 2014, 2015). Sinah Kilian erfasste im Rahmen einer Dissertation am Institut für Geologie die Festgesteinsgeologie und die tektonischen Strukturen in den südlichen Quelltälern des Risstals zwischen Gramaialm und Falkenhütte (KILIAN, 2013; KILIAN & ORTNER, 2019; KILIAN et al., 2021). Diese Aufnahmen konnten auf Ergebnisse der Geländekurse der Universität Innsbruck in den Jahren 2006 und 2010 aufbauen. Johann Gruber und Michael Schuh nahmen Gebiete im hinteren und vorderen Hinterautal und im Gleirschtal auf (GRUBER, 2016, 2017; SCHUH, 2016a, b). Im Rahmen des Kartierungsprojektes fanden weiters gemeinsam mit Hugo Ortner z.T. blattübergreifend auf Blatt NL 32-03-17 Hinterriß Begehungen in stratigrafischen und tektonischen Schlüsselgebieten (Birkkar, Kaltwasserkar, Moserkar, Rossloch) statt (ORTNER, 2019). Mit faziellen und stratigrafischen Fragen zur Wettersteinkalk-Karbonatplattform im Karwendel (Karwendelhaus, Schlauchkar) haben sich Brandner und Krystyn befasst (BRANDNER & KRYSTYN, 2013). Die Kartierungen im Hinterautal (nordseitige Kare von der Pleisenspitze bis zum Birkkarbach, das Rossloch und das Einzugsgebiet des Lafatscherbachs westlich der Hallerangeralm und des Lafatscherjochs bis zum Gumpenkopf) wurden vom auswärtigen Mitarbeiter Thomas Hornung durchgeführt (HORNUNG, 2020, 2024).

Der vorliegende Aufnahmsbericht beschreibt die geologischen Verhältnisse im Großteil des Vomperlochs (ausgenommen die orografisch rechte Seite östlich der Walderalm), in der Umgebung des Überschalljochs, der Hallerangeralm und des Lafatscherjochs sowie im hintersten Rossloch (Schneepfanne). Zusätzlich werden struktur- und quartärgeologische Detailfragen im mittleren und hinteren Gleirschtal erörtert.

Kurze Erforschungsgeschichte

Die vom Verfasser 2018 und 2019 kartierten Gebiete wurden in der Vergangenheit wiederholt geologisch aufgenommen: 1888 erstellten Rothpletz und Mitarbeiter erstmals eine genaue topografische und geologische Karte des Karwendelgebirges im Maßstab 1:50.000 (ROTHPLETZ, 1888). Eine frühe grundlegende Beschreibung der Raibler Schichten der Lafatscher Almen mitsamt umfangreicher Fossilliste stammt von WÖHRMANN (1889, 1893). Später veröffentlichten AMPFERER & HAMMER (1898) eine ausführliche Arbeit über die Geologie des südlichen Teils des Karwendelgebirges ebenfalls mit Karte im Maßstab 1:50.000 aus Anlass eines wissenschaftlichen Preisausschreibens, das sie auch gewannen. Darin sind die geologischen Verhältnisse der Gebirgszüge südlich des Vomperbaches und der Isar bis zum Inn erstmals stratigrafisch und tektonisch ausführlich beschrieben. Vieles davon ist in Grundzügen bis heute gültig. Bereits 1903 folgte Ampferers ausführliche geologische Beschreibung des Nordteils des Karwendelgebirges (AMPFERER, 1903). Seit 1902 arbeitete er als Aufnahmsgeologe an der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien an den Kartenblättern Innsbruck-Zirl und Innsbruck-Achensee der Geologischen Karte Österreich-Ungarns im Maßstab 1:75.000, die bereits nach zehn Jahren (AMPFERER & OHNESORGE, 1912) publiziert werden konnten, die Erläuterungen folgten 1924 (AMPFERER & OHNESORGE, 1924).

Aus Anlass der Herausgabe der neuen Alpenvereinskarte 1:25.000 des Karwendelgebirges (drei Kartenblätter) regte von Klebelsberg die geologische Neuaufnahme des Karwendelgebirges auf der nunmehr sehr detaillierten topografischen Grundlage an. Otto Ampferer bearbeitete das für ihn geologisch besonders reizvolle östliche, Georg Mutschlechner das mittlere und westliche Kartenblatt. Das mittlere und östliche Blatt decken das Gebiet des gegenständlichen Aufnahmeberichts vollständig ab. Ampferers Blatt wurde wenige Jahre nach seinem Tod mitsamt Erläuterungen von Werner Heissel herausgegeben (AMPFERER & HEISSEL, 1950a, b). Die wichtigsten Ergebnisse seiner Aufnahmen publizierte Ampferer noch selbst in einer umfangreichen Arbeit, veranschaulicht durch zahlreiche Profilskizzen, mit Stand 1942 (AMPFERER, 1946). Die

anderen beiden Blätter wurden von Mutschlechner zwar als Manuskriptkarten fertiggestellt, jedoch nie veröffentlicht. Ergebnisse dieser ausgedehnten und grundlegenden Kartierungen fanden einzig in einer quartärgeologischen Arbeit (MUTSCHLECHNER, 1948) und in einem populärwissenschaftlichen Überblick über die Geologie des Hochnisslgebietes (MUTSCHLECHNER, 1951) ihren Niederschlag. Die Jahrzehnte in einem Privatarchiv verborgenen Originalmanuskriptkarten Mutschlechners konnten vor einigen Jahren für das Archiv der Geologischen Bundesanstalt und für Publikationszwecke gewonnen werden. Das 2009 veröffentlichte GEOFAST-Blatt 118 Innsbruck (MOSER, 2009) wurde folglich größtenteils aus den geologischen Manuskripten von Gunther Heissel, der das BMN-Blatt im Rahmen einer strukturgeologischen Dissertation für die geologische Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt kartierte, und aus der unveröffentlichten geologischen Karte von Mutschlechner kompiliert. Im Zusammenhang mit dem Blei-Zink-Bergbau von Lafatsch wurden in jüngerer Zeit einige Detailstudien zu Tektonik, Mikrofazies, Diagenese, Geochemie und Erzgenese des Erz führenden oberen Wettersteinkalks und der angrenzenden Raibler Schichten gemacht (z.B. SCHULZ, 1981, mit weiterführender Literatur; KRAINER, 1985; BRANDNER, 2008). Derzeit erfolgt eine sedimentologische Neuuntersuchung des Raibler Schichten Profils an den Gschnierköpfen im Rahmen der Masterarbeit von Elisabeth Prendl an der Universität Innsbruck (Betreuung durch Karl Krainer). Der Südostteil des UTM-Viertelblattes Innsbruck-Nordost (u.a. Walderalm und vorderes Vomper Loch) erfuhr im Zuge der geologischen Vorerkundungen für die neue Unterinntalbahn der ÖBB (Zulaufstrecke Nord des Brennerbasistunnels) eine gründliche Überarbeitung durch Rainer Brandner und Hugo Ortner (Festgesteine) sowie Gerhard Poscher (Quartär) im Maßstab 1:10.000 (BRANDNER et al., 1995). Zuletzt stellte Brandner im Dorfbuch Absam die geologischen Verhältnisse und Neuerkenntnisse im Gemeindegebiet, zu dem neben dem Halltal auch der Halleranger und die Lafatscher Almen gehören, sehr anschaulich dar (BRANDNER, 2008).

Kurzer geologischer und tektonischer Überblick

Das Gebiet des Vomperlochs, des Stallentals und der Hallerangeralm liegt vollständig innerhalb der Nördlichen Kalkalpen und hat Anteil an zwei Hauptdecken: der liegenden „Tannheim-Decke“ (neue Begriffsprägung nach KILIAN & ORTNER, 2019, 2021 und KILIAN et al., 2021; entspricht der früheren Allgäu-Decke) und der hangenden „Karwendel-Decke“ (Begriffsprägung nach denselben Autoren; entspricht der früheren Lechtal-Decke bzw. zuletzt auch der Inntal-Lechtal-Decke nach MANDL et al., 2017). Die Tannheim-Decke umfasst im bearbeiteten Gebiet eine Schichtfolge von den Nordalpinen Raibler Schichten (etwas außerhalb davon, an der Mündung des Vomperlochs umfasst die Schichtfolge bereits Alpinen Buntsandstein) bis zur Ammergau-Formation, die Karwendel-Decke beginnt mit dem Alpinen Haselgebirge und reicht bis zum Hauptdolomit. Mächtiger Wettersteinkalk in Hang- und Lagunenfazies, Nordalpine Raibler Schichten und Hauptdolomit sind am weitesten verbreitet. Der tektonische Bau ist charakterisiert durch große E–W streichende Faltenzüge, die durch Achsendepressionen und -kulationen auch noch eine weitere (?ältere) Faltung in SE–NW-Richtung erkennen lassen. Die Faltenstrukturen sind häufig N-vergent und an

Aufschiebungen durchgeschert. Die Deckengrenze ist in N–S-Richtung mitverfaltet und z.T. an Aufschiebungen und Seitenverschiebungen versetzt. Letztere überprägen auch eine große E–W streichende, N-fallende Abschiebung, die später überkippt und als Aufschiebung reaktiviert wurde, die das Hochnissl-Massiv auf halber Höhe quert und die Deckengrenze versetzt. Im äußeren Vomperloch sind NE–SW streichende sinistrale Seitenverschiebungen häufig ausgebildet, welche die Nähe der ebenfalls sinistralen Inntal-Störung anzeigen, die alle tektonischen Strukturen des Karwendelgebirges im Osten schräg abschneidet.

Schichtfolge

Die ältesten Gesteine des kartierten Gebietes sind im basalen Abschnitt der Karwendel-Decke ganz im Osten am Jöchli (Westende des Vomperjochs) die Salztongesteine des **Alpinen Haselgebirges**, die hier unlängst von Rainer Brandner als evaporitische Melange in wirrer Lagerung mit Gesteinen des Alpinen Muschelkalkes und Blöcken aus Wettersteinkalken kartiert wurden. Damit vergesellschaftet sind Reste von roten, grauen, weißen und grünlichen, glimmerreichen Quarzsandsteinen des **Alpinen Buntsandsteins**. MUTSCHLECHNER (1951) erwähnt ein zweites Vorkommen im Haimwald oberhalb Vomperberg, das Rainer Brandner allerdings zu den Nordalpinen Raibler Schichten zählt. Vorkommen von Alpinem Haselgebirge in der weiteren Umgebung finden sich am Haller Salzberg im Halltal, westlich der Walder Alm sowie in zahlreichen Resten zwischen Falzthurtal, Achensee und Stallental (NE-Ecke des Viertelblattes NE). Darüber folgen am Kamm nach Westen zum Hirschkopf in größerer Mächtigkeit gelblich verwitternde, verschieden stark tektonisch reduzierte Rauwacken und plattige dunkle, sterile Dolomite und Kalke, in denen MUTSCHLECHNER (1951) Funde von Kleingastropoden und -bivalven machte. Diese Gesteine sind den **Reichenhall-Schichten** zuzurechnen. Diese gehen in dicker und dünner gebankte dunkle, teils sparitische, teils mikritische Kalke und Dolomite über. Kennzeichnend sind Einschaltungen von mergeligen, stark durchwühlten und gelblich anwitternden, sogenannten Wurstelkalken, die zyklisch mit den Bankkalken wechselagern, die oft von Styolithen durchzogen sind. Diese Gesteinsfolge ist typisch für die **Virgloria-Formation**. Die Untergrenze wird laut SARNTHEIN (1965, 1966) definitionsgemäß mit dem Erstauftreten von kleinen Crinoiden (*Dadocrinus* sp.) gezogen. Darüber stellen sich wechselnd dünn-, mittel- und dickbankige, mittelgraue Kalke ein, die Dasycladaceen führen und der **Steinalm-Formation** zuordenbar sind. Die am Top auftretenden Crinoidenspatkalke zeigen die Transgression bzw. das „Drowning“ an und sind daher bereits der Reifling-Formation zuzurechnen. Virgloria- und Steinalm-Formation verzahnen sich, was sich in einer mehrmaligen Wiederholung der jeweiligen Fazies äußert, wobei stärker hervorwitternde Felsrippen die Steinalm-Formation, die stärker zurückwitternden Abschnitte die Virgloria-Formation repräsentieren. Die Verzahnung deutet auf den Rand der sich entwickelnden Reifling-Partnach-Beckenfazies im Norden hin. In einem Profil südlich Pertisau werden die Wurstelkalke durch plattige, dunkle mikritische Kalke ersetzt, die der Gutenstein-Formation entsprechen. Zusammen bauen beide Schichtglieder die Nordwandstufe des Hirschkopfs auf und fallen mit rund 40–50° nach SSE ein. Sie erreichen eine Mächtigkeit von ca. 200–300 m. Die Verbreitung der

Bergwiesen des ehemaligen Hochmahds deckt sich in etwa mit der Verbreitung der auf die Steinalm-Formation folgenden Reifling-Formation. Auf den dickbankigen Steinalmkalken folgt eine Wechselfolge von sehr dünnbankigen (1–2 cm), wellig-knolligen, mikritischen dunklen Kalken, dünnen gelblich verwitternden Mergelsteinlagen und dickbankigeren, teils bioturbaten und wursteligen, stark verkieselten Kalken, die z.T. Filamente und vereinzelt Radiolarien (Bärental) führen. Die Verkieselung zeigt runde Knöllchen um Nuklei und glaskopffartige Gebilde bis linsige Lagen, vorzugsweise parallel zur Schichtung. Da keine organischen Reste erhalten sind, dürfte es sich bei den „Nuklei“ eher um Grabgänge bzw. um transportierte Grabgänge handeln, um die herum die Verkieselung erfolgte. Grabgänge enthalten vor allem in der Außenhaut organische Substanz, die zur pH-Wert-Änderung führt und Grund für die Fällung von SiO_2 ist. Um die Knöllchen herum sind oft Filamente angereichert. Zwischen den Kalken finden sich bis 20 cm dicke, hell- bis flaschengrüne Silt- und Sandsteine mit „frischen“ Glimmern (Biotit). Diese entsprechen den Pietra Verde Tufflagen. Die genannten Lithotypen sind charakteristisch für die **Reifling-Formation**, die im Arbeitsgebiet schätzungsweise zwischen 100 und 150 m mächtig ist. Nach oben schalten sich vermehrt 10–30 cm dicke, wellige Bänke aus Kalkareniten ein. Schließlich entwickeln sich daraus mittel- bis dickbankige bis undeutlich gebankte, arenitische bis ruditische, mittelbraune bis hellgraue, teils sparitische Kalke: darin finden sich häufig helle, angebohrte und mikritisierte Bio- und Lithoklasten und Rundkörner (Peloiden). Es handelt sich hier um Schüttungen von der **Wettersteinkalk-Plattform** (Riffhang) in das Becken der Reifling-Formation, das schließlich vom Riff überwachsen wird. Gute Aufschlüsse in den Reiflinger Kalken, als auch in den Riffhangsedimenten der Raminger Fazies bestehen zudem im kleinen Hochkar östlich des Bärenkopfs sowie am Weg auf den Hochnissl auf etwa 1.900 m Höhe. Die Reiflinger Kalke bzw. ihr Übergang in die Raminger Kalke ist an den höher gelegenen Südabhängen des Hochnissl-Massivs bis zum Kammbereich nicht mehr sichtbar, auch wenn das Schichteinfallen dies verlangen müsste. Dort herrscht nur mehr **Riff- und Riffhangfazies** des Wettersteinkalks vor. Dies äußert sich auch in der fehlenden bis undeutlichen, mit dem Hang einfallenden Schichtung und im Vorkommen von hierfür kennzeichnenden Brekzien und Hohlräumgefügen (Großoolithen), die mit verschiedenen Zementgenerationen und z.T. Internsedimenten verfüllt sind, sowie Riff anzeigenden Fossilien wie Korallen, Schwämmen, Crinoiden etc. Der Grund für den Wechsel ist tektonischer Natur und liegt in der auf 2.000–2.200 m Höhe E–W-durchstreichenden und steil N-fallenden, großen Abschiebung (hier informell als Hochnissl-Störung bezeichnet). An dieser Störung ist die gesamte Schichtfolge im Hangendblock um mehr als 300 m nach Norden abgesenkt. Dank des tiefen Einschnitts des Zwerchlochs und Lamskars sind die Gesteine der Raminger Fazies auch dort noch als wechselnd gebankte, grau-bräunliche Biorudite und -arenite aufgeschlossen. Die Riff- und Riffhangfazies des Wettersteinkalks baut einen Großteil des Hochnissl-Massivs, die Berge des Lams- und Schneekars sowie die oberen Abschnitte der Schneepfanne (im Zwerchloch) und des Ödkarls auf. Aufgrund des generell steilen SSE- bis SW-Fallens der Schichtung geht die Riff- und Hangfazies in Fallrichtung sukzessive in deutlichere und dünnere Ban-

kung, d.h. in die Lagunenfazies des Wettersteinkalks über. Diese ist lithologisch durch das Auftreten von stromatolithischen und laminitischen Lagen im Wechsel mit Algenschuttkalken und peloidalen Packstones gekennzeichnet. Im höheren Teil des Grubenkars wurde ein Wechsel von oliv-braunen Algen-Onkoid-Gastropoden-Intraklast-Schuttkalken mit dunklen feinelaminierten Kalken und hellen stromatolithisch laminierten Kalken mit Onkoiden, großen Gastropoden (*Omphaloptycha* sp.?), birds eyes und laminaren Fenstergefügen beobachtet. Ebenso typisch sind Lagen von intraformationellen Brekzien, die lateral rasch wieder auskeilen und Übergänge von intakten stromatolithischen Lagen in zerrissene und verstellte Abschnitte bis zur Auflösung in eckige, häufig längliche Klatten von Kies- bis Blockgröße und deren Umlagerung bei teilweiser Gradierung und Einregelung länglicher Komponenten zeigen. Hier gibt es aber auch Teepee-Strukturen, die eindeutig auf laterale Aufweitung durch Kristallisationsdruck hinweisen. Die Auflösung in Schollen mit nachfolgender Internsedimentation (gradierte Lagen) sind eine Folge davon. Das hat in diesem Fall nichts mit Tsunamis zu tun. Erosionsflächen, auch rinnenförmige (Priele) sind häufig. Diese Lithotypen und Sedimentstrukturen sind das Ergebnis von Gezeitenschwankungen, Sturmereignissen, möglicherweise auch Tsunamis. Die sogenannten „Messersstichkalke“ (Begriffsprägung durch SCHMIDEGG, 1951), meterdicke Bänke mit den charakteristischen, unregelmäßig angeordneten länglichen Hohlräumen vermutlich herausgewitterter ehemaliger Coelestinminerale, wurden im kartierten Gebiet eindrucksvoll an den Südabhängen der Huderbank, im Grubenkar und im hintersten Rossloch (Schneepfanne) vorgefunden. Die auf erhöhte Sr-Werte hinweisenden Coelestinminerale müssen hierbei nicht unbedingt auf Evaporation zurückzuführen sein. Rezente Riffkarbonate haben mehr Strontium (Sr) im Aragonit eingebaut. Daher wäre Coelestinwachstum in den Messersstichkalken genauso durch von der Riffzone in die Lagune umgelagerten Schlamm möglich.

Die Lagunenfazies wird nach oben hin zusehends dünnbankiger. Am Fuß der Nordwand des Bettelwurf-Massivs, westlich der „Poppen“, weist der oberste Wettersteinkalk einen Wechsel von hellen Stromatolithlaminiten, leicht rötlichen Dolomiten mit *birds eyes*, LF-Gefügen und Wühlspuren sowie dunkleren mikritischen Kalken und intraformationellen Brekzien auf. Der Wettersteinkalk schließt – an vielen Stellen aufgeschlossen – mit einer rostbraun verwitterten Pyritschwarte ab (vgl. SCHULZ, 1981), unterhalb der lokal (Speckkarspitz-Nordwand) auch mit Rotpeliten gefüllte Hohlräume als Zeichen einer Verkarstung auftreten. Am Gipfel und am Steig auf die Huderbank sind im Nahbereich einer großen vertikalen Störung, die zur Bildung der Huderbankklamm führte, v.a. die Stromatolith- und Fossilshuttbänke (Algen, Bivalven) dolomitisiert. Dies äußert sich auch in einer Braunfärbung des dolomitisierten Gesteins. Der Übergang von der Riff- in die Lagunenfazies vollzieht sich am Hochnissl-Massiv etwa auf einer Linie von der Sonnchartenspitze über den Alblkopf bis zur Fleischbank-Jagdhütte. Im Zwerchloch greift die Lagunenfazies, strukturell bedingt (Abschiebung an der Hochnissl-Störung und Änderung des Streichens von E–W auf mehr SE–NW), nordwärts bis zum Kaiserkopf zurück und von da nach Westen durch flacheres Schichteinfallen schließlich bis auf den Hauptkamm der Vomperkette über. Dies bedeutet, dass das gesamte mittlere und

hintere Vomperloch zu beiden Talseiten zum allergrößten Teil aus Wettersteinkalk in Lagunenfazies aufgebaut ist. Im hintersten Vomperloch reichen die Nordalpinen Raibler Schichten im Kern der großen Hinterautal-Synklinale weit in den Talgrund hinab, wo am Übergang zum Wettersteinkalk der Vomperbach entspringt. Auch im vorderen Vomperloch sind die Nordalpinen Raibler Schichten im vertikalen bis steil überkippten Nordschenkel der Fortsetzung der Hinterautal-Synklinale noch breit aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Wettersteinkalk-Lagunenfazies nimmt von Osten (Hochnissl) von schätzungsweise 400–500 m auf mindestens 1.500–2.000 m im Meridian des Grubenkars zu. Allerdings können durch sekundäre Verfaltung und Rampenüberschiebungen in den Schenkeln der Großfaltenstrukturen die Mächtigkeiten stark überhöht sein.

Der Übergang vom Wettersteinkalk in die **Nordalpinen Raibler Schichten** stellt nicht nur faziell, sondern auch lithologisch und morphologisch eine markante Zäsur dar. In ungestörten Profilen äußert sich diese über bräunlichen, häufig dolomitisierten Stromatolithlaminiten des Wettersteinkalks in Form einer manchmal mehrere cm-dicken, rostigen Pyritschwarte und nachfolgend mehreren Metern schwarzen, braun anwitternden Ton- Silt- sowie Glimmer- und Quarz führenden Sandsteinen, die der Lunz-Formation der östlichen Nördlichen Kalkalpen entsprechen. Darin sind z.B. im Naßwald und in der Brantlrinne in mehrmaliger Wiederholung meterdicke Bänke von kompakten, dunklen, ockergelb verwitternden Onkolith- und Oolithbänken eingeschaltet. Daraus entwickeln sich mürbe, kariöse bis rauwackoide Dolomite, die häufig in bizarren Formen mit Halbhöhlenbildung verwittern (Knappenhüttl, Brantlrinne) und braune, sparitische, peloidale Kalke (Packstones), dunkelbraungraue mikritische Kalke und fossilführende braune, olivgrün verwitternde Kalke. Südwestlich der Gamskarspitze finden sich Einschaltungen von Tempestiten aus Bivalven- und Brachiopodenschill. Südlich des Überschalljochs gibt es ein Vorkommen von schwarzen, wellig-knolligen, mergeligen mikritischen Kalken, die hellgelb verwittern. Sterile, sparitische graue Kalke sind bisweilen in Zehnermeter-Lagen eingeschaltet. Dazwischen kommen dünne feinklastische Lagen und Dolomitlagen vor. Auf der Hallerangeralm und am Überschalljoch dominieren mausgraue, teils feinlaminierte, teils mürbe Dolomite und intraformationelle Dolomitbrekzien, lagenweise auch Rauwacken in großer Mächtigkeit den höheren Abschnitt der Raibler Schichten. Die erwähnten Rauwacken, Dolomite und Kalke des höheren Abschnitts sind mit der Opponitz-Formation der östlichen Kalkalpen gleichzusetzen. Durchgehende, weitgehend ungestörte Profile sind im Bereich des Überschalljochs, der Hallerangeralm und der Gschnierköpfe aufgeschlossen. Im äußeren Vomperloch sind gute Aufschlüsse am Haselbach, im Naßwald und am Prасhlahner vorhanden. Tektonisch bedingt fehlen aber häufig Teilbereiche der Abfolge. Die Mächtigkeit erreicht am Überschalljoch schätzungsweise 300–400 m, im äußeren Vomperloch 200–250 m, meist jedoch wesentlich weniger. Detailbeschreibungen der Profile an den Gschnierköpfen und bei der Hallerangeralm finden sich auch in KRAINER (1985) und HORNING (2020).

Der Übergang in den Hauptdolomit wurde mit dem vollständigen Aussetzen von feinklastischen Zwischenlagen und von Rauwacken und Mürbdolomiten gezogen. Die jüngeren Schichtglieder, vom Hauptdolomit bis zur Ammergau-Formation, die außerhalb oder am Rande des kar-

tierten Gebietes, z.B. im Kern der Hinterautal-Synklinale bei den Gschnierköpfen, insbesondere in der liegenden „Tannheim-Decke“ (Walderkamm) vorkommen, werden hier nicht weiter beschrieben.

Quartäre Ablagerungen und Formen, gravitative Massenbewegungen

Dawald-Brekzie (auch Tawald-Brekzie)

Hangbrekzien weisen an den Südabhängen der Mitterspitze bis unterhalb der Dawald-Jagdhütte eine große zusammenhängende Verbreitung und eine geschätzte Mächtigkeit von mehreren Zehnermetern auf. In der Fachliteratur ist dieses lokale Brekzienvorkommen seit längerem als Tawald-Brekzie bekannt (AMPFERER, 1903, 1907, 1946; MUTSCHLECHNER, 1951). Entlang des Weges zum Hochnissl gibt es hierin gute Aufschlüsse.

Auf 1.560 m Höhe sind mehrere Brekzienkörper erkennbar, die, zusammen betrachtet, eine Grobschichtung erzeugen, welche generell mit dem Hang nach Süden einfällt (SS 190/30). Hierbei ist anzunehmen, dass jede einzelne Brekzienbank, die intern meist ungeschichtet ist, jeweils einem Schüttungsereignis entspricht. Die Komponenten, die ausschließlich aus den im Einzugsgebiet des Dawaldkars anstehenden triassischen Kalkgesteinen bestehen, sind eckig bis kantengerundet und meist von Kieskorngroße. Der Anteil an Steinen und Blöcken nimmt hangaufwärts (proximal) zu. Es kommen fast durchwegs klastengestützte Gefüge vor, wobei sich matrixführende und matrixfreie Abschnitte abwechseln. Die Matrix setzt sich aus Lutiten bis Kalkareniten zusammen. Vermutlich waren alle Bänke ursprünglich matrixführend und die Matrix wurde nach der Ablagerung ausgeschwemmt oder witterte aufgrund schwächerer Zementierung (der sandigen Anteile) stärker heraus, wodurch das Gesamtgefüge zerfiel. In matrixfreien Brekzien sind die Klasten mit Meniskuszementen verfestigt. Matrixführende Bänke sind aufgrund der Lithifizierung der Matrix stärker verkittet und wittern gegenüber den matrixfreien Bänken, welche dicker sind, stärker hervor. Letztere zeigen parallel zur Schichtung halbhöhlenartige Verwitterungsformen, im Volksmund auch „Gufeln“ genannt.

Am Steig auf 1.630 m Höhe gibt es einen großen Aufschluss mit einer massiven, mehr als 2 m dicken Bank, die alle Körngrößen aufweist und z.T. Blöcke von 1,5 m Kantenlänge führt. Bei Betrachtung des Aufschlusses aus der Distanz erkennt man im westlichen Teil erosives Einschneiden der einzelnen Bänke und Rinnenfüllungen. Nach oben sind die einzelnen Brekzienbänke zusehends grobkörniger und schlechter sortiert. Blöcke mit Volumina größer als 1 m³ kommen häufiger vor, ein Block erreicht gar eine Kantenlänge von 3,5 m. Weitere gute Aufschlüsse in der Brekzie gibt es entlang des Steiges auf 1.700, 1.840 und 1.880 m Höhe. Die Brekzie reicht schließlich, nach oben apexartig zulaufend, bis auf eine Höhe von 1.980 m. Die talwärtige Verbreitungsgrenze der Brekzie endet mit dem Wandabbruch unterhalb der Dawald-Jagdhütte. Faziell handelt es sich bei der Dawald-Brekzie großteils um Ablagerungen von Muren, die sich durch fluviale Umlagerungsprozesse aus den am Südwandfuß des Hochnisslkammes angesammelten Sturz- und Lawinenschuttablagerungen herausentwickelt haben. Der hohe Schutteintrag lässt sich u.a. mit der starken Verwitterungsanfälligkeit des abschnittsweise tektonisch stark zertrümmerten Wettersteinkalkes in Riffschuttfazies der Südwand erklären.

Für die relative altersmäßige Einstufung der Brekzie sind Hinweise auf bzw. Vorkommen von unter- und überlagernden anderen Lockergesteinen, insbesondere glazialen Ablagerungen und deren mitgeführten Kristallinklasten, aussagekräftig. An einigen Stellen liegt die Brekzie direkt auf Festgestein aus Wettersteinkalk. In den bisher besuchten Aufschlüssen konnte nirgends eine direkte Unterlagerung durch andere Lockergesteine beobachtet werden. AMPFERER (1903, 1907, 1946) beschreibt jedoch in einem Graben nordwestlich der Dawald-Jagdhütte unter der Brekzie das Vorkommen eines Grundmoränenrestes, das noch nicht überprüft wurde. Zusammen mit der lockeren kristallinen Erratikastreu, die er auf der Brekzie bis 1.460 m Höhe findet, gelangt er zu einer zeitlichen Einstufung der Brekzie in das Riß-Würm-Interglazial und einer Gleichzeitigkeit der Bildung mit der Höttinger Brekzie und den Konglomeraten des Vomperbaches am Ausgang des Vomperloches („Vomper Schuttkegel“). Bis auf ein kleines Amphibolitgeröll am Jägersteig, der von der Dawald-Jagdhütte in Richtung Nasstalwald führt (ca. 120 m nordwestlich der Hütte), wurden im Zuge der eigenen Begehungen weder auf noch in der Brekzie Kristallin-Komponenten gefunden. Auch im höchstgelegenen Verbreitungsgebiet der Brekzie, dem Rücken mit dem Anstiegsweg zum Hochnissl, fanden sich weder Spuren von Moränenmaterial, noch von Moränenwällen, noch von Kristallinklasten. MUTSCHLECHNER (1951) erwähnt in diesem Zusammenhang Funde von Glimmerschiefer- und Quarzklasten bis 1.600 m Höhe und schließt daraus – wie Ampferer – auf ein zumindest prä-Würm-hochglaziales Alter der Brekzie. Am Südhang unterhalb der Fleischbank-Jagdhütte ist jedoch Moränenmaterial mit reichlich kristallinen Geschieben (u.a. einem Gneisblock mit 1 m Kantenlänge, den auch MUTSCHLECHNER, 1951, anführt) verbreitet. Diese Moränenablagerung wird als Rest zumindest einer hochglazialen Moränenbedeckung interpretiert. Das Vorkommen wird nach Westen nur durch ein schmales Schuttälchen von der Brekzie getrennt. Auch wenn die Brekzie die Moränenablagerungen morphologisch überragt, ist nicht klar, ob die Moräne im ostseitigen Lee der Brekzie abgelagert wurde, oder ob die Brekzie an die Moräne angelagert wurde. Jedenfalls fällt auf, dass auf der Brekzie keine vergleichbare Moränenbedeckung besteht wie neben der Brekzie und letztere selbst auch keine Spuren von glazialer Überprägung (geknackte Klasten, Gletscherschliffe) aufweist. Die Dawald-Brekzie ist heute durch tiefe Gräben zerfurcht. Randlich sind jüngere Hang- und Murenablagerungen an die Brekzie angelagert. Nach den bisherigen Befunden ist ein prä-Würm-hochglaziales Alter der Brekzie noch nicht belegt, denn die spärliche Erratikastreu könnte auch das Ergebnis von Umlagerungen der einst weit hinaufreichenden hochglazialen Moränenbedeckung oder sogar eines Würm-spätglazialen lokalen Gletschervorstoßes sein. Zum jetzigen Zeitpunkt ist eine Entstehung während des Würm-Spätglazials oder vom Würm-Spätglazial bis in das frühe Holozän als wahrscheinlicher anzunehmen.

Brekzie im Zwerchloch

Ein weiteres, viel kleineres, aber gut aufgeschlossenes Brekzienvorkommen (Gehängebrekzie) findet sich etwas taleinwärts der Jagdhütte Zwerchbach am Weg in das Lamsenkar auf 1.080 m Höhe. Die Abfolge beginnt mit kompakten, scherbigen Diamikten mit Scherflächen und gekritzten Geschieben sowie einem ausgeschwemmten

Glimmerschieferblock auf glattpoliertem Fels, bestehend aus 1 m bis 0,5 m dick gebankten, bräunlichen Fossil-schuttkalken des Wettersteinkalks. Die Diamikte sind als Grundmoränenablagerung zu interpretieren. Darüber folgen hangabwärts geschichtete, sandige, eckige bis kantengerundete Kiese mit Steinen, die partiell zu Brekzien zementiert sind. Der morphologisch in das Tal hineinragende Rücken, auf dem die Jagdhütte selbst, geschützt vor Stein-schlag aus der östlich angrenzenden Steilwand, steht, besteht an der Basis ebenso aus direkt dem Felsuntergrund auflagerndem, zementiertem Diamikt (Grundmoränenablagerung). Dieses Niveau markiert die ehemalige Gletscher-sole, nochmals tiefer liegt der klammartige Einschnitt des Zwerchbachs nochmals. Vermutlich ist die Grundmoränenablagerung ein Rest der Würm-hochglazialen, eventuell auch einer Würm-spätglazialen (Gschnitz-Stadium) Vergletscherung. Für die Brekzie käme demnach eine Würm-spätglaziale bis holozäne Bildung infrage.

Bachablagerung südwestlich der Melansalm

Etwa 400 m südwestlich der Melansalm findet sich auf ca. 880 m Höhe in einer hangparallelen, ca. 70 m über dem Talboden orografisch links auftretenden Paläorinne des Vomperbaches ein gut erhaltener Rest eines stark zementierten, grob gebankten Konglomerates. Dieses weist horizontale und Schrägschichtung in flachen Rinnen auf. Die gut gerundeten bis kantengerundeten, ausschließlich karbonatischen Gerölle von Kies- bis Steingröße zeigen klastengestützte, selten matrixgestützte (Sand bis Feinkies) und deutlich imbricate Gefüge. Der die Paläorinne tal-seitig begrenzende Felssporn aus gebanktem Wettersteinkalk ist teilweise bachwärts verkippt. Über das Alter dieser Ablagerung lässt sich nur spekulieren: Das Konglomerat könnte vor dem Würm-Hochglazial (die glaziale Erosion war vermutlich in der Schlucht des Vomperbaches nicht so tiefgreifend, um diese Ablagerungen auszuräumen), im Würm-Hochglazial (als subglaziales Bachsediment) oder im frühen Würm-Spätglazial im Zuge des Abschmelzens der Gletscher als Eisrandsediment gebildet worden sein.

Ein kleinräumiges, grobes Konglomerat mit gut gerundeten Klasten wird nördlich des Kristalpls vom Talsteig auf ca. 1.150 m Höhe (hier auch Kehren) gequert. Unter- oder überlagernde quartäre Ablagerungen fehlen, weshalb eine Alterseinstufung schwierig ist. Die Lage von gut 100 Höhenmetern über dem heutigen Bachniveau spricht für ein zumindest Würm-spätglaziales Alter. Es könnte sich analog zu den Kiesen am orografisch rechten Talausgang des Zwerchlochs um Eisrandsablagerungen handeln (siehe unten).

Moränenablagerungen (Grundmoränen- und Ablationsmoränenablagerung) des Würm-Hochglazials

Moränenablagerungen sind großflächig auf der Talschulter nördlich über der Vomperbach-Schlucht vom Talausgang bis zur Einmündung des Zwerchlochs verbreitet. Frische Aufschlüsse sind selten, jedoch weist die polymikte Komponentenzusammensetzung (überwiegend Karbonat-, untergeordnet Kristallingesteine), die gute Bearbeitung der Klasten, der vielerorts auswitternde, schluffig sandige Anteil und die Streu von teils m³-großen Kristallinblöcken (Gneise) auf Grund- und Ausschmelzmoränenabla-

gerungen hin. Es ist anzunehmen, dass diese im Zuge der Würm-hochglazialen Vergletscherung abgesetzt wurden. Teilweise bilden diese Ablagerungen mächtige Rücken.

Weitere größere Areale mit Moränenablagerungen (vorwiegend Grundmoränenablagerung) kommen im Knapenwald und an beiden Talschultern über der tiefen Vomperbachklamm westlich der Bärenklammöffnung vor. In diesen glazialen Diamikten fehlen kristalline Geschiebe, während der Inngletscher weiter östlich offensichtlich noch bis in das hintere Zwerchloch vordringen konnte, wie der Fund eines Glimmerschieferblocks am Weg zur Lamspitze auf 1.060 m Höhe belegt. Weiter talauswärts finden sich die Erratika-Spuren des Inngletschers an den Südhängen des Hochnissl in immer größerer Höhe: beispielsweise hat sich in der tiefen NE-SW-Rinne, östlich unterhalb der Sonnschartenspitze auf gut 1.500 m Höhe ein mehr als 2 m³ großer Orthogneisblock verkeilt. Bis auf diese Höhe reicht auch das Grundmoränenvorkommen mitsamt großer Kristallinblöcke unterhalb der Fleischbank-Jagdhütte hinauf. Nördlich des Vomperbergs machte MUTSCHLECHNER (1951) Kristallinfunde bis nahe 1.700 m.

Moränenablagerungen der Würm-spätglazialen Lokalvergletscherungen

Moränenablagerungen der Gletscherstände des Würm-Spätglazials, die sich in erster Linie anhand von Seiten- und Endmoränenwallformen äußern, sind in den steilen Karwendelkaren des Vomperlochs nicht in der Reichhaltigkeit überliefert wie etwa im Risstal, an der Südseite des Hinterautals oder im Gleirschtal (vgl. KERSCHNER, 1993). In den Karen der Süd- und Westseite des Hochnissl-Massivs finden sich lediglich ein schöner Seiten-Endmoränenwall im Kar nordöstlich unterhalb der Fiechterspitze und kleine Reste am Niedernissl sowie im Steinkarl. Umso zahlreicher kommen Moränenwallformen unterhalb der Nordabstürze im hintersten Stallental und in der Umgebung der Lamshütte vor (näheres hierzu in BÜSEL, 2013). Im Lamskar und im Schneekar deuten gestaffelte Moränenwälle auf eine Mehrgliedrigkeit von Gletscherständen hin, die besonders für das Egesen-Stadial (Jüngere Dryas) charakteristisch sind.

Am schwierigsten zu interpretieren ist hingegen die ausgehende und vielfältige quartäre Lockergesteinsbedeckung im großen trogförmigen Flachstück (In der Au) des hinteren Vomperlochs zwischen der Einmündung des Ödkarls und jener des Grubenkars: Blockreiche, ungeschichtete Diamikte lagern beispielsweise an der orografisch linken Seite der Mündung des Bockkargrabens in den Vomperbach. Südwestlich davon, an der orografisch rechten Seite kommen Bänderschluße mit Sandlagen vor, die nach oben in zunehmend gröbere, diamiktische Ablagerungen übergehen. Möglicherweise handelt es sich hier um die Ablagerungen neuer Gletschervorstöße im Würm-Spätglazial nach der Abschmelzphase mit Seebildung und Seeverfüllung (mit Oben-grob-Abfolge) nach dem Würm-hochglazialen Eiszerfall. Als Abdämmung des Sees könnte z.B. Toteis oder ein Schutt- oder Felssturzkegel im Bereich der Ödkarlmündung fungiert haben (vgl. BÜSEL, 2015). Für die Gletschervorstöße sprechen auch mehrere zum Tal hin einschwenkende, wenn auch undeutliche Wallformen westlich der Jagdhütte In der Au.

Im Ödkarl, im breiten Spritzkar und im engen, schattigen Bockkar der Bettelwurf-Nordabstürze sind die Moränenablagerungen morphologisch schwer erkennbar bzw. stark verschüttet oder von Lawinen- und Murtätigkeit überprägt worden. Für diese drei Kare wurden wegen der schweren Zugänglichkeit bisher nur Orthofotos und Laserscan-Bilder ausgewertet. Ganz anders gestaltet sich die Situation im großen Grubenkar, wo ausgedehnte und markante Seiten-/Endmoränen ein Gletscherende auf ca. 1.900 m markieren und auch höher im Kar weitere Stände an Moränenresten rekonstruierbar sind. Im Bereich des hintersten Vomperlochs lässt sich ein Gletscherende an schlecht entwickelten, zusammenlaufenden Wällen auf etwa 1.300–1.350 m Höhe vermuten, wie schon BÜSEL (2015) erkannte. Hierzu könnten auch die kompakten, blockreichen Diamikte der tief eingeschnittenen Rinne am Nordwandfuß, südwestlich des Lochhüttls (abgebrannt), passen. Zum Überschalljoch hin und nach Westen bis zur Hallerangeralm sind demgegenüber wieder eindrucksvolle Wallformen einer ausgehenden Nordhangvergletscherung des Bettelwurf-Spekkarspitze-Kammes erhalten geblieben. Diese Moränen greifen zum Teil über die Tiefenlinie der Passfurche nach Norden aus, wie die durch Toteistrichter charakterisierte Endmoränenlandschaft westlich des Überschalljochs eindrucksvoll zeigt. Weiters sind hier die Endmoränenwälle durch nachfolgende Permafrostaktivität überprägt und partiell als Blockgletscher weiterbewegt worden. Ein reiches Inventar an Würm-spätglazialen Wallformen ist v.a. in den Karen nördlich des Kleinen Lafatscher und im Grubach beim Lafatscher-Hochleger überliefert. Weniger deutlich sind diese nördlich des Lafatscher Jochs ausgebildet. Dies ist auch auf die „Glättung“ durch Lawinentätigkeit zurückzuführen. Bemerkenswert ist hierbei die glaziale Prägung des Lafatscher Jochs: Die glaziale Überformung durch ehemalige Gletschertransfluenzen ist unverkennbar. Zugehörige Schlifffgrenzen sind am Südostgrat des Kleinen Lafatschers bzw. am Westsüdwestgrat der Spekkarspitze ca. 150 m über dem Joch ausmachbar. Aus den N-S verlaufenden Gletscherschliffen am Joch ist allerdings keine eindeutige Fließrichtung erkennbar. Die Funde von Kristallingeschieben nördlich des Lafatscher Jochs (FELS, 1929; MUTSCHLECHNER, 1948) konnten bisher nicht wieder bestätigt werden. Möglich ist ein Gletscherübertritt aus dem hinteren Halltal nach Norden genauso wie aus den Karen nordwestlich und nordöstlich des Jochs. Als sicher gilt jedoch eine Würm-spätglaziale, rechtsseitige Wallform direkt an der Westseite des Jochs, die von einem Gletscher der Jüngeren Dryas aus dem Kar unterhalb des Kleinen Lafatschers abgelagert wurde. Eine ausführliche Beschreibung der Quartärablagerungen und -formen im Gebiet des hinteren Vomperlochs, der Hallerangeralm, des Lafatscher Jochs und des Halltals liefert BÜSEL (2014, 2015).

Eisrandsedimente im Mündungsbereich des Zwerchlochs

Auf dem aus Wettersteinkalk bestehenden Felsrücken westlich und östlich über der Mündungsklamm des Zwerchbaches in den Vomperbach kommen mehrere Meter mächtige, sandige, steinig-blockige Kiese vor, deren Komponenten gut gerundet sind. Im östlichen Rücken ist zudem, Störungen folgend, eine beeindruckende alte Abflussrinne im Wettersteinkalk mit einer Wasserfallstufe und Kolken entwickelt. Der Rücken mit der Rinne wird im bergseitig gelegenen Tälchen von einer kleinen Schwemmkegelterrasse dieses ehemaligen Zwerchbachabflusses

begrenzt, die hoch über dem heutigen Bachlauf, der epigenetischer Natur ist, ausstreicht. Reste von möglichen Eisrandsedimenten finden sich auch am oberen Ausgang der Katzenleiter auf 1.150 m Höhe und schlecht abgrenzbar auf den Moränenrücken zwischen Nasswald und Stubachgraben. Die Eisrandsedimente im Gebiet des Einlaufes des Vomperbach-Kraftwerks wurden bereits erwähnt.

Blockgletscherablagerungen

Zwei nennenswerte Blockgletscherablagerungen (des Würm-Spätglazials, vgl. KERSCHNER, 1993) finden sich im Umkreis der Hallerangeralm: Auf dem einen Vorkommen, das ausgeprägte Bewegungswülste aufweist, liegt das Hallerangerhaus. Das Lockermaterial hierfür stammt überwiegend von Raibler Karbonaten. Eine Deutung dieses Lockergesteinskörpers als blockreiche Fließmasse mit Bewegungswülsten lässt sich aufgrund der Beteiligung von verwittertem feinklastischem, sandig-tonig-mergeligem Material der Nordalpinen Raibler Schichten durchaus in Erwägung ziehen. Das zweite Vorkommen weiter südöstlich, mit markanter frontaler Böschung, ist die Weiterentwicklung eines Endmoränenwalles eines Würm-spätglazialen Gletscherstandes unter den schattigen Nordwänden der Speckkarspitze.

Gravitative Massenbewegungen

Die gravitativen Massenbewegungen des kartierten Gebietes fallen aufgrund des Überwiegens von gebankten Karbonaten, der Lagerungsverhältnisse (Großfalten mit geneigten bis steilen Schichtlagerungen) und des hohen Reliefs hauptsächlich in die Prozessbereiche Fallen/Stürzen und Gleiten/Rutschen. Im Fall der gemischt karbonatisch-siliklastischen Nordalpinen Raibler Schichten treten auch Kriech- und Fließprozesse auf.

Bergzerreiβungsstrukturen

Ausgeprägte Bergzerreiβungsstrukturen sind am Vomperloch im Bereich des Hirschkopfs ausgebildet, wobei sich Felskörper der Virgloria- und Steinalm-Formation, zumeist entlang von steilen NE-SW-Störungen, mit meterbreiten Zerrspalten losgelöst haben und in Richtung Norden in das Stallental abzustürzen drohen. Weiters ist der Bereich um die Steinkarlspitze, nordwestlich des Hochnissl, stark von Bergzerreiβungen betroffen. Vor einigen Jahren ist dort ein größerer Felskörper in das Stallental abgestürzt, die klaffende Abbruchnische ist an der Rotfärbung von weitem sichtbar. Seitdem ist die Gratüberschreitung am hochalpinen Steig gesperrt.

Felsturzablagerungen

Steinschlag und kleinere Felsstürze sind v.a. in den Nordwandfluchten des Bettelwurf- und Hochnissl-Massivs allgegenwärtig wie frische Ablagerungen, zumeist aus Blockwerk, am Wandfuß belegen.

Im mittleren Abschnitt des Grubenkars liegen zwischen 1.900 und 2.100 m Höhe in der Einrahmung eines ehemaligen Zungenbeckens eines Würm-spätglazialen Lokalgletschers (vermutlich Egesen-Stadium) die grobblockigen, aus Wettersteinkalk (Lagunenfazies) zusammengesetzten Ablagerungen eines großen Felssturzes. Dessen Ausbruchsnische ist in den durch große Falten geprägten Ostabstürzen der Rosslochspitze (2.538 m) zu lokalisieren.

Zumindest weist ein großer kastenförmiger Einschnitt zwischen 2.100 und 2.200 m darauf hin. Die Blockmasse ist innerhalb der Seiten- und Endmoränen verblieben.

An der Einmündung des Grubenkars in das Vomperloch sind vom ehemaligen Leiterhüttl talabwärts im Talgrund ausgedehnte Grobblockablagerungen verbreitet. Möglicherweise sind diese auch auf Schnee oder einer Gletscherzunge abgelagert worden, zumal sie morphologisch eine auffallende Längserstreckung aufweisen.

Restablagerungen einer Felsgleitung mit Abrisskante und schichtparalleler Abgleitfläche auf den mittelsteil N-fallenden Wettersteinkalkbänken finden sich des Weiteren an der orografisch rechten Seite des Vomperloches im Bereich des Steilabstiegs des Knappensteigs zum Talboden.

Die Blockmasse eines weiteren großen Felssturzes ist südöstlich der Hallerangeralm in Süd-Nord-Richtung quer über den Talboden gebreitet (diese Felssturzmasse wurde auch schon von BÜSEL, 2014, beschrieben). Die Felsmasse ist aus der Nordwand der Speckkarspitze an mittelsteil E-fallenden Überschiebungen und NW-SE verlaufenden, steilen dextralen Blattverschiebungen initial als Felsgleitung ausgebrochen, in weiterer Folge in eine Sturzstromablagerung übergegangen. Flankiert von zwei Blockgletscherablagerungen ist die Masse am Südhangfuß der Sunntigerspitze einige Zehnermeter auf Nordalpine Raibler Schichten des nördlichen Gegenhangs ausgebreitet, unter Ausbildung deutlicher, quer streichender Brandungswälle. Der östliche Rückstaubereich ist durch Schwemmkegelsedimente aufgefüllt, die von Nordosten aus tief in Nordalpine Raibler Schichten eingeschnittenen Gräben geschüttet wurden.

Ablagerungen kleinerer Felsstürze finden sich östlich des Überschalljochs, im höheren Teil des Grubenkars, am Knie des Vomperloches an der Einmündung des Grubenkars und unterhalb der großen Zwerchbachquelle im Zwerchloch. In den beiden letzteren Fällen ist das Blockwerk vermutlich schon in glaziale Ablagerungen eingebaut, zumal die Blöcke in viel feinklastischem Material (Schluff, Sand, Feinkies) eingebettet sind.

Im Bereich des Kristlalpls im mittleren Vomper Loch (AV-Karte 5/3) bilden Felssturzaablagerungen, mit vereinzelt sehr großen Blöcken aus Wettersteinkalk der darüber liegenden Wände, die Füllmasse einer ehemaligen Talstufe, die in den feinklastischen Lagen der Nordalpinen Raibler Schichten verlief. Teile der Sturzmasse sind nachträglich auf den Wasser stauenden, feinklastischen Horizonten abgeglitten bzw. als Fließmasse weiterbewegt worden.

Felsgleitung südöstlich Bollenbachquelle

An der orografisch rechten Seite des vorderen Vomperloches, ca. 700 m östlich der Ganalm, verengt die Ablagerungsmasse einer großen Felsgleitung den Talquerschnitt. Die Gleitmasse besteht aus einer in Teilbereichen noch zusammenhängenden, ansonsten in Schollen aufgetrennten Schichtfolge von Hauptdolomit, Kössen-Formation, Rotkalken der Adnet-Formation und Graukalken der Allgäu-Formation, die Teil der liegenden „Tannheim-Decke“ sind, sowie auflagernden Eisrandsedimenten (Kiesen). Letztere stehen ungestört auch westlich, außerhalb der Massenbewegung zwischen 860 und 940 m Höhe, am Weg zur Wasserfassung des Vomperbach-Kraftwerks an. Der

deutlich ausgeprägte und unbewachsene Abrissbereich liegt im Hauptdolomit im Grenzbereich zur Kössen-Formation und entlang einer NE–SW streichenden, subvertikalen Seitenverschiebung mit sinistralen Versatz. Die Gleitmasse ist im Fußbereich auf den orografisch linksseitigen Wettersteinkalk der hangenden „Karwendel-Decke“ „aufgeföhren“. Bis 10 m über dem heutigen Vomperbach-Niveau auftretende grobe, steinig-blockige Bachsedimentreste geben Hinweis für die zeitweilige Blockade und Sedimentation im Rückstaubereich der Gleitmasse. Aktuell zeigt die Gleitmasse im frontalsten Bereich infolge Ufererosion das Abgleiten von Teilkörpern. Im rückwärtigen Teil ist die Gleitmasse von Hangesedimenten aus Hauptdolomitmaterial überschüttet.

Am Rücken aus Nordalpinen Raibler Schichten, südöstlich unterhalb des Knappenhüttls, beobachtet man zwischen 1.510 und 1.620 m ein Ausbauchen des Geländes nach Südosten und steile rückhangseitige Böschungen. Es handelt sich hier um das „Absacken“ (Felsgleitung) von Raibler Felskörpern, z.T. mit auflagernder Moräne, um Zehnermeter. Die Bewegung erfolgte vermutlich entlang von konjugierten, NE–SW und NW–SE streichenden steilen Störungen, die hier den Scharnierbereich der großen Überschall-Synklinale, der von den Nordalpinen Raibler Schichten gebildet wird, segmentieren. Weiters kommen im Nahbereich des Knappenhüttls und westlich davon kleinräumige, flachgründige Erdschuttstromablagerungen vor, die sich aus den feinklastischen Schichtanteilen der Nordalpinen Raibler Schichten (Sandsteine, Tonsteine, Mergel) entwickelt haben.

Karsterscheinungen

Sowohl in der Lagunen-, als auch in der Riffazies des Wettersteinkalks sind vielfältige und teils Zehnermeter tief reichende Karststrukturen entlang von Bankflächen, Klüften und Störungen entwickelt. Hierzu zählen verschiedene Karrenformen, Dolinen, Trichter, Schächte und Halbhöhlen („Gufeln“). Am eindrucksvollsten sind die Karstformen des höheren Lams- und Grubenkars und der Schneepfanne. Im das Grubenkar ostseitig begrenzenden Kamm finden sich zwischen 1.900 und 2.000 m Höhe bis über 1 m große, bankparallele unregelmäßige Hohlräume, die mit roten rekristallisierten Kalkareniten bis -siltiten gefüllt sind. Es könnte sich hier um einen älteren, kreide-, paläogen- oder neogenzeitlichen Karst handeln.

Tektonischer Bau

Die Überschall-Synklinale

Die tektonische Hauptstruktur im Arbeitsgebiet ist eine große, E–W bis ENE–WSW streichende und vom mittleren Vomper Loch über das Überschalljoch und das Lafatscher Tal bis in das äußere Hinterautal verfolgbare Synklijinalstruktur, die hier als „Überschall-Synklinale“ bezeichnet wird (siehe auch HEISSEL, 1978; HORNING, 2020). Nördlich und südlich schließen weitere Großantiklinalen und -synklijinalen an, die z.T. durchgesichert sind (Details in HEISSEL, 1978; GRUBER, 2017; HORNING, 2020). Dem mäßig steil S-fallenden Nordschenkel, der den Repskamm und die Nordflanke des Vomper Lochs aufbaut, steht ein steil N-fallender, vielerorts senkrecht bis steil überkippt S-fallender Südschenkel gegenüber, der großteils die gewaltigen Nordwände der Gleirsch-Bettelwurf-Kette im Süden bildet.

Die Achsenfläche der N-vergenten Falte fällt steil nach Süden bis Südsüdosten ein. Die Flanken der Synklinale werden aus Wettersteinkalk aufgebaut, den Kern bilden die Nordalpinen Raibler Schichten, westlich der Kohleralm am Halleranger auch noch geringmächtiger Hauptdolomit, der aufgrund eines leichten Achsenabtauchens nach Westen bis Südwesten in Richtung Überschalljoch in die Luft ausstreicht. Das Scharnier der Großfalte ist im Wettersteinkalk am Westende der Vomper Loch Schlucht (hier wieder mit leichtem Achsenfallen nach Osten), in den Nordalpinen Raibler Schichten am Südostende der Brantlirinne und im Hauptdolomit an den Gschnierköpfen aufgeschlossen. Im Kern der Synklinale ist der Hauptdolomit intensiv N-vergent verfaultet und zerschert (HORNING, 2020). Sowohl im Nordschenkel zwischen Ödkarl und Spritzkar, als auch im Südschenkel der Synklinale nördlich unterhalb der Kaskarspitze gibt es auch kleinere, z.T. offene bzw. liegende Falten, deren Achsenstreichen NE–SW verläuft, und die vermutlich einer Deformationsphase vor der Hauptfaltenbildung zuordenbar sind. Zwischen Reps und Hochkanzel wird der Nordschenkel der Überschall-Synklinale an mehreren NNW–SSE bis NW–SE verlaufenden steilen Störungen segmentiert: Markerversätze der Formationsgrenze zwischen Wettersteinkalk und Nordalpinen Raibler Schichten sowie strukturelle Messungen an den Störungen ergeben überwiegend dextrale, untergeordnet auch sinistrale Seitenverschiebungen, letztere vorzugsweise an NE streichenden Störungen. Es gibt lokal, z.B. am Südfall des Reps und der Hallerangerspitze jedoch auch NW–SE-Störungen mit sinistralen Versatz; N–S- bis NE–SW-Störungen mit dextralem Versatz konnten ebenso beobachtet werden. Die Versatzbeträge bewegen sich an den meisten Störungen im einstelligen Meterbereich. An den zwei größten dextralen Seitenverschiebungen (eigentlich sind es Störungsbündel), einmal zwischen Reps und Sunntigerspitze und 1,5 km weiter östlich, westlich der Gamskarspitze, erreichen die Beträge jedoch 600–700 m. Diese beiden bedeutenden Störungen durchtrennen auch die engen Faltenstrukturen in der gewaltigen Nordwandflucht des Repskamms. Zwei ähnlich orientierte, parallellaufende dextrale Störungssäste zwischen der Brantlirinne und der Hochkanzel durchörterten laut Laserscanbildern das gesamte hintere Rossloch (Rosskar) bis zur Lalidererspitze. Vergleichbare dextrale Störungen, wenn auch mit weit geringeren Versatzbeträgen (bis 100 m), lassen sich auch am Südschenkel der Synklinale beobachten. Dort ist der stratigrafische Kontakt Wettersteinkalk – Nordalpine Raibler Schichten nicht durchgehend aufgeschlossen bzw. häufig verschüttet, dadurch müssen die Versatzbeträge durch Ergänzungen der, auch morphologisch herauspräparierten Grenzfläche in Streichrichtung rekonstruiert werden. Die Seitenverschiebungen wurden vermutlich syngenetisch zur N–S-Kompression und zur Anlage des N-vergenten Faltenbaus angelegt, wobei das eigentliche WSW–ENE-Streichen der Faltenstruktur durch die vielen dextralen Versätze in ein scheinbares E–W-Streichen verformt wurde. Ein anschaulicher N–S-Profilsschnitt 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

Mitten in den Nordwandfluchten des Gleirschkamms, von der Kaskarspitze im Westen bis zu den Bettelwürfen im Osten, wird der Südschenkel der Überschall-Syn-

klinale von einer markanten, etwa E–W streichenden und mittelsteil S-fallenden Großstörung gekappt. Diese Störung wurde bereits Anfang 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; vgl. auch AMPFERER, 1928). Vor mehr als 40 Jahren hat sich HEISSEL (1978) im Rahmen seiner Dissertation näher mit dieser großen Störung befasst und sie als „Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung“ definiert, an der die Gleirschkamm-Bettelwurf-Antiklinale N-vergent auf die Lafatscher Rosskopf-Bettelwurf-Nordwand-Antiklinale aufgeschoben wurde (HEISSEL, 1978: 271–273, Abb. 1–4). Von Westen betrachtet, taucht die Störung östlich der Praxmarerkarspitze aus den Schutthängen des Hinterödtkars an der Wandbasis auf und verläuft leicht ansteigend quer durch die Nordwände der oben genannten Gipfel bis in die markante Scharte zwischen Lafatscher Rosskopf und Kleinem Lafatscher, die ihre Entstehung dieser Störung verdankt. Dank des breiten Einschnitts des Lafatscher Jochs sind die Orientierung und Lage der Überschiebung im Raum gut sichtbar und vor Ort einmessbar. Am Nordwestgrat der Speckbarspitze ist die Störung auf 2.490 m direkt aufgeschlossen: S 154/53, L 214/25. Die Messwerte zeigen eine Schrägaufschubung nach NNE. Die Gesteine unmittelbar im Hangenden der Störung sind stark brekziiert und durch ockergelb bis hellrot verwitternde, z.T. rekristallisierte, pelitische bis siltitische, teils feingeschichtete Sedimente in den Zwickeln gekennzeichnet. Im Störungsabschnitt zwischen Lafatscher Rosskopf und Kleinem Lafatscher sind vergleichbare, rot gefärbte Störungsbrekzien schon von weitem sichtbar. Ob die Rotfärbung der Brekzie und der Fund von eisenschüssigen Bohnerzen und Bruchstücken von Hippuriten in Spalten am Südostgrat des Kleinen Lafatschers (KROIS & STINGL, 1994; HORNING, 2020) in ursächlichem Zusammenhang mit lateritisch-bauxitischen Verwitterungsbildungen zur Zeit der Ablagerung der Gosau-Sedimente in der Oberkreide bzw. im Paläogen stehen, ist noch nicht untersucht. Der Hangendblock ist an der Westseite der Speckkarspitze durch eine antiformale, stirnartige Falte charakterisiert, deren Orientierung noch nicht genau erfasst wurde. Im Liegendblock nordwestlich unterhalb der Speckkarspitze ist eine große, mittelsteil ENE fallende Störungsfläche erwähnenswert, deren Bewegungsindikatoren eine Rücküberschiebung nach Südwesten anzeigen und die jünger ist als die dextralen Seitenverschiebungen, da diese versetzt werden.

Die Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung ist aus der Ferne betrachtet in den Nordwänden gut durch die unterschiedliche Schichtlagerung im Liegend- (subvertikal N- oder S-fallend) und im Hangendblock (mäßig steil SW-fallend) erkennbar. Die Überschiebung lässt sich östlich der Speckkarspitze noch gesichert bis zum Meridian des Großen Bettelwurfs verfolgen. Während im westlichsten Abschnitt die Überschiebung den Südschenkel der Überschall-Synklinale fast vollständig unter sich begräbt und auch noch auf den Hauptdolomit im Kern übergreift, taucht in der Nordwand der Bettelwürfe im Liegendblock das Scharnier einer südlich an die Überschall-Synklinale anschließenden Antiklinale auf, die von Osten und von Norden aus dem Grubenkar gut eingesehen werden kann. Hierbei dürfte es sich um die Lafatscher Rosskopf-Bettelwurf-Nordwand-Antiklinale sensu HEISSEL (1978) handeln

(vgl. BRANDNER, 2008). Einem flachen Südschenkel im Bereich der Fallbachtürme folgt ein sehr steiler Nordschenkel, der gleichzeitig den Südschenkel der Überschall-Synklinale darstellt. Die Achsenfläche fällt somit nach Süden bis Südosten ein. Von weitem ist ein leichtes Achsengefälle nach Osten sichtbar, das Scharnier streicht nördlich unterhalb des Hundskopfs durch. Bei Betrachtung des Bettelwurf-Massivs von Süden bietet sich eine völlig andere strukturelle Situation dar: Das S- bis SE-Fallen der Schichtung des lagunären Wettersteinkalks am Grat vom Hundskopf nach Westen wird Richtung Hoher Fülleg immer steiler, nach Süden, am Störungskontakt zu den Nordalpinen Raibler Schichten hin, wieder flacher. Es ist noch nicht klar, ob es sich hier um eine Synform mit steilem NW- und flachem SE-Schenkel oder um eine nach NW abtauchende Antiform mit überkipptem SE-Schenkel und überkippter Achsenfläche handelt. Um diese komplexen Faltenstrukturen besser verstehen zu können, bedarf es noch weiterer Begehungen am Südabfall des Bettelwurf-Massivs.

Die in der Überschall-Synklinale (Liegendblock) in beiden Schenkeln auftretenden, staffelartig angeordneten dextralen Seitenverschiebungen setzen sich merkwürdigerweise nicht im Hangendblock der Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung fort. Die Überschiebungsfläche wird nach den bisherigen Beobachtungen durch keine Störung versetzt. Dennoch weist auch der Hangendblock eine Reihe von gleichartigen NW–SE streichenden dextralen Seitenverschiebungen auf, z.B. an der Südflanke der Speckkarspitze und des Kleinen Bettelwurfs, die an der Überschiebungsfläche enden. Dies könnte bedeuten, dass die Überschiebung nicht als Folge der N–S-Einengung, Faltenbildung und konjugierten Zerschering an steilen Störungen, sondern zu einem späteren Zeitpunkt entstanden ist. Die dextralen Störungen im Hangendblock könnten demnach transportiert sein. Im Gegensatz zur lang in E–W-Richtung durchstreichenden Überschall-Synklinale im Liegendblock zeigt der Hangendblock ein Streuen des Schichteinfallens von Ost über Süd bis Südwest, ohne dabei, mit Ausnahme am Südwestgrat der Speckkarspitze, klare Faltenstrukturen erkennen zu lassen. Dies weist darauf hin, dass der Hangendblock der Überschiebung auch durch eine andere Deformation als die N–S-Einengung geprägt worden ist und daher die Überschiebung nicht ohne weiteres rückabgewickelt werden kann. Möglicherweise handelt es sich hier um domartige Strukturen, die im Zusammenhang mit einem diapirartigen Aufstieg des Halltaler Salzstockes stehen.

Die Hochnissl-Störung

Die Südflanke des Hochnissl-Massivs wird von einer markanten, N-fallenden Störung etwa 400 Höhenmeter unterhalb des Hauptgipfels in E–W-Richtung gequert. Die Störung lässt sich über mehrere km aus dem Stallental bis in das Zwerchloch verfolgen. An der Störungsfläche, die durchschnittlich mit 60° nach Norden einfällt, grenzen – je nach topografischer Lage – in den tiefen Grabeneinschnitten des Schneetals (laut AV-Karte 5/3) östlich des Bärenkopfs und des Bärenrentals (laut AV-Karte 5/3) westlich davon die S-fallende Steinalm- und Reifling-Formation im Liegendblock an die Riffschuttgesteine des Wettersteinkalks im Hangendblock. Demgegenüber stoßen die Riffschuttgesteine am nach Süden vorragenden Bärenkopf und am Südgrat des Hochnissl direkt aufeinander.

Der Abschiebungsbetrag nach Norden lässt sich an der Fiechterspitze mit mindestens 300 m abschätzen. Entlang der Abschiebungsfäche fand eine breite Zertrümmerung und Rotfärbung der Störungsgesteine statt, insbesondere im Hangendblock, vergleichbar denen an der Gleirsch-kamm-Bettelwurf-Überschiebung (siehe dort). Bei näherer Betrachtung zeigt sich, dass in den Brekzien die bereits von anderen Störungen (Gleirsch-kamm-Bettelwurf-Überschiebung, Stempeljoch-Überschiebung, Störungen am Gleirschjochl; zu letzteren beiden ist ein Bericht in Vorbereitung) bekannten Hohlräume vorkommen, die mit sterilen siltig-tonigen Rotsedimenten verfüllt sind. Sowohl die Genese eines Teils der Brekzien als auch der Hohlräume und deren Rotsedimente könnten mit einer früheren, kretazisch-neogenen(?) Verkarstung unter tropischen bis subtropischen Bedingungen erklärt werden. Die Abschiebung ist an vielen Stellen durch jüngere Störungen überprägt: Dies äußert sich in einer Steilstellung bis lokalen Überkipfung der ursprünglich N-fallenden Störungsfäche nach Süden, in einem zunehmend steileren Einfallen der Schichtung im Liegendblock zur Störung hin (Schleppung), als auch in der Neuanlage steil S-fallender Bewegungsflächen mit geringfügiger Aufschiebung nach Norden (vgl. BRANDNER et al., 1995). Besonders gut sichtbar ist dies im Graben südöstlich unterhalb des Hochnissl. Höher oben, am Südgrat des Hochnissl, werden auch diese steilen Aufschiebungen von flachen Rücküberschiebungen nach Süden gekappt. In diesem Kontext sind auch eine N-gerichtete Aufschiebung innerhalb des Wettersteinkalks an der Westseite des Zwerchlochs (am Ausgang der Huderbankklamm, AV-Karte 5/3) unter Ausbildung mächtiger Kataklasite, und die Rücküberschiebungen nach Süden von steil überkipptem Wettersteinkalk auf die basalen Klastika der Nordalpinen Raibler Schichten am Wanderweg südwestlich der Sonnschartenspitze zu betrachten. Weiters gibt es eine Reihe von NE-SW bis NNE-SSW streichenden steilen Störungen, die sowohl die Abschiebungs- als auch die überprägenden Aufschiebungsfächen sinistral, z.T. schräg abschiebend nach Südwesten versetzen. Der Bewegungssinn lässt sich z.B. anhand von Riedelflächen und Faserkristalliten entlang des Weges auf den Hochnissl ermitteln. Die bedeutendste dieser Störungen lässt sich vom Hochnisslkamm über die Verflachung des Niedernissl bis in den Nasstalwald verfolgen, wo die Grenze des lagunären Wettersteinkalks zu den Nordalpinen Raibler Schichten um gut 100 m sinistral nach Südwesten versetzt ist.

Das Abschiebungssystem im Kamm Hochnissl-Lamsenspitze

In den Nordostwänden des langen Kamms vom Hochnissl zur Lamsenspitze sind aus dem Stallental zahlreiche aus der Wand austretende, vermutlich SW-NE streichende, steil NW- als auch SE-fallende Störungen erkennbar. Besonders eindrucksvoll stellt sich das durch synthetische Staffelbrüche bedingte Abtreppen der morphologisch hervortretenden Grenze Reifling-Formation – Wettersteinkalk in Riffazies um mehrere 100 Meter von der Steinkarlspitze nach Nordwesten und in umgekehrter Richtung von der Lamsscharte nach Südosten dar. Dadurch wird der Wettersteinkalk bis an den Wandfuß herabgesetzt. Die glatte Felsfläche am Südostabfall der Lamsenspitze, die am Aufstieg zur Lamsscharte gequert wird, stellt eine große SE-fallende Abschiebung dar. Dies untermauern auch weitere Messungen an parallel verlaufenden Störungsfächen

südöstlich der Scharte. Analog dazu dürfte es sich auch bei den weiter östlich gelegenen großen synthetischen Staffelbrüchen um Abschiebungen handeln. Die Störungen streichen auch im Lamskar in SW-Richtung durch und bewirken z.B. das Umbiegen des unteren Karbereichs von NNW- in SW-Richtung. Im Nordostwand-Abschnitt zwischen der Steinkarlspitze und dem Hochnissl sind jedoch auch steile Aufschiebungen nach Südosten oder Osten ersichtlich, welche die Abschiebungen überprägen. Dabei benützen die Aufschiebungen dieselben Flächen wie die Abschiebungen. Dies bedeutet, dass es sich hier vermutlich um invertierte Abschiebungen handelt. An den Störungsfächen ist Steinalm-Formation auf Reifling-Formation und diese wiederum auf Wettersteinkalk aufgeschoben. Die bedeutendste dieser Aufschiebungsfächen streicht auch noch am Südwandfuß der Steinkarlspitze, im Steinkarl, aus und ist dort durch Bildung von Halbhöhlen gekennzeichnet. Neben den steilen Aufschiebungen gibt es innerhalb der Virgloria-Formation auch flache Überschiebungen, die sich wieder schichtparallel verlieren und durch Faltung kompensiert sind.

Die Aufschiebung und Falte der Huderbankspitze

In der trichterförmigen ostseitigen Schlucht zwischen Huderbankspitze und Kaiserkopf ergibt sich beim Anblick von Nordosten aus dem Lamskar folgende tektonische Situation: Auf eine N-vergente Antiform folgt nach Norden eine ebenso N-vergente Synform, die an einer steilen S-fallenden Störung nach Norden durchgeschert ist. Im höheren Abschnitt des Hangendblocks ist die Falte durch eine flache, N-gerichtete Überschiebung abgeschnitten. Der Versatz an der Aufschiebung ist am Übergang der Klinoformen zur gut gebankten Lagunenfazies zu sehen. Die Steilheit der Aufschiebung impliziert die kompressive Reaktivierung einer bereits bestehenden Störung. Während im Hangendblock scheinbar flaches Schichteinfallen besteht, ist die Schichtlagerung im Liegendblock konstant steil S-fallend. Die Vogelperspektive (Orthofotos und Laserscans, Land Tirol) und Fotos von Klettertouren (<https://www.hikalife.com/bergtouren/>) zeigen deutlich, dass das Streichen der Schichtung im Hangendblock am Grat von der Huderbankspitze bis zum Kaiserkopf von E-W sukzessive auf SE-NW bis N-S an der Störung dreht. Die Schichtung des Hangendblocks steht also in steilem Winkel zur Aufschiebungsfäche und zu den parallel dazu liegenden Schichtflächen im Liegendblock. Es könnte sich bei dieser Struktur einerseits um eine großräumige Schleppung an einer (transpressiven?) Seitenverschiebung oder auch um eine, durch spätere N-S-Einengung steil gestellte Rampen-Antiklinale einer einstigen Top-nach-W- oder Top-nach-NW-Bewegung handeln. Auffallend ist hierbei auch, dass die Hochnissl-Abschiebung sich im Streichen nach Westen zwanglos mit dieser Störung verbinden lässt. Noch weiter nach Westen lässt sich die Spur der Störung mit Vorsicht bis in das Grubenkar verlängern. Tiefe E-W-Scharten mit beidseitig unterschiedlicher Schichtlagerung in den nach Süden abfallenden Kämmen zwischen Ödkarl, Spritzkar und Grubenkar geben hierfür Hinweise.

Störungen der Vomperloch Schlucht, der Gan- und Walderalm

Der Schluchtbereich des Vomperlochs zwischen der Prügklamm im Westen und dem großen Umbiegen des Vomperbachs von E-W auf N-S-Richtung am Vomperberg, ist

durch eine Reihe von großen E–W und NE–SW streichenden, meist steilen Störungen geprägt. Am markantesten ist die große E–W-Störung, die vom Stubbach bis zur Bärenklamm steil S-fallende Nordalpine Raibler Schichten im Norden von Wettersteinkalk in Lagunenfazies im Süden trennt. Letzterer liegt im östlichen Abschnitt zusammen mit den auflagernden Nordalpinen Raibler Schichten flach, im westlichen Abschnitt (nordwestlich der Walderalm) steil N-fallend. Diese Störung verliert sich im Westen in der großen Antiklinale in den Nordwänden der Fallbachtürme. An der Störung sind auch die Nordalpinen Raibler Schichten im Norden gegenüber dem Wettersteinkalk im Süden um einige Hundert Meter relativ abgeschoben. Im Mündungsbereich des Zwerchlochs und von da ostwärts beobachtet man entlang dieser Störung eine Einengungskomponente in Form steil N-gerichteter Aufschiebungen von Wettersteinkalk im Süden auf Nordalpinen Raibler Schichten im Norden. Am Zwerchbach gibt es den Fall einer Aufschiebung, die flacher ist als das Schichteinfallen der Nordalpinen Raibler Schichten im Liegendblock, so dass letztere unter Schichtausfall zugeschoben werden. Topografisch höher oben im Profil liegt schließlich Wettersteinkalk auf Wettersteinkalk. Östlich der Melansalm werden durch steile Aufschiebungen die Nordalpinen Raibler Schichten ebenso zwischen dem Wettersteinkalk des Liegendblocks (im Norden) und dem des Hangendblocks (im Süden) fast vollständig zugeschoben.

SW–NE streichende, vermutlich sinistrale Störungen des Inntal-Störungssystems schneiden letztlich zwischen der Walderalm und der Stubbachquelle die eben beschriebenen Störungen schräg ab und führen auch dazu, dass die Gesteine der liegenden Tannheim-Decke lateral an die Gesteine der Karwendel-Decke grenzen und die ursprüngliche Deckengrenze im Gebiet des Vomperlochs überprägen.

Literatur

- AMPFERER, O. (1903): Geologische Beschreibung des nördlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **53**, 169–252, Wien.
- AMPFERER, O. (1907): Über Gehängebrekzien der Nördlichen Kalkalpen. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **57**, 727–752, Wien.
- AMPFERER, O. (1928): Über die Einfügung der Salzstöcke in den Bau der Nordalpen. – Zeitschrift für die Kali- und -Steinsalzindustrie sowie das Salinenwesen, **5**, 58–62, Halle an der Saale.
- AMPFERER, O. (1946): Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, **106** (1942), 1–95, 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.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Karte des südlichen Theiles des Karwendel Gebirges 1:50.000. – 1 Blatt, Geologische Reichsanstalt/Militärgeographisches Institut, Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 179–185, Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1899): Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 289–374, Wien.
- AMPFERER, O. & HEISSEL, W. (1950a): Geologische Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes 1:25.000. – 1 Blatt, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- AMPFERER, O. & HEISSEL, W. (1950b): Das östliche Karwendel. Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes. – 55 S., Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1912): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt 5047 (Innsbruck und Achen-See). – 1 Blatt, k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Innsbruck-Achensee (5047). – 108 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BRANDNER, R. (2008): Absams Untergrund – Zur Geologie des Gemeindegebietes Absam. – In: GEMEINDE ABSAM (Hrsg.): Dorfbuch Absam, 9–36, Absam.
- BRANDNER, R., ORTNER, H. & POSCHER, G. (1995): Geologische Manuskriptkarte 1:10.000 auf ÖK 118 Innsbruck, 119 Schwaz und 120 Wörgl. – 38 Blätter, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18464-RA/118].
- BRANDNER, R. & KRYSSTYN, L. (2013): Bericht 2012 über Profilaufnahmen und biostratigraphische Probenbearbeitungen in der Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen (Karwendelgebirge) auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 417–420, Wien.
- BÜSEL, K. (2013): Bericht 2012 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 405–411, Wien.
- 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.
- BÜSEL, K. (2015): Bericht 2014 über quartärgeologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen in den Gebieten Hinterautal, Gleirschtal, Halltal und Vomperloch (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 293–298, Wien.
- FELS, E. (1929): Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. – Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft, **202**, 85 S., Gotha.
- GRUBER, J. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gleirschspitze, Hohe Warte, Pürzelkopf, Kleinkristental und Mandltal (Nordkette, Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 304–309, Wien.
- GRUBER, J. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Birkkarklamm, Großer Heissenkopf, Repts, 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. (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.

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 km². Um den Anschluss an das letztjährige Kartiergebiet einzubinden, wurde es um das Birkkar auf ca. 29 km² 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.