

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 und Blattnummern angegeben.

Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

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

KATRIN BÜSEL

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Einleitung

Die Kartierung vom Sommer 2014 für das Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (nationale Blattnummer: 2223) umfasst mehrere Teilflächen im Karwendelgebirge. Das Hauptaugenmerk wurde auf quartäre Ablagerungen gelegt.

Im Hinterautal wurden der Jagdgraben bzw. die Gebiete um den Kasten-Hochleger (1.728 m) sowie um die Hinterödalm (1.598 m) kartiert, welche an der Nordseite von Jägerkar-, Östliche Praxmarerkar- und Kaskarspitze (2.470 m, 2.638 m, 2.580 m) in der Gleirsch-Halltal-Kette liegen. Weiters wurden das Praxmarerkar, Kaskar und Sonntagkar im Samertal an der Südseite der Kette sowie das Gebiet um die Pfeishütte (1.922 m) bis zum Stempeljoch (2.215 m) aufgenommen. Im Halltal wurde das gesamte Tal aufwärts des Bettelwurfecks begangen.

Im Vomperloch fanden Untersuchungen im Abschnitt zwischen Überschalljoch (1.912 m) und Bärenklamm statt.

Samertal

Geologischer Überblick

Das Gebiet um die Pfeishütte zwischen Gleirschtaler Brandjoch (2.372 m) und Stempeljoch ist aus Wettersteinkalk in Lagunenfazies aufgebaut. Das Schichteinfallen zeigt eine großräumige WSW–ENE streichende Synklinalstruktur mit dem Faltenkern nahe dem Gleirschtaler Brandjoch und einem sehr steilen Südschenkel in der Rumer Spitze (2.454 m). Eine steile Aufschiebungsfläche, die am Stempeljoch aufgeschlossen ist, erstreckt sich nach Westen in den Faltenkern hinein. In den südseitigen Karen der Gleirsch-Halltal-Kette zeigt sich ein Schichtfallen nach SE. Eine auffallende Flexur ist an der Südflanke der Bachofenspitze (2.668 m) innerhalb des Nordschenkels der Synklinalen entwickelt.

Morphologie und quartäre Ablagerungen

Umgebung Pfeishütte

Dieses Gebiet gliedert sich in das Kar nördlich der Arzler Scharte (2.158 m) und das Kar westlich des Stempeljochs bzw. nordwestlich des Kreuzjöchls (2.121 m). Nördlich der Rumer Spitze (2.454 m) vereinigen sich die Karflächen zu einer weiten Hochfläche, die bei der Pfeishütte auf rund 1.900 m steil in das Samertal abfällt.

Der kleine Kessel westlich vom Stempeljoch zwischen Stempeljochspitze (2.543 m) im Norden und Thaurer Jochspitze (2.306 m) im Süden ist mit reichlich Moränenmaterial verfüllt, welches von zahlreichen Vertiefungen (Permafrost- oder Suffosionserscheinungen?) übersät ist. Auf einer Höhe von rund 2.090 m zieht ein ausgeprägter Wall quer über den Talboden. Der dazugehörige linke Seitenmoränenwall zieht über dem Nordwest-Rücken der Thaurer Jochspitze bis auf 2.205 m hoch.

Der höher gelegene Teil des Kessels wird von eng gestaffelten Endmoränenwällen umschlossen, an welche auch hier, von vielen kleinen Senken (Permafrost- oder Suffosionserscheinungen?) durchsetztes Ausschmelzmoränenmaterial angrenzt.

Zwei schmale Seitenmoränenwälle ziehen vom Stempeljoch in den Kessel bis an die Masse der Ausschmelzmoräne hinab.

Zwischen dem Nordwestgrat der Thaurer Jochspitze und dem Anstieg zum Kreuzjöchl ist ein schöner Endmoränenwall erhalten. Westlich schließen der Rest eines rechtsseitigen Endmoränenwalles und verschwemmtes Moränenmaterial an.

Nördlich und westlich der Rumer Spitze liegt eine ausgehende Block- und Schuttmasse, die von tiefen Senken und Rinnen durchsetzt ist. Randlich sind teilweise ineinander übergehende Blockgletscherkörper abgrenzbar, sodass sich diese Blockmasse in Form einer steilen Stirn vom Karboden abhebt. Sie wird hangseitig von Hang- und Murschutt überlagert.

An den Hangfuß des Gleirschtaler Brandjoches (2.372 m) und der Mandlscharte im westlichen Teil des Kares sind drei fossile Blockgletscher und die Reste eines Seitenmoränenwalles angelagert.

Vom westlichen Teil der Arzler Scharte erstreckt sich ein schmaler Seitenmoränenwall Richtung Nordosten. Im Südwesten hängt er mit kleinen Körpern aus diamiktischem Material und im Nordosten mit einem Endmoränenwall zusammen.

Südlich der Arzler Scharte zieht ein mächtiger Moränenwall von 2.020 m bis auf rund 1.900 m in das Tal der „Arzler Reise“ hinab. Zwischen 1.900 m und 2.000 m ist dieser Wall gestaffelt. Diese Staffeln enden mit einem schwach ausgebildeten Endmoränenwall, der einem Felssporn aufliegt, welcher isoliert aus der Schuttwüste der Arzler Reise ragt.

Sonntagkar

Das Praxmarer- und das Kaskar brechen mit hohen Felsstufen (Hängekare) in das Samertal, dem hinteren Abschnitt des Gleirschtals ab. Das Tal steigt kontinuierlich nach Osten an und verzweigt sich unterhalb der Pfeishütte in das Sonntagkar im Nordosten, das Kar unterhalb des Stempeljochs im Osten und in das Kar, das nach Südwesten zur Arzler Scharte führt.

Der Karboden des Sonntagkars erstreckt sich von einer Höhe von 2.020 m bis unterhalb der Gipfel von Stempeljochspitze, Rosskopf (2.670 m), Hintere Bachofenkar (2.668 m) und Sonntagkarspitze (2.575 m). An die steil aufragenden Wände dieser Gipfel sind Schuttschürzen angelagert, die das ganze Kar umrahmen. Die mächtigsten quartären Ablagerungen liegen im Westteil des Kares. Ein Endmoränenwall begrenzt eine von Blöcken bedeckte Ausschmelzmoräne, die zahlreiche Toteislöcher aufweist. Im höher gelegenen Teil des Kares, unter der Sonntagkarspitze, liegen drei Staffeln von Endmoränenwällen, an welche hangseitig Wälle aus Lawinenschutt angelagert sind.

Ein Felsrücken verläuft in der Mitte des Kares und trennt den stärker eingetieften östlichen Teil vom übrigen Kar. Von Westen zieht ein geringmächtiger Wall über diesen Rücken bis auf eine Höhe von 2.200 m herab. Im östlichen Teil des Kares ist der Felsrücken mit Diamikt bedeckt, der nach Westen von einem schmalen Seitenmoränenwall begrenzt ist. Im tiefsten Teil dieses Abschnitts liegen bucklige Massen aus Schutt und Blöcken. Sie werden im Süden von einem Endmoränenwall umschlossen, der mit einer steilen Böschung über die Karschwelle bis auf 2.000 m Höhe herabreicht.

Kaskar

Im Kaskar sind nur wenige Reste der ehemaligen spätglazialen Vereisung erhalten. Das Kar ist mit Schuttschürzen ausgekleidet. Von der Kaskarspitze zieht ein Felsband quer durch das Kar. Auf diesem Felsband in 2.200 m Höhe liegt ein Endmoränenwall, der hangseitig von einem Schuttfächer bedeckt wird. An der Ostflanke im südlichen Teil des Kares zwischen 2.040 und 2.080 m befindet sich ein lang gezogener Buckel aus Diamikt mit polierten und gekritzten Geschieben. Die Fläche oberhalb der Karschwelle ist im Bereich des Bachbettes mit Blöcken bedeckt. Orografisch rechts vom Bach zieht ein geringmächtiger, aus grobem Blockwerk zusammengesetzter Wall bis zur felsigen Karschwelle vor.

Praxmarerkar

Dieses große Kar liegt rund 350 m über dem Samertal über einer felsigen Steilstufe. Aufgrund der schweren Zugänglichkeit wurde es vom Gegenhang (Südseite Samertal) aufgenommen. Zusätzlich wurden Orthofotos und Laserscanaufnahmen herangezogen.

Es gliedert sich in einen kleineren, kesselförmigen, tiefer gelegenen Teil und einen ausgedehnteren, flachen Bereich zwischen den Praxmarerkarspitzen und der Kaskarspitze. Im tieferen Abschnitt liegt an der Ostseite des Südgrates der Westlichen Praxmarerkarspitze auf 1.960 m ein markant ausgebildeter, geringmächtiger Endmoränenwall. Gestaffelte Endmoränenwälle sind über 2.060 m, im höher gelegenen, westlichen Karbereich anzutreffen. Hangseitig ist Ausschmelzmoräne angelagert. Von diesen Ablagerungen sind sowohl in östlicher Richtung als auch in südlicher Richtung über den Felsrücken in den tiefer gelegenen Karbereich kleinere und geringmächtige Seiten- und Endmoränenwälle zu verfolgen.

Im Osten des Kares, auf rund 2.100 m Höhe, liegen drei wallförmige Körper. Die Fläche nördlich davon, unterhalb der Kaskarspitze, ist unregelmäßig mit Blöcken und Moränenstreu bedeckt. Südlich dieser drei Wälle, unterhalb eines schuttbedeckten Felsrückens, kleidet eine unregelmäßig gebogene diamiktische Masse die Ostseite des Karkessels aus. Im Mittelteil dieses Kessels, zwischen dem klar abgrenzbaren Endmoränenwall im Westen und der diamiktischen Masse im Osten ist verschwemmtes Moränenmaterial anzutreffen.

Interpretation

Aufgrund der Höhenlage und Exposition sind die glazialen Ablagerungen in Praxmarer-, Kaskar- und Sonntagkar dem Egesen-Stadium zuzuordnen.

Gleich alt dürften die Ablagerungen in der Umgebung der Pfeishütte sein. Durch die Gipfel der Nordkette geschützt, und aufgrund der wesentlich größeren Karfläche konnte der Gletscher in der Pfeis bedeutend stärker anwachsen. Die fossilen Blockgletscherablagerungen, die sich teilweise aus Seitenmoränenwällen entwickelten, zeugen von Permafrosttätigkeit nach dem Gletscherrückzug.

Hinterautal

Geologischer Überblick

Der Jagdgraben und das Kar der Hinterödalm verlaufen senkrecht zum W–E verlaufenden Streichen der Hinterautal-Synklinale. Die steil aufragenden Nordwände der Gleirsch-Halltal-Kette bilden den nach S und SE einfallenden, überkippten Südschenkel. Am Fuß des Nordabfalls der Kette ist der Faltenkern aus Nordalpinen Raibler Schichten aufgeschlossen, der aus dem Lafatscher Tal nach Westen zieht. Die Gesteine der Nordalpinen Raibler Schichten bilden eine an den steilen Nordabfall der Wände angrenzende Hochfläche über dem Hinterautal.

Die Mündung des Jagdgrabens in das Hinterautal ist in Form einer Klamm im Wettersteinkalk ausgebildet. In Südwestlicher Richtung folgen Sandsteine, Tonsteine, Rauwacken und Karbonate der Nordalpinen Raibler Schichten. Zwischen 1.600 und 1.700 m ist eine aus dickbankigem und massigem Wettersteinkalk aufgebaute Rippe aufgeschlossen, die von Osten bis an die Westseite des Zeigerkopfes zieht. Das Kar nördlich unter den Praxmarerkarspitzen ist in Nordalpinen Raibler Schichten angelegt. Aus der verdoppelten Abfolge von Wettersteinkalk und Raibler Schichten lässt sich eine Überschiebung im Kern der Synklinale ableiten, die an einer NE–SW streichenden Störungsfläche erfolgte. Im Bereich des Zeigerkopfes läuft

die Überschiebung in die obere Flachbahn aus Nordalpinen Raibler Schichten hinein und wird sukzessive durch Faltung kompensiert, sichtbar am Rundumstreichen der Schichtung, sodass im westlich gelegenen Kar der Hinterödalm wieder eine ungestörte Abfolge der Synklinale aufgeschlossen ist. Genaue Profilbeschreibungen, mikrofazielle und geochemische Analysen der Nordalpinen Raibler Schichten des Lafatschertales lieferte KRÄINER (1985).

Morphologie und quartäre Ablagerungen

Jagdgraben

Westlich der Kastenalm gelangt man über den schmalen, tief eingeschnittenen Jagdgraben nach Süden in das sanduhrförmige Kar des Kasten-Hochlegers. Teils schluffreiches Moränenmaterial bedeckt als Erosionsrest orografisch rechts die flacheren Hangpartien über dem Graben. Ein schmaler Seitenmoränenwall zieht orografisch links zwischen 1.580 und 1.640 m im spitzen Winkel zum Bach. An diesen Wall ist westseitig ein Schwemmfächer angelagert. Dieser wird von zwei Rinnen gespeist, die sich in die mit diamiktischem Material ausgekleidete westliche Seite des Grabens einschneiden.

Eine Felsstufe aus Wettersteinkalk, die zwischen 1.600 und 1.700 m quer über den Graben zieht, trennt die Klamm vom Kar im engeren Sinn. Das Kar wird in einer Höhe von 1.780 m durch eine Engstelle in zwei Bereiche mit unterschiedlichem Charakter geteilt: Im nördlichen Teil, in welchem der Kasten-Hochleger errichtet wurde, setzt sich ein Lockergesteinskörper deutlich vom übrigen Karboden ab. Ein mächtiger Seitenmoränenwall begrenzt diese Masse im Westen. Die Stirn des Walles und der rechte Seitenmoränenwall sind nicht zusammenhängend erhalten. Weitere Reste von rechtsseitigen Seitenmoränenwällen ziehen von der Südwestseite des Gumpenkopfes (1.960 m) zur Kastenalm. Sowohl an der Engstelle auf 1.780 m über dem Bach als auch in einer Rinne westlich vom „Beim See“ ist überkonsolidierte, scherbilg brechende Grundmoräne aufgeschlossen.

Der höher gelegene Teil des Kares ist mit mächtigen Murschuttflächen ausgekleidet. Diese setzen an den halbkreisförmig das Kar umschließenden Felswänden aus Nordalpinen Raibler Schichten an. Zwischen diesen Wänden und den Nordwänden der Gleirsch-Halltal-Kette befindet sich eine Verflachung, die mit Bergsturzmaterial bedeckt ist.

Hinterödalm

An die westliche Talflanke dieses weiträumigen Kares ist im Umkreis der Almgebäude eine zum Bach geneigte, mit Blöcken bedeckte und randlich mit Murschutt überlagerte Eisrandterrasse angelagert. Der größte Teil der Karwanne wird von einem großen Moränenkomplex ausgefüllt, dessen nördliche und östliche Böschungen durch Blockgletscherschertätigkeit zu steilen Stirnen überformt wurden. Rund um eine Eintiefung im zentralen Teil des Komplexes breitet sich eine mit großen Blöcken bedeckte, von zahlreichen Gräben und Senken charakterisierte Fläche aus, die im nördlichen Teil, noch rückseitig der Böschung, in eng gestaffelte Wälle übergeht. Nordöstlich unterhalb des Hinterödalkopfes (2.453 m) befinden sich zwei weitere, wesentlich kleinere Blockgletscherablagerungen.

Im Südosten des Kars, unterhalb der Praxmarerkarspitzen, und stirnseitig grenzt der Moränenkomplex an Blockmassen. Die Blockmasse an der Stirnseite ist an die Sedimente der oben genannten Eisrandterrasse angelagert; sie ist ostseitig teils von Murschutt zusedimentiert. Aufschlüsse weiter nördlich im Bachbett und in Anrissen auf rund 1.460 m zeigen, dass unter dem Murschutt noch eine rund 15 m mächtige Blockmasse aus Wettersteinkalk steckt, die wiederum überkonsolidiertem, polymiktem Diamikt mit vereinzelt gekritzten Geschieben auflagert.

Interpretation

Der große Moränenkomplex im Kar der Hinterödalm und die gestaffelten Wälle im Jagdgraben dürften, analog zu den glazialen Ablagerungen im weiter östlich gelegenen Lafatscher Tal, spätglazialen Moränenständen des Egesen-Stadiums entsprechen.

Hingegen ist die im Kar der Hinterödalm an der westlichen Talflanke angelagerte Eisrandterrasse während des Vorstoßes einer wesentlich mächtigeren Eiszunge entstanden. So sind die Aufschlüsse aus überkonsolidierter Grundmoräne im Bachbett zwischen 1.380 und 1.420 m zumindest mit dem Gschnitz-Stadium oder einer älteren Eisstandsphase in Verbindung zu bringen.

Der mit reichlich Blockmaterial bedeckte Moränenkomplex südlich der Hinterödalm kann durch ein Bergsturzereignis erklärt werden, bei welchem die Sturzmasse auf eine nur mehr teilweise mit Gletschereis bedeckte Karfläche stürzte. Anschließend erfolgten Einebnung und Umlagerung der Sturzmasse, sodass sich zwischen dem Moränenkomplex und einem Rest der Sturzmasse an der Westflanke eine Schwemmebene anlagerte.

Vomper Loch

Geologischer Überblick

Die Anlage des Vomper Lochs, eines linksseitigen Nebentals des Inntals, folgt der W-E streichenden, nach Norden überkippten Hinterautal-Synklinale mit Nordalpinen Raibler Schichten im Kern, die vom Lafatscher Tal über das Überschalljoch in das Vomper Loch zieht. Das Vorkommen der Nordalpinen Raibler Schichten ist mit der Brandrinne im Osten begrenzt, wo die Faltenstruktur zwischen 1.600 und 1.700 m nach Osten in die Luft ausstreicht. Der Südschenkel, in welchem die Nordalpinen Raibler Schichten mit bizarr verwitternder Rauwacke und Brekzie hervortreten, bildet östlich des Überschalljoches mitten im Tal einen Rücken, der nördlich vom Kleinen Bettelwurf (2.650 m) ein Kar abriegelt.

Südwestlich vom Lochhüttl (1.278 m), im Bett des Vomper Baches, ist das Faltenscharnier aus dickbankigem Wettersteinkalk aufgeschlossen. Östlich davon ist das Streichen der Faltenachse nach NE verbogen oder versetzt und verläuft ab der Einmündung des Grubenkars nach ESE.

Morphologie und quartäre Ablagerungen

Das schmale, tief eingeschnittene, W-E verlaufende Vomper Loch wurde glazial zu einem Trogtal geformt. Im westlichen Abschnitt, am Fuß der senkrechten Wände von Signalkopf (2.504 m) und Großem und Kleinem Bettelwurf (2.726 m bzw. 2.650 m), dominieren ausgedehnte Fels-

sturz- und Schuttkegel die südliche Talflanke. An der Nordflanke sind an der Einmündung der Brandrinne und westlich vom Lochhüttl Reste eines linksseitigen Moränenwalls erhalten. Westlich der Brandrinne bauen zwei Eisrandterrassen in das Tal vor. Sie sind vorwiegend aus blockreichem, strukturlosem Diamikt aufgebaut.

Der Talabschnitt zwischen Lochhüttl und Bärenklamm ist durch mächtige, bis 100 m über dem Talboden aufragende, terrassierte Sedimentkörper, z.T. in Kegelform, aufgefüllt. Wie Aufschlüsse unter dem Grubenkar zeigen, setzen sich diese Körper im Kern aus schlecht sortiertem, undeutlich geschichtetem, blockreichem Diamikt zusammen. In den obersten Metern sind sie von Schutt- und Murschutt überlagert.

Interpretation

Aufgrund der geschützten Lage und des extrem schmalen Talquerschnittes im Vomper Loch lässt sich vermuten, dass die Reste des linksseitigen Moränenwalles, die westlich des Lochhüttls enden, dem Egesen-Stadium zuzuordnen sind. Die beiden Eisrandterrassen westlich der Brandrinne wurden demnach auch in diesem Zeitraum abgelagert.

Die Auffüllung des Talabschnittes westlich der Bärenklamm mit mächtigem diamiktischem Material ist auf eine Stausituation im Bereich der Klamm zurückzuführen, die den Weitertransport von umgelagerten Sedimenten verhinderte. Vermutlich fungierte Eis (Eisrandsituation) als Stauer.

Halltal

Strukturgeologischer Überblick

Das Halltal wird aus Gesteinen der Lechtal- und Inntal-Decke aufgebaut. Die steil gestellte Deckengrenze zieht von der Südseite der Nordkette über das Törl in das Halltal bis an die Südseite der Hüttenspitze (1.858 m). So kommt der an W-E streichenden Faltenachsen großräumig verfaltete Wettersteinkalk der Inntal-Decke auf Juraschichten der Lechtal-Decke (z.B. östlich von St. Magdalena, 1.287 m) zu liegen. Die Anlage des Isstales und des Halltales bis zum Bettelwurfeck (das ist der große Talknick südlich unterhalb der Bettelwurfhütte (2.079 m)) orientiert sich an einer steilen Aufschiebungsfläche im Wettersteinkalk. Diese Störungsfläche zieht vom Stempeljoch (2.215 m) in die Scharte nördlich der Hüttenspitze. Bezüglich weitergehender stratigrafischer und strukturgeologischer Informationen sei auf das geologische Kapitel von BRANDNER (2008) im Dorfbuch von Absam verwiesen.

Die gesamte Südabdachung zwischen Speckkarspitze (2.621 m) und Großem Bettelwurf wird aus dem Südschenkel der Bettelwurf-Antiklinale aufgebaut. Das steile Einfallen der Wettersteinkalk-Schichtplatten bietet optimale Voraussetzungen für die Entstehung von Felsstürzen und Felsgleitungen (siehe unten).

An der Basis der Inntal-Decke liegt Haselgebirge, welches Salz, Gips und Anhydrit führt. Bis Mitte der 1960er Jahre wurde im mittleren Halltal, östlich unterhalb der Wildangerspitze (2.153 m), Salz abgebaut. Ergebnisse tektonischer Gefügeuntersuchungen über die Haller Salzlagerstätte sind bei SCHMIDEGG (1951) nachzulesen.

Das hochmobile Haselgebirge, welches im Untergrund der Südseite des Isstals ansteht, ist die Ursache für kriechende und fließende Massenbewegungen sowie für Einsturztrichter am nördlichen Hangfuß der Wildangerspitze.

Morphologisch zeigen die Kare an der Südseite der Gleirsch-Halltal-Kette eine glaziale Überprägung. Auch die abgeschliffene Form der Hohe Wand Nische ist darauf zurückzuführen.

Über das Törl mit einer Höhe von 1.773 m (nach Alpenvereinskarte Nr. 5/2 Karwendelgebirge Mitte) konnte der Würm-hochglaziale Inngletscher leicht in das Halltal fließen. Zahlreiche kristalline Findlinge auf der Törl-Brekzie (siehe unten) zeugen von der Transfluenz des Inntalgletschers. Haller Zunterkopf (1.966 m) und Hochmahdkopf (1.738 m) wurden auch vom Eis überflossen und abgerundet.

Hingegen ist die Transfluenzrichtung am Lafatscher Joch (2.081 m) nicht eindeutig geklärt. Es gibt in der Literatur Widersprüchlichkeiten: FELS (1929) erwähnt erstmals kristalline Blöcke auf 1.950 m nördlich unterhalb des Lafatscher Jochs; MUTSCHLECHNER (1948) beschreibt kristalline Gerölle im Hinterautal 5 km taleinwärts bis nahe der Jagdhütte Hubertus. Auch am Reps (2.159 m) und im „Buhldurchschlag“ (nach AV-Karte Nr. 5/2) auf der Nordseite des Lafatscher Jochs gibt es Funde hiervon.

Quartäre Ablagerungen, Massenbewegungen

An den nach Süden einfallenden Schichtplatten an der Südflanke von Kleinem Bettelwurf und Speckkarspitze sind mehrere große Ausbruchnischen zu erkennen. Die Hohe Wand stellt die größte Ausbruchnische einer Felsgleitung dar, wobei die Gleitmasse bereits großteils ausgeräumt ist.

Ein weiterer Felssturz brach östlich der Hohen Wand zwischen 1.400 und 1.600 m aus. Die Trümmernasse liegt im Mündungsbereich des Isstals und reicht bis an den Gehenghang. Sie wird vom Bach im Halltal randlich erodiert.

Von der Ostseite des Karteller Jochs (Erhebung nördlich der Herrenhäuser, siehe AV-Karte Nr. 5/2) brach 1697 ein kleiner Felssturz aus (SPÖTL & SPÖTL, 2006).

Die Salz- und Gipsvorkommen im Haselgebirge sorgen an der Südseite des Isstals für „Sackungen“ und Fließbewegungen. Zwischen 1.720 und 1.740 m zieht eine bogenförmige Abrisskante vom Issjöchl (1.668 m) bis an die Nordseite der Wildangerspitze. Durch Gräben voneinander getrennt, bewegen sich vier unterscheidbare, konvexe Schuttkörper in das Tal. Ein linksseitiger Moränenwall, der an diesen Hang angelagert ist, wird auch von den Bewegungen erfasst.

Eine Schuttstrommasse an der Nordseite des Haller Zunterkopfes entstand vermutlich aufgrund der tektonisch stark beanspruchten und zerscherten, steil nach Norden einfallenden Gesteine im Liegenden der Deckengrenze. Die Schuttstrommasse ist seitlich durch eine Brekzie begrenzt. Die Genese und das Alter dieser Brekzie, die westlich von St. Magdalena beim Bildstöckl aufgeschlossen ist, sind nicht geklärt. Im Aufschluss scheinen neben Blöcken und Schutt auch in sich zerbrochene Schichtbänke eingearbeitet zu sein. Die Porenräume sind teilweise mit ockerfarbenen Sintern ausgefüllt.

Die Erforschung der quartären Ablagerungen im Halltal war – neben der Suche nach Kristallinfindlingen und Schlifffgrenzen im Zusammenhang mit hochglazialen Eishöhen – seit jeher auf die dortigen Brekzienvorkommen und deren ungewöhnlicher topografischer Position hoch über dem Tal fokussiert. Es sind dies die Brekzien am Törl, die Brekzien der „Versteinerten Knappen“ (südwestlich der Bettelwurfhütte) und die Brekzien südwestlich des Lafatscherjochs, alle zusammen in rund 1.700–1.800 m Höhe auftretend. Abweichend davon ist das Brekzienvorkommen im sogenannten Eibental östlich von St. Magdalena in „nur“ 1.200 bis 1.300 m Höhe.

Über quartäre Ablagerungen im Halltal berichtete erstmals PICHLER (1859). In ihrer stratigrafisch-strukturellen Arbeit über das südliche Karwendelgebirge gehen AMPFERER & HAMMER (1898) genauer auf die Vorkommen der Gehängebrekzien und die Ablagerungen am Fuß der Hohen Wand ein. In einem Spezialaufsatz beschreibt AMPFERER (1907) die Höttinger Brekzie; hierbei geht er auch auf die Vorkommen im Halltal ein und präsentiert ein N–S-Profil durch die Brekzien bei den „Versteinerten Knappen“ und durch die Eibental-Brekzie. In diesem Zusammenhang betont AMPFERER, dass diese Brekzien Überreste einer ursprünglich zusammenhängenden Schuttfüllung des Tales sind.

In seiner Arbeit über Bergzerreißung im Inntal nimmt AMPFERER (1941) an, dass das Karteller Joch die aus der Hohen Wand Nische heraus gegleitene Felsmasse darstellt und diese sekundär in das darunterliegende Haselgebirge eingesenkt ist. Seiner Ansicht nach ist die Felsgleitung jünger als die Anlagerung der Gehängebrekzie, da der Nische die Auskleidung mit Brekzie fehlt.

In jüngster Zeit hat DELAGO (2005) in seiner Diplomarbeit eine sedimentpetrografische und sedimentologische Analyse der Brekzien vorgenommen.

Die Ausbruchnische der Hohen Wand ist großteils mit verschieden stark zementierten Talusablagerungen (Talusbrekzien) ausgekleidet, die bereits am Wandfuß der Nische ansetzen. Weiters finden sich kakiritartige Ablagerungen (sie bilden zwischen 1.360 und 1.380 m einen kegelförmigen Körper) und im unteren Abschnitt ein spätglazialer Seitenmoränenwall. Dieser Geländebefund lässt folgende Interpretation der zeitlichen Abläufe der Ablagerungsprozesse zu:

Die Talusablagerungen sind stellenweise geschichtet und zementiert und nur randlich und geringmächtig von Hang- und Sturzschutt bedeckt. Rinnen schneiden heute bis auf den darunter anstehenden Wettersteinkalk ein. Aus Analogieschlüssen scheinen die ähnlich zusammengesetzten Talusbrekzien südlich vom Lafatscher Joch in etwa zeitgleich mit den Talusablagerungen in der Hohen Wand gebildet worden zu sein.

Die Hangbedeckung im oberen Bereich wurde zu einem späteren Zeitpunkt abgetragen und in Form von Murenkegeln, die heute gut bewachsen sind, bis an einen Seitenmoränenwall angelagert, der vom Lafatscher Joch in das Isstal herabzieht.

Dieser Wall, der vermutlich dem Gschnitz-Stadium zuzuordnen ist, spricht für ein Felsgleitereignis, das zumindest älter als die Ältere Dryas ist. Die glazial gut abgeschliffene, viel höher liegende Ausbruchnische weist sogar auf ein Würm-hochglaziales bis prä-Würm-hochglaziales Alter der

Nische und der Felsgleitung hin. Im Bachbett unterhalb der Nische liegt zwar Blockmaterial, die Hauptmasse wurde jedoch aus dem Isstal ausgeräumt und im Halltal bis zum Bettelwurfek umgelagert. AMPFERER & HAMMER (1898) beschreiben an der Einmündung des Isstales eine 40 m tiefe Bohrung, die groben Schutt und Felssturzmaterial, aber kein anstehendes Festgestein erbohrte.

Während des Eisvorstoßes zum Würm-Hochglazial kann folgende paläogeografische Situation angenommen werden: das Eis des Inngletschers reichte bereits annähernd bis auf die Höhe des Törls und verbaute auch den Talausgang des Halltales; gleichzeitig bestand im Hall- und Isstal durch den vorstoßenden Lokalgletscher eine zusätzliche Barriere nach Norden und talauswärts. Im eisfreien Raum zwischen diesen beiden Eiszungen wurde aus den Hängen der Wildangerspitze die Törl-Brekzie geschüttet. Die Schüttungsrichtung ändert sich von Ost und Südost im Bereich der Wildangerspitze auf West an der Nordseite des Haller Zunterkopfs.

Vom Lafatscher Joch und aus dem Großen und Kleinen Speckkar wurden ebenfalls glazifluviale Sedimente geschüttet. Das Ausstreichen der Schichten der „Versteinerten Knappen“ (Lokalität Plattenturm) in die Luft zeigt deutlich, dass die Anlagerung gegen ein Hindernis (Eis?) erfolgte.

Die Eibental-Brekzie ist talauswärts geschüttet worden. Diese Ablagerung stellt eine große Rinnen- bzw. Kanalfüllung hoch über dem Talboden dar, wobei es sich um Sturzablagerungen aus Wettersteinkalk handelt, die fluviatil umgelagert worden sind. Der Hinweis für die Herkunft des Materials durch Sturzereignisse ist in der Grobblocklage an der Basis der Eibental-Brekzie ersichtlich. Die Schichten des Hauptdolomits im Liegenden sind stark zerlegt und scheinen nach Osten „geschleppt“ zu sein. Dies könnte ein Hinweis für eine hochenergetische Ablagerungsdynamik sein.

Literatur

AMPFERER, O. (1907): Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Eine Anregung zu weiteren Forschungen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **57/4**, 727–752, Wien.

AMPFERER, O. (1941): Bergzerreißungen im Inntalraume. – Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, **150/3–6**, 97–114, Wien.

AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **48**, 179–185, Wien.

BRANDNER, R. (1980): Geologische Übersichtskarte von Tirol 1:300.000. – Tirol Atlas, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).

BRANDNER, R. (2008): Absams Untergrund – Zur Geologie des Gemeindegebietes Absam. – In: GEMEINDE ABSAM (Hrsg.): Dorfbuch Absam, 9–36, Absam.

DELAGO, L. (2005): Geologie des Streifens Törl – Hinterhornalm, Nördliche Kalkalpen, Tirol. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 138 S., Innsbruck.

FELS, E. (1929): Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. – Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft, **202**, 85 S., Gotha.

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

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.

PICHLER, A. (1859): Aus dem Inn- und Wipphale. – Zeitschrift des Ferdinandeums, 3. Folge, Heft 8, 137–232, Innsbruck.

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

SPÖTL, C. & SPÖTL, H. (2006): Die Ochsenquelle und die Frage der Entstehung des Salzbergbaues im Halltal (Tirol). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **86**, 169–176, Innsbruck.

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Hinterautal und Gleirschtal (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

MICHAEL SCHUH

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2014 wurde auf dem Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (nationale Blattnummer: 2223) im Hinterautal sowie im Gleirschtal im zentralen Karwendelgebirge ein gut 13 km² großes Gebiet kartiert.

Der bearbeitete Bereich reicht im Hinterautal etwas westlich von der Blattgrenze zum Kartenblatt NL 32-03-22 Telfs (östlich der Brücke – 1.045 m – der Hinterautalstraße über den Laimgraben) taleinwärts bis zur „Hinteren Hocharbeit“, wobei die nach Süden gerichteten, orografisch rechtsseitigen Hänge bis in eine Seehöhe von etwa 1.400 Meter mit einbezogen wurden. Nach Osten wurde bis zu einer Linie vom Vorderen Rossboden über das Hinterödjöchl und den Hinterödkopf (2.453 m) kartiert, nach Süden bis zum mächtigen Hauptkamm der Gleirsch-Halltal-Kette. Im Gleirschtal erstreckt sich das aufgenommene Gebiet von der Blattgrenze (etwas überlappend) im Westen bis zum Südwestgrat des Hohen Gleirsch (Oberer und Unterer Sagkopf, 2.154 m bzw. 1.652 m) im Osten, nach Süden bis zum Gleirschbach wenig östlich des Jagdhauses „Amtssäge“.

Schichtenfolge (Festgesteine)

Die Schichtenfolge des diesjährigen Kartierungsgebietes reicht vom Wettersteinkalk des Ladiniums bis zum Hauptdolomit des Noriums. Strukturell befindet man sich vollständig in der Inntal-Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems, genauer betrachtet im Kern einer großen, nordvergenten Synklinale (Hinterautal, Hinterautal-Synklinale) bzw. auf dem Südflügel der nach Süden anschließenden Antiklinale (Hoher Gleirsch, Gleirschkamm-Bettelwurf-Antiklinale; Bezeichnungen nach BRANDNER & POLESCHINSKI (1986). Dieser Südflügel ist gleichzeitig der Nordschenkel der nächsten großen Faltenstruktur, die nach Süden anschließt, der Gleirschtal-Synklinale. Der nordvergente Faltenbau ist typisch für die Inntal-Decke im Karwendel und bedingt auch dessen charakteristische Landschaftsprägung mit aufeinander folgenden, E–W streichenden Gipfelketten und Tälern.

Der im Arbeitsgebiet hauptsächlich in lagunärer Fazies vorliegende **Wettersteinkalk** liegt im Allgemeinen als sehr feinkörniger bis dichter Mudstone vor, dessen frischer Bruch sich in einem sehr hellen Grau oder hellen Braun bzw. Beige zeigt. Des Öfteren wurden diese Mudstones in Form der sogenannten „Messerstichkalke“ vorgefunden. Der Name rührt von den vielen kleinen, etwa 1 cm großen, diffus verteilten länglichen Löchern her, die herausgelöste, ehemalige Evaporitkristalle darstellen.

Gelegentlich beobachtet man Bindstones (hervorwitternde Algenlaminae), die immer in Wechsellagerung mit Bänken, die Intraklasten führen, auftreten (Gezeitenbereich).

Am Hinterödjöchl konnte an den dort ansetzenden Wettersteinkalken (Wandfuß des Hinterödkopfes) lokal Rifffazies nachgewiesen werden. Dieser Geländebefund wurde anhand der massigen, ungeschichteten Ausprägung und der zahlreichen Onkoide gestellt. Ein weiteres, kleines Riffvorkommen („Patch Reef“, Riffnospe) befindet sich am Oberen Sagkopf im Gleirschtal.

Die stratigrafisch anschließenden **Nordalpinen Raibler Schichten** erstrecken sich über weite Teile des Arbeitsgebietes. Meist durch Erosionsgräben oder Talfurchen der Seitenbäche freigelegt, findet man sie hauptsächlich an den Flanken des Hinterautales sowohl in aufrechter, als auch in inverser Lagerung. Ein kleineres Vorkommen wurde im Gleirschtal, am Fuß des Südhanges des Hohen Gleirsch kartiert. Für eine allgemeine Beschreibung der Nordalpinen Raibler Schichten soll auf den Kartierungsbericht 2012 von SCHUH (2013) auf Blatt NL 33-01-13 Kufstein verwiesen werden. Eine ausführliche Charakterisierung der Nordalpinen Raibler Schichten auf dem angrenzenden GK50 Blatt 117 Zirl findet sich in der Arbeit von BRANDNER & POLESCHINSKI (1986).

An einigen Lokalitäten des Arbeitsgebietes konnten mehr oder weniger vollständige stratigrafische Profile der Nordalpinen Raibler Schichten aufgenommen werden. Anhand mehrerer Musterprofile im Hinterautal in stratigrafisch aufrechter Lagerung (Kohlergraben, Reichengraben, Breitgrieskarbach, Wetzsteingraben), möchte der Verfasser die im Gelände vorkommende Schichtabfolge kurz erläutern:

Über den dickbankigen Lagunenkalke des Wettersteinkalkes setzt, sofern keine tektonische Reduktion stattgefunden hat, der erste **Raibler Schiefertone-Horizont** ein: farblich dunkelgrau bis schwarz, gelegentlich rostbraun, sehr dünnblättrig und scherbzig brechend, erreicht dieser unterste Horizont eine Mächtigkeit von bis zu mehreren Metern (Kohlergraben, Breitgrieskarbach).

In Folge treten deutlich hervorwitternde, dunkel graubraune, im Dezimeterbereich gebankte **Raibler Sandsteine** auf, deren Mächtigkeit zwischen wenigen Dezimetern (Profile orografisch links, z.B. Wetzsteingraben) und maximal 2–4 Meter (Profile orografisch rechts, z.B. Kohlergraben) schwankt. Beispielhaft zu studieren sind die Sandsteine im Profil Kohlergraben, wo zwei aufeinander folgende, Meter mächtige Sandsteinhorizonte zwischen den Schiefertonen lagern.

Anschließend dominieren Karbonate die Abfolge. In den meisten Fällen, jedoch nicht immer, lagert über den Sandsteinen und Schiefertönen eine deutlich hervorwitternde, gelblich braune Bank eines sehr fossilreichen Packstones (mit dem Leitfossil *Myophoria*). Die darauffolgende, lateral

mehr oder weniger konstante Sequenz setzt sich mannigfaltig zusammen und ist hervorragend im Profil „Wetzsteingraben“ zu studieren. Es fanden sich vor allem mittelbankige, bis zu einem Meter mächtige, calzitische Rauwacken, nebst dünnbankigen, laminierten Kalken, gelblichen, „mürben“ Dolomiten, Sphaerocodienkalken und Flaserkalken. Vereinzelt konnte auch ein zweiter Schiefer-ton-Horizont (z.B. Wetzsteingraben) im oberen Drittel dieser Abfolge aufgenommen werden. Allen Profilen gemeinsam ist der Abschluss dieser mehrheitlich karbonatischen Sequenz durch einen ca. 5–8 Meter mächtigen, zum Teil rauwackigen Kalkriegel, der im Gelände eine weithin sichtbare, markante Felsstufe bildet.

Bewegt man sich weiter in das stratigrafisch Hangende, so fällt ein steigender Anteil an mehr oder weniger dolomitischen Karbonaten auf. Siliziklastika sind ab diesem Niveau nicht mehr vertreten. Die im Zentimeterbereich gebankten, hell gelblichen **Raibler Dolomite** wittern aufgrund ihrer generellen Beschaffenheit – „sandig-mürbe“ (siehe auch SCHUH, 2013) – deutlich zurück. Gelegentlich beobachtet man auch kompakte, laminierte, dem unteren Hauptdolomit ähnliche Dolomite. Im Allgemeinen treten mehrere dieser Dolomit-Sequenzen auf (ca. 5 bis 10 Meter mächtig), sie werden von hervor witternden, 0,5 bis 1 Meter dicken, calzitischen Brekzienhorizonten (zentimetergroße, dolomitische Komponenten) unterbrochen. Auch hier schließt ein etwa 3 bis 5 Meter mächtiger Kalkriegel, ähnlich dem im vorangegangenen Absatz beschriebenen, die Abfolge ab. An Stellen, an denen der stratigrafische Übergang der Nordalpinen Raibler Schichten in den Hauptdolomit aufgeschlossen ist (z.B. vis à vis des Kohlergrabens am Fuß der Gleirschwände), wiederholt sich diese lithologische Sequenz noch einmal, ehe dünnbankige Dolomite kontinuierlich in den Hauptdolomit überleiten.

Demgegenüber stehen die invers gelagerten Profile der Raibler Schichten am Fuß der Wettersteinkalkwände vom Hinterödkopf bis zum Hohen Gleirsch (2.492 m). Als erstes fällt der tektonisch stark reduzierte, basale Schiefer-ton-Horizont auf, der im Schnitt eine maximale Mächtigkeit von wenigen Zentimetern erreicht. Ebenfalls leicht unterschiedlich zu den aufrechten Abfolgen, folgt dem Schiefer-ton ein knolliger, ca. 1 Meter mächtiger, im frischen Bruch hellroter Kalk oder ein dunkelbrauner, wellig geschichteter, fossilreicher Kalk. Eine dünnbankige Sequenz aus Dolomit-laminiten und Kalken, gefolgt von einer mächtigen Kalkrippe schließt sich an. Letztere ähnelt der lagunären Fazies des Wettersteinkalkes, weist jedoch eine etwas dunklere Färbung und zahlreiche rostrote Schlieren und Flecken auf.

Bewegt man sich im Profil weiter nach unten (im stratigrafischen Sinne Richtung Hangendes), so findet man, ähnlich wie bei den aufrecht gelagerten Profilen, recht variable Gesteinstypen: u.a. kommen Sequenzen von Rauwacken, „mürben“ Dolomiten und knolligen Kalken vor, die in mehr oder minder regelmäßigen Abständen von dickbankigen, teils rauwackigen, mittelgrauen bis mittelbraunen Kalkrippen unterbrochen werden.

Auf eine lithologische Beschreibung des Hauptdolomits soll hier verzichtet und ebenso auf den Kartierungsbericht 2012 (SCHUH, 2013) verwiesen werden. Das Verbreitungsgebiet dieses Schichtglieds beschränkt sich auf das Hinterautal. Die Gleirschwände mit ihrem für das Gestein charakteristischen, zerfurchten Erscheinungsbild sowie der Hirschkopf (1.828 m) sind aus Hauptdolomit aufgebaut.

Tektonik – die wichtigsten strukturellen Beobachtungen

1. Große, nordvergente Synklijal- bzw. Antiklijalstruktur.
2. Abschiebungskontakte zwischen Wettersteinkalk und Nordalpinen Raibler Schichten.
3. Tektonische Reduktion der unteren Anteile der Nordalpinen Raibler Schichten in der inversen Abfolge Wettersteinkalk/Nordalpine Raibler Schichten.
4. Schrägaufschubung innerhalb des Wettersteinkalkes.

1. Das gesamte Arbeitsgebiet ist strukturell als großräumiger, nordvergenter Faltenbau angelegt. Dessen Synklijal- (Karwendeltäler) und Antiklijalstrukturen (Karwendelketten) prägen das „Karwendel typische“ Landschaftsbild: mehr oder minder sanfte, nach Süden gerichtete Schichtthänge stehen steilen Nordwänden (Schichtköpfe) gegenüber. Die Achse der „Hinterautal-Synklinale“ streicht in etwa ESE–WNW und lässt sich durch den im Kern liegenden, zerfurchten Hauptdolomit verfolgen. Jenseits der Westgrenze des Arbeitsgebietes erweckt das Kartenbild den Eindruck, als werde die Faltenachse von SW–NE streichenden Blattverschiebungen gekappt.
2. An zwei Lokalitäten wurden Abschiebungskontakte zwischen Wettersteinkalk und Nordalpinen Raibler Schichten festgestellt:

Am oberen Ende des Reichengrabens beobachtet man orografisch links, auf ca. 1.300 Meter Seehöhe, einen auffälligen Geländeabsatz. Raibler Kalke fallen hier relativ flach (etwa 35°) nach Süden ein und kommen, getrennt durch eine steil (80°) nach Südwesten einfallende Harnischfläche im Wettersteinkalk neben demselben zu liegen. Der direkte Kontakt ist wegen Schuttbedeckung nicht einsehbar. Die flächenhafte Kartierung unmittelbar westlich dieser Abschiebung ergibt ein Kartenbild (weit herunter reichender Wettersteinkalk), welches mehrere, strukturelle Lösungsansätze nahelegt. Der Verfasser erlaubt sich, zwei Hypothesen in den Raum zu stellen: a) die Abschiebungsfläche könnte im Reichengraben bzw. orografisch rechts desselben in eine dextrale Seitenverschiebung übergehen, oder b) die Fläche ist nicht planar, sondern im Bereich Reichengraben konkav und westlich davon konvex gebogen (ähnlich einem Wellblechdach). Durch den Geländeverchnitt entstehe das vorliegende Kartenbild.

Auf eine ähnliche strukturelle Situation trifft man im Südteil des Arbeitsgebietes (Gleirschtal): im Blutsgraben, auf ca. 1.700 Meter Seehöhe lagern flach nach Süden einfallende Raibler Dolomite unmittelbar neben lagunärem Wettersteinkalk. Ein direkter Kontakt respektive eine Störungsfläche wurden hier nicht vorgefunden. Vermutlich handelt es sich hierbei um einen abgeschobenen „Block aus Raibler Schichten“, dessen seitliche „Störungsschienen“ vom Blutsgraben und dem weiter südlich herabziehenden namenlosen Graben südlich des Sulzgrates nachgezeichnet werden.

3. Am Fuß der Wände zwischen Hinterödkopf und Hohem Gleirsch ist die Schichtenfolge invers gelagert. Aufgrund tektonischer Reduktion ist der untere Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten (Schiefer-ton, Sandsteine) hier stark reduziert bzw. fehlt völlig.

4. Nördlich der Senke des Blutsgrabens durchschlägt eine markante, ENE streichende Störung den Wettersteinkalk. Ihre nördliche Fortsetzung verläuft unter dem Hangschutt. Mit großer Wahrscheinlichkeit zieht sie im Hauptdolomit der Gleirschwände weiter, bevor sie sich im Schutt der Talfüllung verliert. Vermutlich handelt es sich hierbei um eine Schrägaufschiebung.

Morphologie

Die Morphologie des Arbeitsgebietes ist, wie bereits erwähnt, „Karwendel typisch“ geprägt und gegliedert. Ein Querschnitt von Nord nach Süd gibt folgendes topografisches Profil wieder:

Die mittelsteil nach Süden einfallenden Schichthänge der dritten Karwendelkette (von der Pleisenspitze (2.569 m) gegen Osten ziehend, auch Karwendel-Hauptkette oder Vomper Kette genannt) stoßen ab etwa 1.300 Meter Seehöhe auf eine leicht geneigte, zum Teil auch horizontale Terrasse. Diese ist in zwei Absätze (größtenteils Lockersediment und Raibler Schiefertone) mit einer dazwischenliegenden Steilstufe (Raibler Kalke respektive Dolomite) gegliedert. Die Seitenbäche, welche die wannenartig ausgeschürften Kare (Hinterkar und Breitgrieskar) entwässern, schneiden sich kerbförmig in diese Terrasse ein und bieten einen Einblick in deren Aufbau (Details dazu, siehe unten). Eine unterste Steilstufe im Lockersediment leitet in den mit alluvialen Sedimenten gefüllten Talboden über (Hauptlieferant des Materials ist der Wettersteinkalk).

Jenseitig steigt der Nordhang mit typischer „Schwemmkegelneigung“ (zum Teil auch Sturzkegel) relativ sanft an, überwindet die Steilstufe der Gleirschwände (Hauptdolomit) und geht in eine aus Nordalpinen Raibler Schichten und Sturz- respektive Verwitterungsschutt aufgebaute Terrasse über. Diese wird lediglich vom Erosionskessel des Wasserkarls durchbrochen und ist östlich des Wasserkarlkopfes nicht vorhanden. Stattdessen gliedert sich dieser Teil des Arbeitsgebietes in die sanfte Erhebung des Hirschkopfes, das schüsselförmige Wetzsteinkar und den geschwungenen Trog des Weiten Tales. Südlich schließen die steilen, aus Wettersteinkalk aufgebauten Nordwände des Hohen Gleirsch an. Ab dessen Südhängen wiederholt sich die im vorangegangenen Absatz beschriebene Morphologie bis hinunter zur Talfurche des Gleirschbaches.

Quartäre Sedimente im Detail

Ein beispielhaftes Profil für eine Gletscher-Vorstoßphase mit anschließendem Rückzug findet man im Hinterautal nahe der Westgrenze des Arbeitsgebietes auf der orografisch rechten Talseite unmittelbar neben der Straße: **Proximale, grobe Schotter** (Wildbachsedimente, vermutlich Würm-Hochglazial) sind zu unterst sichtbar. Darüber folgen ca. ein Meter **feingeschichtete Seeschluffe** (regelmäßig eingelagerte **Dropstones** bis zu Faustgröße), die wiederum von mehreren Metern (**Würm-hochglazialer Moräne**) überlagert werden. Die in der Folge geschütteten, deutlich geschichteten **Flussschotter** zeigen den Eiszerfall bzw. Gletscherrückzug an. Die partiell auftretende Deltaschrägschichtung gibt einen Hinweis auf eine lokale Seebildung im Zuge des Eiszerfalls. Ein neuerlicher An-

stieg des Feinanteiles (Schluff) in den Schottern nach oben hin könnte ein Indiz für einen neuerlichen, lokalen (spätglazialen?) Gletschervorstoß sein. Außergewöhnlich in dieser Abfolge ist das Vorkommen von (**früh?**) **zementierten (Wildbach-)Konglomeraten** im unteren Niveau der oben erwähnten Flussschotter, die nur in diesem Aufschluss direkt beobachtet werden konnten. Diese Konglomerate müssen jedoch lateral wesentlich weiter verbreitet sein, da im Böschungsschutt oberhalb der Talstraße immer wieder Gerölle/Blöcke derselben gefunden wurden.

Moränen des Egesen(?)-Stadiums

Lokalmoränen sowie die dazugehörigen Wallformen kommen an mehreren Orten des Kartierungsgebietes vor. Sehr augenscheinlich sind diese im Weiten Tal und im Wetzsteinkar (Bezeichnung auf der Alpenvereinskarte Nr. 5/1) zu beobachten. Diese spätglazialen Ablagerungen könnten, so die Meinung des Verfassers, dem Vorstoß der Gletscher in der Kaltphase der Jüngeren Dryas und damit dem Egesen-Stadium zuzuordnen sein. Die sehr gute Erhaltung der Wälle, die Vergesellschaftung der Moränen mit **Blockgletscherablagerungen** und Überlegungen zur damaligen Schneegrenze stützen diese Hypothese. Auch die Hintereinanderreihung mehrerer Wälle (zwei parallele, Zungenende nahe Ufermoränen im Weiten Tal) ist ein Indiz für jenen spätglazialen Zeitabschnitt.

Moränenwälle am Ausgang des Breitgries- und Hinterkares

Vereinzelte, wesentlich tiefer liegende Wallformen sind an den Mündungen des Breitgries- sowie des Hinterkares in das Hinterautal erhalten. Vermutlich wurden diese **Moränen** im spätglazialen Abschnitt des **Gschnitz-Stadiums** aufgeschüttet.

Würm-hochglaziale Grundmoräne wurde vor allem an den terrassenartigen Hängen des Hinterau- und Gleirschtales sowie an geeigneten Stellen für deren Erhaltung, z.B. im Lee von Rücken kartiert.

Spätglaziale Hang-, Sturz- und Murschuttkörper säumen in erster Linie den Wandfuß der von zahlreichen Rinnen und Erosionsnischen zerschnittenen Gleirschwände.

Große, rezente Hangschuttkörper breiten sich am Fuß der Nordwände zwischen Hinteröd Kopf und Hohen Gleirsch aus.

Spät- und postglaziale Fels- und Bergsturzaablagerungen finden sich ganz im Osten des Arbeitsgebietes im Bereich „Hintere Hocharbeit“.

Literatur

BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines: Neue Folge, **68**, 67–92, Stuttgart.

SCHUH, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im mittleren und hinteren Kaisertal (Kaisergebirge). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1–4**, 430–432, Wien.

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gleirschtal (Karwendel, Tirol) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

MICHAEL SCHUH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2015 wurde auf dem Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (nationale Blattnummer: 2223) im Gleirschtal (südwestliches Karwendelgebirge) ein ca. 14 km² großes Gebiet aufgenommen.

Der untersuchte Bereich umfasst zum einen die nördliche Talflanke der Amtssäge im Westen bis zum Meridian der Östlichen Praxmarerspitze (2.638 m) im Osten. Dazu zählen das Gleirscher Riegelkar, das Katzenkopf-Massiv, das Jägerkar, das Jägerkarl, das Ofenloch sowie das kleine namenlose Kar östlich davon. Höchste Erhebungen im Gebiet nördlich des Gleirschbaches sind der Hohe Gleirsch (2.492 m), der Große Katzenkopf (2.531 m), die Mittlere Jägerkarspitze (2.608 m), die Jägerkarlspitze (2.470 m) und der Doppelgipfel der Westlichen und Östlichen Praxmarerspitze (2.642 bzw. 2.638 m). Zum anderen wurde von der südlichen Talflanke von West nach Ost das Gebiet des Pürzlkopfes (1.681 m), der äußerste Teil des Kleinkristentals, der Angerwald, die nordöstliche Hälfte des Mandltals, (Grubach und Mühlkar bis zu den Gleirschzähnen) sowie der breite Rücken des Niederbrandjochs und sein Steilabbruch in das Samertal (Schattenbrand) kartiert. Markante Gipfel in der Südumrahmung sind das Gleirschtaler Brandjoch (2.372 m), die Mandlspitze (2.366 m), und die Gleirscher Spitze (2.317 m). Von der Kartierung ausgespart wurde ein ca. 2 km² großes Gebiet beidseits des Gleirschbaches (Möslalm, Bodenwald, Birchegg, Kreidenegg), das in etwa der Ausdehnung der großen Felsgleitung Birchegg entspricht, die von der Mühlwand an der Nordseite des Tales ausgebrochen ist. Im Südwesten schließt das Kartierungsgebiet von J. Gruber an (siehe GRUBER, 2016).

Schichtenfolge (Festgesteine)

Die Schichtenfolge des diesjährigen Kartierungsgebietes deckt sich mit jener des Jahres 2014 (SCHUH, 2016), reicht also vom Wettersteinkalk des Ladiniums bis zum Hauptdolomit des Noriums. Strukturell liegt das Kartierungsgebiet 2015 ebenso vollständig in der Inntal-Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems. Genauer betrachtet handelt es sich um den Kern einer großen E-W streichenden, hier symmetrischen bis leicht nordvergenten Synklinale bzw. um den Südflügel und Scheitel der nach Norden anschließenden Antiklinale (Kamm vom Hohen Gleirsch über die Mittlere Jägerkarspitze bis zur Westlichen Praxmarerspitze). Dieser großzügige Faltenbau ist typisch für die Inntal-Decke im Karwendel und bedingt auch dessen charakteristische Landschaftsprägung mit aufeinander folgenden, E-W streichenden Gipfelketten und Tälern.

Der gesamte im Arbeitsgebiet vorgefundene **Wettersteinkalk** liegt in lagunärer Fazies vor. Hauptsächlich wurden sehr feinkörnige bis dichte Mudstones vorgefunden, deren frischer Bruch sich in einem sehr hellen Grau oder hellen Braun bzw. Beige zeigt. Des Öfteren treten diese Mudstones in Form der sogenannten „Messerstichkalke“ auf.

Der Name rührt von den vielen kleinen, etwa 1 cm großen, diffus verteilten länglichen Löchern her, die herausgelöste, ehemalige Evaporitkristalle darstellen. Als charakteristisches Fossil tritt die Schnecke *Omphaloptycha sp.* in der Lagune des Wettersteinkalkes auf, deren Steinkern-Abdrücke vor allem im Bereich Jägerkar und „In den Flecken“ immer wieder gefunden wurden. Etwas weniger häufig beobachtet man Bindstones (hervorwitternde Algenlaminae), die immer in Wechsellagerung mit Bänken, die Intraklasten führen, auftreten. Faziell handelt es sich also um stetig sich wiederholende Gezeitenzyklen.

Weniger als 10 % der Fläche des diesjährigen Arbeitsgebietes werden von den **Nordalpinen Raibler Schichten** eingenommen. Für eine ausführliche Beschreibung soll auf den Kartierungsbericht 2014 (SCHUH, 2016) verwiesen werden.

Die Vorkommen von Nordalpinen Raibler Schichten finden sich, mit Ausnahme kleiner Erosionsreste am Niederbrandjoch, im Bereich „Angerwald“. Das ist eine Festgesteinsterrasse auf der orografisch linken Seite des Gleirschtalles zwischen „Kreidenegg“ und Möslalm (1.262 m). Der dazugehörige Sockel wird großteils aus Wettersteinkalk in Lagunenfazies aufgebaut. Der Wettersteinkalk endet nach Westen in einem markanten N-S streichenden Graben in südlicher Verlängerung der „Katzenkopfkamm“. Westlich des Grabens stehen die Nordalpinen Raibler Schichten an. Im Graben ist das vollständigste Schichtprofil der Nordalpinen Raibler Schichten im Kartierungsgebiet aufgeschlossen. Infolge tektonischer Überprägung (Störungsnähe, mehr dazu im tektonischen Teil) ist der untere Profiltail sehr chaotisch gelagert und lässt somit keinen direkten Vergleich zu den an den Nord- und Westhängen des Hohen Gleirsch und im Hinterautal beschriebenen Abfolgen (SCHUH, 2016) zu. Die Basis der Schichtfolge bilden dickbankige, dunkelgraue bis rötlich braune Kalke. Daran anschließend treten stark verwitterte Schiefertone zutage, gefolgt von schmutzig weißen („mürben“) bis rötlich braunen, im Zentimeterbereich gebankten, stark bituminösen Kalken. Bewegt man sich in das stratigrafisch Hangende nach Süden, so findet man wiederum stark verstellte (saiger stehende) Schiefertone, die an einer etwa 20 mal 50 Meter großen Erosionsnische auf der orografisch linken Grabenseite freigelegt sind. Der Blockschutt an der Basis des Nischenausbruchs besteht hauptsächlich aus Raibler Kalken, untergeordnet auch aus Mergeln, welche am nördlichen Rand der Nische anstehen. Oberhalb und südlich (beides auf der orografisch linken Grabenseite) schließt ein ca. 3 Meter mächtiger Kalkriegel die Schiefertonauffolge ab.

Der obere Teil des Profils zeigt mehr oder minder wieder die übliche Raibler Abfolge. An der Basis trifft man auf eine relativ mächtige Schiefertonauffolge (ca. 5 bis 10 Meter mächtig), welche, von einer ein bis zwei Meter dicken Onkolithbank („Sphaerocodienbank“) abgeschlossen wird. Auf letztere folgt ein ca. 5 Meter mächtiger Kalkriegel, der eine Wandstufe mit einem kleinen Wasserfall bildet. Darüber folgen bis etwa auf Höhe des Angerwald Forstweges abwechselnd Dolomite (z.B. Zentimeter bis Dezimeter gebankte, braune Grainstones) und Kalke (Zentimeter bis Dezimeter gebankt und z.T. laminiert). In der Folge dominieren Dolomite, die teilweise hell und typisch sandig mürbe oder rauwackig ausgebildet sein können und zwischen die sich sehr dunkle, fast schwarze Feinstlaminite einschalten.

Diese Abfolge leitet kontinuierlich in den stratigrafisch hängenden Hauptdolomit über.

Für eine lithologische Beschreibung des *Hauptdolomits* soll auf den Kartierungsbericht 2012 (SCHUH, 2013) verwiesen werden. Die Verbreitung desselben beschränkt sich auf den Bereich Pürzlkopf im äußersten Westen des Kartiergebietes.

Tektonik – die wichtigsten strukturellen Beobachtungen

1. Großer, offener bis nordvergenter Synklinalbau (vergleiche SCHUH, 2016).
 2. Störungskontakt zwischen dem Wettersteinkalk und den Nordalpinen Raibler Schichten im Bereich Angerwald.
 3. Rampenüberschiebung vom Wettersteinkalk auf die Nordalpinen Raibler Schichten am Niederbrandjoch.
1. Das diesjährige Arbeitsgebiet ist strukturell von einer großräumigen, offenen bis leicht nordvergenten Großsynklinale geprägt. Die Faltenachse dieser asymmetrischen, wannenförmigen Synklinale verläuft von Osten (Niederbrandjoch, Raibler Schiefertone als Erosionsrest vorliegend) nach Westen (Pürzlkopf, Hauptdolomit) und taucht nach Westen leicht ab. Die Schichtfolge im Synklinalkern wird dadurch nach Westen immer jünger. Der Nordschenkel fällt flach nach Süden, der Südschenkel steil nach Norden ein.
 2. Im Bereich Angerwald (Nordflügel der in Punkt 1 beschriebenen Synklinale) durchschlägt eine bedeutende Störung die Schichtenfolge. Diese Störung (siehe stratigrafischer Teil) wird durch einen tief eingeschnittenen Graben nachgezeichnet. Die Bewegungsfläche, auf der auch ein flach nach Süden einfallendes Linear (Bewegungssinn unklar) gemessen wurde, ist steil nach WNW geneigt. Östlich der Störung stehen Bänke des lagunären Wettersteinkalkes, westlich davon Nordalpine Raibler Schichten an. Diese Geländesituation täuscht dem Betrachter eine dextrale Seitenverschiebung vor. Vermutlich fand an dieser Störungsfläche aber eine schräge Abschiebung mit anschließender Nord-Süd-Einengung statt. Wenn man den Wettersteinkalk in seine ursprünglich horizontale Lage zurück rotiert (das oben erwähnte Linear würde dann mit etwa 45° nach Norden einfallen), müsste man die Nordalpinen Raibler Schichten in schrägem Winkel zum Wettersteinkalk abschieben, um die aktuelle strukturelle Situation (Wettersteinkalk auf gleichem Niveau mit den Nordalpinen Raibler Schichten) zu erhalten. Die Schiefertone müssten dabei – ihre mechanischen Eigenschaften würden dafür sprechen – eine synthetische Flexur bilden, da der Geländebefund und das Kartenbild den Eindruck erwecken, als wären diese in die Störung hineingeschleppt, um danach wieder auszuweichen. Diese Hypothese wird von den vorliegenden Messwerten und Geländebegehungen gestützt, soll aber nicht den Anspruch auf vollständige Klärung der lokalen strukturellen Gegebenheiten erheben.
3. Auf eine sehr eindrucksvolle tektonische Situation trifft man am Niederbrandjoch. Wie schon im stratigrafischen Teil und in Punkt 1 angesprochen, befinden sich an dieser Lokalität zwei voneinander getrennte Erosionsreste von Nordalpinen Raibler Schichten, welche auf unterschiedlichen Höhenniveaus lagern. Die Ursache dieses Niveauunterschiedes liegt in einer nach Nordwesten gerichteten Rampenüberschiebung, die im Gelände in mittel- bis dickbankigen Wetterstein-Lagunenkalken im Bereich des westlichen Raibler Erosionsrestes (Liegendscholle) einsehbar ist. Die Raumlage der Schichtung biegt von flachem Südost-Fallen über eine Rampenfalte (die B-Achse taucht flach nach Südwesten ab) in steiles Nordwest-Fallen um. Die logische, nicht mehr sichtbare Fortsetzung wäre ein Umbiegen in eine inverse Lagerung. Nordwestlich unterhalb der Falte stehen von Blockschutt verdeckte, verwitterte Raibler Schiefertone an. Wettersteinkalk ist somit in beispielhafter Weise über Nordalpine Raibler Schichten geschoben. Die Einengungsrichtung von SE nach NW deutet auf ein eoalpines Alter der Überschiebung hin.

Morphologie und quartäres Landschaftsbild

Um die Morphologie des diesjährigen Arbeitsgebietes anschaulich darzustellen, ergibt es Sinn, diese anhand eines topografischen Nord-Süd-Profiles näher zu erläutern.

Meist tief eingeschnittene Kare untergliedern das Arbeitsgebiet nördlich des Gleirschbaches, das Teil der Gleirsch-Halltal-Kette (auch zweite Karwendelkette genannt) ist. Dazu zählen das lange, geschwungene und talförmige Gleirscher Riegelkar, das weit offene Kar „In den Flecken“, das große, kesselförmige Jägerkar, sowie die zwei kleineren „Hängekare“ Jägerkarl und das namenlose Kar östlich davon. Die beiden am tiefsten eingeschnittenen und am weitesten nach Norden ausgreifenden Kare (Gleirscher Riegel- und Jägerkar) weisen sehr steile bis senkrechte Karwände auf, die bei Betrachtung des Schichteinfallens in den Scheitel und in den Südschenkel der Bettelwurf-Antiklinale (BÜSEL, 2016) bzw. in den Nordschenkel der südlich anschließenden Gleirschtal-Synklinale eingetieft sind. Die Schichtung fällt in allen Karen großteils flach nach Süden bis Südosten (?) in Richtung Gleirsch-/Samertal ein. Die unteren Hangbereiche bis zur Talsohle wirken abgeschnitten und bilden Wände, die als glazial gebildete Trogwände (Abb. 10) interpretiert werden können. Der am Fuß der Wände angehäufte Schuttsaum (teils in Kegelform vorliegend), reicht zum Teil bis zu den Talalluvionen oder verzahnt sich mit den Eisrandsedimenten bzw. der Moräne des Haupttales in Fällern, wo der Talboden breit genug ist. In der Südflanke des Großen Katzenkopfes und der Mittleren Jägerkarspitze ist der Trogwandcharakter durch die große Ausbruchsnische (Mühlwand) der Felsgleitung des Birchegg zusätzlich überprägt und hangeinwärts zurückgesetzt. Der ursprüngliche Talboden des äußeren Samer- und des Gleirschtales ist mit den kuppigen Ablagerungen dieses Massenbewegungsereignisses z.T. verschüttet (Kreidenegg, Birchegg). Das Gleirscher Riegel- und das Jägerkar münden ohne Hängestufen in das Gleirsch- bzw. Samertal. Auch die markanten Moränenablagerungen dieser beiden Kare stehen mit jenen des ehemaligen Gleirschtal-Gletschers in direkter Verbindung.

Der zentrale Teil des Arbeitsgebietes wird vom plateauartigen, nach Norden und Süden scharf abbrechenden und glazial überformten Niederbrandjoch eingenommen. Die Steilabbrüche des Plateaus sind hierbei auch glazial (südliche Trogwand des Samertales) geformt worden. Zwischen dem Mandl- und dem Kleinkristental ist die terrassenförmige Verflachung des Angerwaldes ausgebildet, die durch die flachen Lagerungsverhältnisse (Nordschenkel der Groß-Synklinale) und das stärkere Zurückwittern der Nordalpinen Raibler Schichten auf dem unterlagernden, Wand bildenden Wettersteinkalk entstanden ist.

Im Mandltal vereinigen sich mehrere tief eingeschnittene Kare (Hafelekar, Mühlkar), die durch scharfe Felskämme (Gleirschätze) getrennt sind. Die Karböden werden teils von spätglazialen Moränen, hauptsächlich jedoch von ausgedehnten Blockgletscherablagerungen eingenommen. In den Mündungsbereichen des Mandl- und Kleinkristentales setzen Wallformen spätglazialer Moränen morphologische Akzente. Im gesamten Arbeitsgebiet sind NNW- bis NNE-streichende, subvertikale Störungen durch tiefe Rinnen, Scharten und Klammern gekennzeichnet. Beispiele sind die Katzenkopfkamm und der beschriebene Graben im Angerwald.

Quartäre Sedimente

Zementierte Bachschotter: Etwa 500 m östlich der Brücke P. 1.447 (Samertal) wurde an der hangseitigen Böschung der Talstraße ein zementiertes Konglomerat nachgewiesen. Dieses lässt sich taleinwärts an mehreren Einzelaufschlüssen auf eine Erstreckung von etwa 300 m verfolgen. Dabei wechseln sich sehr grobe (Steine, Kiese), schlecht sortierte Konglomerate mit kiesigen bis grobsandigen, gut sortierten Konglomeraten ab. Oftmals beobachtet man eine Schrägschichtung, die ehemalige Rinnenfüllungen indiziert. Vermutlich sind diese fluviatilen Sedimente eine Folge des Wasserrückstaus, der durch die Ablagerungen der großen Felsgleitung an der Mühlwand ausgelöst wurde (mündliche Mitteilung ALFRED GRUBER, GBA).

Eine vermutlich Würm-hoch- bis Würm-spätglaziale Eisrandterrasse aus nicht näher differenzierten **Sturz-, Hang- und Murschutt-sedimenten** (Blöcke, Kies und Sand, kein schluffiges Material) befindet sich auf der orografisch linken Seite des Samertales.

Moränen des Egesen-Stadiums: Wie bereits im Zuge der Kartierung des Jahres 2014 im Hinterautal beobachtet wurde (SCHUH, 2016), kommen Lokalmoränen sowie die dazugehörigen Wallformen an mehreren Orten des Arbeitsgebietes vor, beispielsweise im Gleirscher Riegelkar, im Jägerkar, im Jägerkarl, sowie im Mandltal (Mühlkar). Indizien wie die gute Erhaltung der Wälle, die Vergesellschaftung mit Blockgletscherablagerungen, die Staffelung mehrerer Wälle, sowie Überlegungen zur damaligen Schneegrenze (ein holozänes Alter kann ausgeschlossen werden) stützen die Annahme, dass es sich um spätglaziale Ablagerungen von Gletschervorstößen in der Jüngeren Dryas-Zeit (Egesen-Stadium) handelt.

Ältere Moränen (Gschnitz-Stadium): Im Zuge der spätglazialen Gletscherschwankungen – so die Meinung des Verfassers – sollte auch der bedeutende Gletschervorstoß im Zeitraum von rund 15.000 Jahren vor heute (Äl-

tere Dryaszeit, Gschnitz-Stadium) deutliche Spuren hinterlassen haben. Grundmoränen, die diesem neuerlichen Vorrücken der alpinen Gletscher zuzuordnen sein könnten, befinden sich an den Ausgängen des Gleirscher Riegel- sowie des Jägerkares. Wallformen, die höchstwahrscheinlich ebenfalls in diese stratigrafische Position fallen, wurden an der Einmündung des Kleinkristentales in das Gleirschtal, südlich von P. 1.323 (Gleirschtal) und östlich des Bildstocks P. 1.536 (Samertal) aufgenommen.

Als **supraglazialer Blockschutt (Obermoräne) des Würm-hochglazialen Eiszerfalls** wurden jene Ablagerungen ausgedehnt, die aufgrund ihrer Zusammensetzung (größere Ansammlungen von bis zu hausgroßen Blöcken auf Moräne) als Ablagerungen einer Massenbewegung auf einem ehemaligen Gletscher gedeutet wurden. Solche Ablagerungen findet man z.B. im Gleirschtal etwas westlich der Möslalm. Vergleichbare Bildungen aus dem Würm-Spätglazial kommen im Gleirscher Riegel- und im Jägerkar vor.

Im Mandltal wurden zwei im Grundriss tropfenförmige Sedimentkörper mit einer Mächtigkeit von ca. 15 bis 20 Metern und einer Länge von etwa 30 bis 50 Metern vorgefunden. Die Längsachsen beider Formen sind parallel zur Fließrichtung des ehemaligen Gletschers ausgerichtet. Zumindest einer der beiden Sedimentkörper weist auch einen Felskern auf. Es könnte sich daher um **Drumlins** handeln, denen in der Legende eine separate Signatur zugewiesen wurde.

Blockgletscherablagerungen: Ein Großteil der Fläche des Mandltales wird von diesen typischen Erscheinungen des Alpinen Permafrosts eingenommen. Diese gletscherzungenförmigen Schuttkörper und ihre Böschungen sind alle bewachsen und daher als **Ablagerungen fossiler Blockgletscher** aus dem Würm-Spätglazial gedeutet worden. Mehrere Blockgletscherkörper mit dazugehörigen Wallformen grenzen unmittelbar aneinander und wurden als Einheit zusammengefasst. Wie im Grubach ersichtlich ist, dürften die dortigen Blockgletscherablagerungen aus spätglazialen Endmoränen hervorgegangen sein. Kleinere Blockgletscherablagerungen befinden sich im Gleirscher Riegelkar, im Jägerkar und im Jägerkarl.

Immer in Verbindung mit Moränen oder Blockgletscherablagerungen treten kleine Flächen mit **konischen, kreisrunden**, eng nebeneinander gelegenen **Senken** (Durchmesser ca. 1 m) auf. Solche findet man „In den Flecken“, im Jäger- und im Mühlkar. Diesen Senken wurde in der Legende eine eigene Signatur zugewiesen, ihre Genese ist unklar (Suffosion? Toteis? Permafrost?).

Ein **Toteisloch** mit etwa 15 Meter Durchmesser und einer Tiefe von ca. 3 m wurde in Moränenablagerungen am östlichen Ende des Angerwaldes aufgenommen.

Literatur

AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 179–185, Wien.

BRANDNER, R. (2008): Absams Untergrund – Zur Geologie des Gemeindegebietes Absam. – In: GEMEINDE ABSAM (Hrsg.): Dorfbuch Absam, 9–36, Absam.

BÜSEL, K. (2016): 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, **156**, 293–298, Wien.

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.

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.

SCHUH, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im mittleren und hinteren Kaisertal (Kaisergebirge) auf Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 430–432, Wien.

SCHUH, M. (2016): 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.

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Gleirschspitze, Hohe Warte, Pürzelkopf, Kleinkristental und Mandltal (Nordkette, Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

JOHANN GRUBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Geografische Lage

Das in den Sommermonaten August und September kartierte Gebiet befindet sich im südlichen Karwendelgebirge, nördlich von Innsbruck (Nordkette).

Die Westgrenze des Arbeitsgebietes fällt großteils mit dem westlichen Blattrand der Österreichischen Karte 1:50.000 – Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (nationale Blattnummer: 2223) zusammen. Sie verläuft etwa zwischen der Hohen Warte (2.597 m) im Süden und dem Pürzelkopf (1.681 m) im Norden und umfasst somit die höchstgelegenen Bereiche des Osthangs des Kleinkristentales.

Die Nordbegrenzung verläuft südlich des Gleirschtals vom Pürzelkopf im Westen quer über das vordere Kleinkristental und entlang der Forststraße südlich des Angerwaldes bis zum Angerbach (Mandltal) im Osten. Die Ostbegrenzung des Arbeitsgebietes wird durch den Angerbach und die Gleirschzähne gebildet. Die Südgrenze verläuft entlang des Hauptkammereiches der Nordkette von der Gleirschspitze (2.317 m) im Osten bis zur Hohen Warte im Westen. Weitere markante Berggipfel in diesem Kamm sind die Hafelekarspitze (2.334 m), die Seegrubenspitze (2.435 m), der Kemacher (2.480 m) und die Vordere und Hintere Brandjochspitze (2.559 m bzw. 2.599 m). Der Hauptkamm der Nordkette entsendet nach Norden mehrere scharfe Unterkämme, welche die tiefen Kare des Großkristen- (Hip-

penkar), des Kleinkristen- (Arzler Kar, Frau-Hitt Kar, Sattel- und Kumpfkar) und des Mandltales (Hafelekar, Mühlkar) trennen. Diese scharfen, langen Gratschneiden gipfeln in den Grubreisentürmen (2.266 m), in der Kumpfkarspitze (2.393 m) und in der Hippenspitze (2.388 m). Abgesehen von den Karen in der Solsteingruppe sind die „Südhänge der Nordkette“ morphologisch wenig untergliedert.

Geologischer Rahmen

Das kartierte Gebiet befindet sich vollständig innerhalb der Inntal-Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems und zwar an dessen Südrand.

Die Inntal-Decke überlagert die Lechtal-Decke an den Südhängen der Nordkette im unteren Drittel. Die Inntal-Decke besteht hier aus einer Schichtfolge, die vom Alpenen Buntsandstein (Höttinger Graben, Vintler Alm) bis zum Hauptdolomit (Gleirschtal, Gebiet um Seefeld) reicht. Weiter östlich kommen im Halltal an der Basis der Inntal-Decke auch noch Salze und Tone des permischen Haselgebirges vor.

Das dominante stratigraphische Element sind die anisich-ladinischen Plattformsedimente, insbesondere die mächtigen Riff- und Lagunenkalke des Wettersteinkalkes.

Innerhalb der Inntal-Decke treten große, etwa E–W streichende Faltenstrukturen auf. Von Süden nach Norden sind dies die Großfaltenstrukturen der Zirler Mäher-Synklinale, der Solstein-Antiklinale und der Gleirschtal-Synklinale sowie der Bettelwurf-Antiklinale.

Stratigrafie

Die stratigraphische Schichtfolge der Festgesteine reicht innerhalb des kartierten Gebietes von der Reichenhall-Formation des unteren Anisiums bis zum Hauptdolomit des Noriums, wenn man von einer vermutlich Würm-hochglazialen Gehängebrekzie nordwestlich unterhalb der Hippenspitze absieht.

Reichenhall-Formation (unteres Anisium)

Die Reichenhall-Formation tritt als ältestes Schichtglied an der Südgrenze des kartierten Gebietes westlich der Frau Hitt (2.270 m) an der Nordkette auf. Diese evaporitischen Ablagerungen bilden die tektonisch extrem zerlegten (deformierten) und ausgedünnten Abscherhorizonte der höheren Scherbahnen eines NW- bis N-gerichteten Überschiebungssystems (siehe Abschnitt „Tektonik“).

Es handelt sich um ockerfarben und zellig-löchrig anwitternde Rauwacken und Dolomite mit vereinzelt Einschaltungen von dünnen Eisenhydroxidlagen bzw. Eisenocker.

An der Südseite der Nordkette, im knapp außerhalb des Kartierungsgebietes gelegenen Abschnitt zwischen der Frau Hitt und der Schaferhütte (1.717 m) sowie westlich der Seegrube (Bergstation auf 1.900 m) ist die Reichenhall-Formation vollständiger und in größerer Mächtigkeit erhalten.

Der Übergangsbereich zwischen der Reichenhall-Formation und den typischen Gesteinen der Virgloria- bzw. Annaberg-Formation ist u.a. südlich des Langen Sattels (2.258 m), knapp außerhalb des Arbeitsgebietes aufge-

geschlossen. Hier treten kompakte, dm-gebankte, hellgraue bis beige Dolomite mit einer Mächtigkeit von ca. 10 m auf. In diesem Abschnitt fallen wiederholt dm- bis m-große Bereiche auf, in denen die Dolomite hellrot verfärbt sind und bereichsweise zellig-löchrig anwittern. Diese Ausbildung, die häufig an kleinere Störungen gebunden ist, könnte auf Lösung durch Verkarstung zurückgehen.

Diese Lithotypen sind kleinräumig auch am Fuß der nord-exponierten Wand westlich der Frau Hitt aufgeschlossen.

Virgloria-/Annaberg-Formation (Anisium)

Eine Differenzierung zwischen der Virgloria-Formation und der Annaberg-Formation im Kartierungsmaßstab war im Gelände nicht möglich, da kennzeichnende Lithotypen der beiden Formationen eine Wechselfolge im Meterbereich bilden. Die beiden Formationen wurden deshalb bei der Kartierung zu einer stratigrafischen Einheit subsummiert.

Diese anisische Abfolge ist im kartierten Gebiet westlich der Frau Hitt sowohl in der Liegend- als auch in der Hangendscholle des bereits oben erwähnten Überschiebungssystems aufgeschlossen. Aufgrund der tektonischen Deformation gibt es jedoch kein durchgehend aufgeschlossenes Profil, obwohl die Aufschlussverhältnisse gut sind.

Südlich einer schuttbedeckten Rinne, die von der Frau Hitt in das Frau Hitt Kar hinunter führt, sind am Wandfuß über den oben beschriebenen hellen Dolomitbänken wellig geschichtete hellgraue-beige, mergelige Kalke sowie eben geschichtete, ebenfalls hellgraue bis beige Kalke aufgeschlossen. In diese dm-dicken Kalkbänke sind vereinzelt dünngebankte, rötliche Kalke und hellgraue Dolomitbänke eingeschaltet.

Nördlich der Rinne treten mittel- bis dunkelgraue, teilweise stark bioturbate, wellig geschichtete Kalke auf, die mit m-mächtigen, hellbraunen bis beigen, dünn gebankten knolligen Kalken wechsellagern. In der Abfolge kommen auch die für die Virgloria-Formation kennzeichnenden „Wurstelkalke“ vor, die durch gehäuft auftretende Wühlspuren und Bohrgänge gekennzeichnet sind. Vereinzelt sind cm-dicke Kalkarenitbänke und dünne Crinoidenkalkbänke eingeschaltet.

Die Kalkarenite und vereinzelt auftretenden dünnen Crinoidenkalkbänke sind typisch für die Annaberg-Formation, fleckige, stark bioturbate, knollige Kalke und die eigentlichen Wurstelkalke kennzeichnen die Virgloria-Formation.

An der Südseite der Nordkette, im Bereich Seegrube–Frau Hitt–Langer Sattel sind die anisischen Schichtglieder in einem durchgehenden Profil vollständig aufgeschlossen (NITTEL, 2006).

Steinalm-Formation (Anisium)

Dieses Schichtglied ist über den dünngebankten Kalken der Virgloria-/Annaberg-Formation westlich unterhalb der Frau Hitt in Form mehrerer m-dicker, massiger, hellgrauer Kalkbänke aufgeschlossen, die in das stratigrafische Jüngere mächtiger werden. Diese Plattform-Fazies leitet nahtlos, ohne Einschaltung der Reifling-Formation zum darüber folgenden Wettersteinkalk-Riff über. Aufgrund dieser faziellen Entwicklung und der starken tektonischen Deformation in diesem Bereich ist die Hangendgrenze der Stein-

alm-Formation nicht klar erkennbar. Daher kann für die Steinalm-Formation lediglich eine Mindestmächtigkeit von etwa 30 m angegeben werden.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichtglieder des Alpenen Muschelkalkes dürfte im Arbeitsgebiet 150 m betragen.

Wettersteinkalk (oberes Anisium bis unteres Karnium)

Der sehr gut aufgeschlossene Wettersteinkalk nimmt nahezu den gesamten Südteil des Arbeitsgebietes ein und hat die größte flächenmäßige Verbreitung aller Schichtglieder.

Innerhalb dieser tektonisch steilgestellten, meist steil nordfallenden Abfolge lässt sich eine ältere, massig ausgebildete Riff-/Vorrifffazies von einer jüngeren, mehr oder weniger deutlich gebankten Lagunenfazies unterscheiden.

Rifffazies

Im Arbeitsgebiet sind die (vergleichsweise verwitterungsbeständigen) Riffkalke entlang der Nordkette zwischen der Gleirschspitze (2.317 m) im Osten und dem Kemacher (2.480 m) im Westen durchgehend aufgeschlossen.

Diese lassen sich entlang des Goetheweges und entlang des Innsbrucker Klettersteiges exemplarisch studieren (BRANDNER & RESCH, 1981).

Für die meist hell- bis mittelgrauen Kalke sind die sogenannten „Großoolithe“ kennzeichnend, die u.a. bereits von AMPFERER & HAMMER (1898) erwähnt wurden. Dabei handelt es sich um cm- bis dm-große Hohlräume, die durch eine Reihe konzentrisch angeordneter Generationen von radiaxialen Kalzit-Zementen ausgefüllt sind. Vereinzelt ist noch ein zentraler Hohlraum erhalten geblieben.

Der Übergang von der massigen Rifffazies in die nördlich anschließende Lagunenfazies lässt sich an der Nordkette bereichsweise schwer eingrenzen, was u.a. auch in der teilweise starken tektonischen Überprägung des Wettersteinkalkes begründet ist. Nördlich des Kemachers (2.480 m) lassen sich die beiden Schichtglieder gut voneinander abgrenzen. Die stratigrafische Liegendgrenze zur Steinalm-Formation kann, wie bereits oben erwähnt, nicht eindeutig festgelegt werden, weshalb nur ungefähre Mächtigkeitsangaben möglich sind. Die Mächtigkeit der massigen bis dick gebankten Riff-Vorrifffazies nimmt entlang der Nordkette von einem zentralen Bereich nahe dem Hafelekar nach Osten und nach Westen deutlich ab. Sie beträgt im Bereich des Hafelekars ungefähr 300 m, weiter westlich im Bereich des Kemachers ca. 200 m und im Bereich der Vorderen Brandjochspitze noch maximal 100 m.

Lagunenfazies

Der weitaus überwiegende Teil des Wettersteinkalkes entfällt im kartierten Gebiet auf die Lagunensedimente der Wettersteinkalk-Plattform.

Diese hellgrauen bis beigen Kalke sind im basalen Teil mit m-dicken Bänken generell dickbankig entwickelt. Eine Ausnahme bilden die dünngebankten, aus Algenlaminiten bestehenden Kalke im Bereich des Langen Sattels südwestlich des Kemachers (2.480 m).

Gegen das stratigrafisch Hangende wird die Abfolge generell dünnbankiger und die Bankung zunehmend deutlicher.

Die obersten 250 bis 300 m bestehen aus einer zyklischen Wechselfolge von dm- bis m-dicken Kalkbänken und dm- bis m-dicken Einschaltungen von dünnbankigen, meist feinlaminierten hell- bis mittelgrauen Dolomiten. Einzelne Dolomitbänke zeigen eine sedimentäre Brekzierung mit mm- bis cm-großen (Kantenlänge), mittelgrauen Komponenten in einer beige Matrix. Die Kalkbänke bestehen aus Algenlaminiten, die vor allem in der Anwitterung gut erkennbar sind. Daneben nehmen gegen das stratigrafisch Hangende die sogenannten „Messerstichkalke“ deutlich zu. Dabei handelt es sich um m-dicke, graue bis beige Kalke mit zahlreichen mm- bis cm-großen Hohlräumen mit länglich-ovalem Querschnitt, die auf hypersalinare Bedingungen innerhalb der Wettersteinkalk-Lagune hinweisen.

Die erosionsanfälligeren Dolomite wittern, auch aufgrund der Steilstellung der Abfolge, deutlich zurück, wodurch die Kalkbänke als Rippen reliefartig hervortreten.

Was die Bankungsdicke betrifft, zeigt sich bei Kalken und Dolomiten ein gegenläufiger Trend. Während die Einschaltungen von Dolomiten zum Top der Abfolge zunehmend dickbankiger werden, nimmt die Bankungsdicke der Kalke deutlich ab.

Nordalpine Raibler Schichten (Karnium)

Die Nordalpinen Raibler Schichten treten im Kartierungsgebiet im Bereich des Arzler Kars und innerhalb einer nordvergenten Synklinalstruktur im Bereich Widdersberg (2.015 m)-Angerwald auf, wo sie zum Teil sehr gut aufgeschlossen sind.

Über den Lagunensedimenten des Wettersteinkalkes folgt mit scharfem Kontakt der erste Schiefertons-Horizont der Nordalpinen Raibler Schichten. Dieser bildet im Abschnitt zwischen dem Kleinkristental im Westen und dem Mandltal im Osten eine 40 bis 50 m breite, stark zurückwitternde, etwa in E-W-Richtung verlaufende Rinne, die bis auf einen kleinen Abschnitt im Bereich des Widdersberges zur Gänze von blockigem Kalkschutt bedeckt ist.

Unmittelbar südlich des Widdersberges treten innerhalb des ersten Schiefertons-Horizontes m-mächtige, Illit führende, schwarze bis grünlichbraune, dünnblättrig brechende Silt- und Tonsteine, quarzreiche Feinsandsteine, dm- bis m-dicke Bänke aus dunkelgrauen, hellbraun bis ockerfarben anwitternden Onkolith-Kalken sowie stark bioturbate Kalkmergel und Mergel in dm-dicken Bänken auf. Einzelne dünne Kalkbänke bestehen überwiegend aus Muschelschill u.a. der Auster *Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN).

Über dem ersten Schiefertons-Horizont folgen bis zum zweiten, etwa 10 m mächtigen Schiefertons-Horizont überwiegend m-dicke, hellgrau-beige, verkarstete Kalkbänke, die mit dm-bis m-dicken, stark zurückwitternden Silt- bis Tonsteinen und Mergeln alternieren. Daneben treten in der Abfolge auch cm- bis dm-dicke hellgraue bis hellbraune, teilweise strukturlöse, teilweise feinstlaminierte Dolomitbänke auf. Vereinzelt sind dm- bis m-dicke Bänke aus sedimentären Brekzien eingeschaltet. Östlich unterhalb des Widdersberges kommen zurückwitternde helle Einschaltungen mit Slumping-Strukturen und synsedimentär zerglittenen, dm-dicken Bänken vor.

Der untere Teil der Nordalpinen Raibler Schichten, in welchem Kalke, Mergel, Silt- und Tonsteine wechsellagern, erreicht im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit von 150 bis 200 m.

Der obere Teil, in welchem vor allem Rauwacken und Dolomite auftreten, entspricht dem dritten Karbonat-Horizont sensu JERZ (1966). Er besteht aus einer sehr variablen, vermutlich über 250 m mächtigen Wechselfolge von kompakten mittel- bis dunkelgrauen, bräunlich anwitternden, bituminösen Dolomiten, Mürbdolomiten und zellig bis kavernös anwitternden mittelgrauen bis hellbraunen Rauwacken mit stark wechselnden Bankungsdicken.

Im oberen Teil dieser Abfolge sind wiederholt dm-dicke Bänke aus intraformationellen sedimentären Brekzien von graubeiger Farbe sowie dm-dicke Mergelbänke eingeschaltet. Innerhalb der mergeligen Einschaltungen sind vereinzelt synsedimentäre Slumpingstrukturen erkennbar.

Der Übergang zum Hauptdolomit, aufgeschlossen an der Nordseite (orografisch linken Seite) des Arzler Kars, ist durch bituminöse Dololaminite gekennzeichnet, wie sie auch im basalen, ca. 200 m mächtigen Teil des Hauptdolomits auftreten.

Die dolomitisch-evaporitische Abfolge des oberen Abschnitts der Nordalpinen Raibler Schichten erreicht im Arzler Kar eine Mächtigkeit von 200 bis 250 m.

Die Gesamtmächtigkeit der Nordalpinen Raibler Schichten beträgt im Arbeitsgebiet 350 bis 400 m.

Hauptdolomit (Norium)

Der Hauptdolomit ist als jüngstes triassisches Schichtglied im kartierten Gebiet östlich und westlich des Kleinkristentales aufgeschlossen.

Wie oben bereits erwähnt, besteht der basale, ca. 200 mächtige Teil des Hauptdolomits überwiegend aus stark bituminösen mittelgrauen, bräunlich anwitternden, dm-dicken feinstlaminierten Dolomitbänken. Bereichsweise sind dünnbankige, dunkelgraue Dolomite eingeschaltet.

Darüber nimmt der Anteil der bituminösen Dolomite deutlich ab und es folgt eine Wechselfolge von graubraun anwitternden, dm-gebankten strukturlosen Dolomikriten, mittelgrauen Dolospariten und dünngebankten mittel- bis dunkelgrauen Algenlaminitbänken. Vereinzelt sind in diese Abfolge helle, schmutzig-weiße bis beige dm-dicke Dolomitbänke eingeschaltet.

Die Hangendgrenze des Hauptdolomits zum Plattenkalk befindet sich nordwestlich außerhalb des Arbeitsgebietes. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt etwa 1.000 bis 1.200 m.

Quartäre Ablagerungen

Gehängebrekzie im Bereich Arzler Kar - Hippenspitze

Nordwestlich unterhalb der Hippenspitze (2.388 m), am Geländerücken, der das Arzler Kar (Kleinkristental) im Osten vom Großkristental im Westen trennt, ist eine hellgraue, nahezu matrixfreie monomikte Gehängebrekzie mit eckigen Komponenten aus Wettersteinkalk aufgeschlossen. Es ist eine deutliche Schichtung im dm-Maßstab erkennbar, die durch einen Wechsel der Korngrößen (Feinkies bis Steine) bedingt ist.

Die Schichtung fällt mittelsteil etwa nach Westen gegen den heutigen Hang ein.

Die heutige Position der Gehängebrekzie ist nur verständlich, wenn man eine völlig andere morphologische Ausgangssituation zur Zeit ihrer Bildung annimmt. Vermutlich handelt es sich um eine hochglaziale Eisrandbildung.

Spuren der Würm-hochglazialen Vereisung

Die einzigen Zeugen der Würm-hochglazialen Vergletscherung sind Reste von Grundmoränenablagerungen südlich des Angerwaldes.

MUTSCHLECHNER (1948) beschreibt in seiner Arbeit u.a. auch die höchsten Fundorte von (v.a. kristallinen) erraticen Geschieben im Karwendelgebirge. Im Bereich der Gleirschspitze („Gleirschköpfeln“) fand er ein gerundetes Geschiebe aus Quarz, das vermutlich aus der würmzeitlichen Hochvereisung stammt.

Ansonsten gibt es zahlreiche morphologische Hinweise für die hochglaziale Vereisung, wie z.B. abgerundete Grate und Schriffkehlen.

Die Kare selbst sind im Zuge mehrerer Eiszeiten geformt worden.

Moränenablagerungen der spätglazialen Stadien

Im Kartierungsgebiet gibt es eine Reihe von tief ausgeschürften, nordexponierten Karen als augenscheinlichste Hinterlassenschaft der Vereisungen. Diese Kare verlaufen quer zum Streichen der Schichtung, oft in Verbindung mit Störungen. Von Westen nach Osten sind dies: das Hippenkar, das Frau-Hitt Kar, das Sattelkar, das Kumpfkar, das Steinkar (Stoankar), das Hafelekar sowie das Kar westlich der Gleirschspitze.

In den Karen finden sich zahlreiche Hinterlassenschaften der stadialen Vergletscherungen des Würm-Spätglazials. Dies sind Seiten- und Endmoränen sowie zum Teil auch Grundmoränen (fluted moraines), die gestaffelt von den hinteren Karen bis in das Gleirschtal auftreten. Die auf ca. 1.200 bis 1.300 m gelegenen Moränen am Ausgang des Groß- und Kleinkristentals im Bereich Möslalm könnten auf das Gschnitz-Stadium zurückgehen.

Die Moränenwälle, die auf Höhe 1.900 bis 2.000 m die Karausgänge abschließen, sind eher dem Egesen-Stadium zuzuordnen.

Frische Anschnitte, in denen das Moränenmaterial aufgeschlossen ist, sind selten. Im Arzler Kar, wo die Erosionsreste eines auf eine spätglaziale Vorstoßphase zurückgehenden Endmoränenwalls aufgeschlossen sind, treten rein karbonatische Diamikte mit wenig Feinanteil auf. Die eckigen bis kantengerundeten Komponenten, deren Größe von Feinkies bis m-großen Blöcken reicht, sind zum Teil gekritzelt. Das Komponentenspektrum besteht aus Wettersteinkalk, daneben treten auch Komponenten der Nordalpinen Raibler Schichten und des Hauptdolomits auf. Die Komponenten der Moräne am Langen Sattel stammen vermutlich zur Gänze aus dem Wettersteinkalk.

Blockgletscherablagerungen

Zwischen den Moränen des Gschnitz- und den höchstgelegenen Moränen des Egesen-Stadiums sind im Mandltal mehrere konvexe, gletscherartige Lockersedimentkörper ausgebildet. Diese sind mit ihren typischen morphologischen Merkmalen wie steilen frontalen Böschungen, Wül-

ten und Vertiefungen im Sedimentkörper als fossile Blockgletscher bzw. Blockgletscherablagerungen zu deuten. Zum Teil sind die Blockgletscher aus reinen Hang- und Blockschutthalden hervorgegangen, teilweise entwickelten sie sich aus End- und Seitenmoränen. Sie waren vermutlich im Spätglazial aktiv.

Von KERSCHNER (1993) gibt es eine Detailstudie über die Blockgletscher an der Nordseite der Nordkette.

Hang- und Murschuttablagerungen

An den steilen Flanken der Kare innerhalb des Wettersteinkalkes treten, teilweise blockige, Sturz- und Hangschuttablagerungen, meist in Kegelform auf.

Die Hangschuttschürzen und -kegel aus dem Hauptdolomit an der Nordseite des Arzler Kars sind aufgrund ihrer kleinstückigen Verwitterung generell wesentlich feinkörniger.

Häufig sind diese Schuttablagerungen durch Murgänge umgelagert. Muren- und Schwemmkegel, die v.a. im Kleinkristental häufig auftreten, entwickelten sich am Ausgang von Erosionsrinnen.

Vor allem tektonisch zerlegte Gesteine an Störungszonen fungieren aufgrund ihrer hohen Verwitterungsanfälligkeit als Liefergebiet für Hang- und Murschuttablagerungen.

Tektonik

Wie bereits erwähnt, wurden die Gesteine des Arbeitsgebietes durch eine weitspannige Faltung geprägt. Die Plattformsedimente des Wettersteinkalkes sind über weite Bereiche des Arbeitsgebietes am Nordschenkel der Solstein-Antiklinale steilgestellt. Im Abschnitt zwischen dem Großkristental im Westen und den Gleirschzähnen im Osten streichen die Lagunensedimente generell in ENE-Richtung und fallen in der Regel steil nach NNW ein. Bereichsweise sind sie überkippt und steil südfallend. Die geringe Streuung der Schichtlagerungswerte ist auf die mechanische Kompetenz der Wettersteinkalk-Plattform zurückzuführen. Die weitspannige Faltung dieser Abfolge erkennt man an den nordexponierten Wänden der Brandjochspitzen (Vordere Brandjochspitze, 2.559 m und Hintere Brandjochspitze, 2.599 m), wo der Wettersteinkalk (Lagune) im Kulminationsbereich der Solstein-Antiklinale eine flache Schichtlagerung aufweist. Das Abtauchen der Schichtung nach Norden ist weiter westlich an der Nordwand des Kleinen (2.541 m) und des Großen Solsteins (2.637 m) eindrucksvoll aufgeschlossen.

Abgesehen von den Großfaltenstrukturen reagieren die Plattformsedimente auf tektonische Beanspruchung bruchhaft, was an den zahlreichen Störungen erkennbar ist, welche die gesamte Wettersteinkalk-Plattform zerhacken.

Die mechanisch inkompetenteren Gesteine der anisichen Schichtglieder und die Nordalpinen Raibler Schichten wurden zwar ebenfalls in den großräumigen Faltenbau einbezogen, es herrscht hier jedoch ein anderer Deformationsstil vor, da sie bereichsweise auch an Sekundärfalten kleinräumig deformiert wurden.

In der Folge werden einige tektonische Strukturen im Arbeitsgebiet kurz beschrieben.

Störungen und Faltenstrukturen im Bereich der Frau Hitt

Die anisichen Schichtglieder im Nahbereich der Frau Hitt weisen ein komplexes Deformationsmuster auf. Am Fuß der Nordwand, die von der Frau Hitt nach Westen in das Frau Hitt Kar zieht, streicht eine mittelsteil SW-bis W-fallende Störungsfläche aus. Die wenigen gemessenen Schergefüge an der abschnittsweise als Spiegelharnisch vorliegenden Scherfläche zeigen eine Überschiebung nach Nordwesten an.

In der Hangendscholle dieser Störung ist eine etwa ENE-streichende, NNW-vergente Antiklinalstruktur entwickelt, die vermutlich dem Kernbereich der Solstein-Antiklinale entspricht. Im Bereich des Frau Hitt-Sattels, etwa 200 m westlich der Frau Hitt (2.270 m) befindet sich das Scharnier der Antiklinale. Hier sind an zwei weiteren, nahe übereinander folgenden Überschiebungen extrem zerscherte, ockerfarbene Rauwacken und Mergel der Reichenhall-Formation eingeschuppt. Diese beiden Störungen stellen vermutlich höhere Zweigüberschiebungen eines NW- bis N-gerichteten, duplexartigen Falten- und Überschiebungssystems dar, in welchem die oben beschriebene Störung am Fuß der Nordwand die tiefste Scherfläche bildet. Die mittlere dieser drei Teil-Überschiebungen ist deutlich erkennbar an der Antiklinale mitverfaltet.

Diese Strukturen scheinen im Zuge einer E-W-Kompression mit Überschiebungen überprägt worden zu sein, deren Hangendschollen nach Osten bewegt wurden.

In der Liegendscholle der basalen Überschiebung bilden die anisichen Kalke der Annaberg- /Virgloria-Formation eine weitere, etwa ENE-streichende, nordvergente Antiklinale, deren Achse mit ca. 20° nach WSW einfällt. Innerhalb des überkippten Nordschenkels kann man eine, vermutlich im Zuge der Faltung, steilgestellte kleine Abschiebung erkennen, an der die Kalke der Steinalm-Formation gegen dickbankige bis massive Riff-/Vorriffkalke des Wettersteinkalkes versetzt sind.

Die anisichen Schichtglieder sind westlich des Frau Hitt-Sattels an einer mit etwa 60° nach WSW einfallenden Störung gegen die massigen Riff-/Vorriffkalke des Wettersteinkalkes begrenzt. Diese Geometrie lässt sich am besten mit einer Abschiebung erklären.

Gleirschtal-Synklinale südlich des Angerwaldes

Im Gebiet zwischen dem Widdersberg im Süden und dem Angerwald im Norden ist eine der großen Synklinalstrukturen in der Inntal-Decke des Karwendelgebirges entwickelt, die Gleirschtal-Synklinale. Diese streicht etwa E-W und zeigt eine flach nach Westen einfallende Faltenachse. Der Kern dieser Synklinale wird von den Nordalpinen Raibler Schichten eingenommen.

Im Südflügel, wo die Nordalpinen Raibler Schichten in einem nahezu durchgehenden Profil aufgeschlossen sind, ist die Schichtung subvertikal und entweder aufrecht (steil nordfallend) oder überkippt (steil südfallend).

Die Nordalpinen Raibler Schichten im Nordflügel dieser Synklinale (bewaldete Hänge südlich des Angerwaldes) fallen generell mittelsteil nach Süden ein, wobei es vereinzelt deutliche, durch Sekundärfaltung bedingte, Abweichungen vom generellen Einfallswinkel gibt. Gleiches gilt auch für den Kernbereich der Synklinale.

Im östlichsten Teil streicht das hier sehr enge, vermutlich nach Norden durchgescherte Scharnier dieser Struktur in die Luft aus. Im Westen ist die Synklinale durch eine etwa N-S streichende, subvertikale Störung begrenzt (siehe unten).

Seitenverschiebung an der Ostseite des Kleinkristentales

In den Felshängen östlich über dem Kleinkristental ist die oben erwähnte, quer zum Schichtstreichen etwa N-S verlaufende, subvertikale Störung aufgeschlossen, an der die Nordalpinen Raibler Schichten im Osten gegen den Hauptdolomit im Westen versetzt sind.

Der sinistrale Bewegungssinn an der Störung erschließt sich aus dem Kartenbild, aus dem sich auch ein scheinbarer Versatzbetrag von mindestens 800 m ableiten lässt.

Die Spur der Seitenverschiebung im Gelände ist vom Gegenhang, bzw. von höher gelegenen Stellen im Bereich des Arzler Kars gut erkennbar. Daneben fallen auch aus größerer Entfernung die unterschiedlichen Verwitterungsformen der Gesteine östlich und westlich der Störung auf.

Im nördlichen Abschnitt der Störung, wo der Hauptdolomit gegen Müribdolomite und Rauwacken der Nordalpinen Raibler Schichten versetzt ist, liegt die Seitenverschiebung als bereichsweise über 10 m breite, diffuse Störungszone vor, in der die Gesteine kleinstückig zerlegt bis kataklastisch deformiert sind.

Im Südabschnitt, wo der Hauptdolomit gegen Kalke und Tonschiefer versetzt ist, verläuft die Störung innerhalb eines schmalen Bereiches oder ist als mehr oder weniger diskrete Scherfläche ausgebildet. An dieser lässt sich der sinistrale Bewegungssinn gut an Schersinnkriterien wie Riedelscherflächen, Kalzitfaser-Kristallisaten und Schlepplung der Schichtung ablesen.

Tektonische Strukturen im Bereich Arzler Kar-Hippen- spitze

Südlich des Arzler Kars fällt eine NW-SE streichende, steil NW fallende, morphologisch sehr markante Störung auf, an der die Nordalpinen Raibler Schichten im Südwesten an Lagunensedimente des Wettersteinkalkes grenzen.

Die Störungsfläche ist meist glatt, jedoch stark gewellt, weshalb die gemessenen Gefüge stark streuen. An der Fläche konnten sowohl SW-fallende, als auch flach bis mittelsteil NW-fallende Lineare gemessen werden. Die Schersinnindikatoren, die leider nicht eindeutig sind, zeigen einerseits Abschiebungen der Hangendscholle nach Südwesten, andererseits eine sinistrale Seitenverschiebung an, was sich mit den Befunden aus dem Kartenbild deckt.

Die Nordalpinen Raibler Schichten der Hangendscholle, bei denen es sich um eine bunte Abfolge aus hell- bis dunkelgrauen, teilweise stark bioturbaten Kalken und Mergeln sowie grauen, bereichsweise ockerfarbenen Rauwacken und mittelgrauen Müribdolomiten handelt, sind stark deformiert und im Meter- bis Zehnermeter-Maßstab verfaltet. Die Lagunensedimente der Liegendscholle sind in diesem Bereich ebenfalls ungewöhnlich stark verfaltet und zerschert.

Diese Befunde weisen auf eine mehrphasige Deformation in diesem Areal hin, wobei die Kinematik und die zeitliche Abfolge nicht klar erkennbar sind.

Etwa 400 m nordöstlich dieser Störung ist der Kontakt zwischen dem geschichteten Wettersteinkalk und den Nordalpinen Raibler Schichten ebenfalls gestört. Der in seiner Mächtigkeit stark reduzierte erste Schiefer-ton-Horizont im Norden grenzt in einem spitzen Winkel an die Lagunensedimente im Süden. Die Störung ist vertikal und streicht etwa in WNW–ESE-Richtung.

Zwischen den Kalken und Tonen der basalen Nordalpinen Raibler Schichten und den Bänken des obersten Wettersteinkalkes ist ein deutlicher Unterschied im Streichen feststellbar. Während die Raibler Schichten generell in ENE-Richtung streichen, streichen die Lagunensedimente in SW- bis SSW-Richtung.

Literatur

AMPFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 179–185, Wien.

BRANDNER, R. & RESCH, W. (1981): Reef development in the middle triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. – SEPM Special Publication, **30**, 203–231, Tulsa.

JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn [Nördliche Kalkalpen]. – *Geologica Bavarica*, **56**, 3–100, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

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.

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

NITTEL, P. (2006): Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria. – *Geo.Alp*, **3**, „Festschrift Rainer Brandner, 93–145, Innsbruck–Bozen.

Blatt NL 32-03-29 Fulpmes

Petrographische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen von Gesteinsproben aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters

FRANZ MAYRINGER

(Auswärtiger Mitarbeiter)

MAYRINGER, F. (2016): Petrographische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen von Gesteinsproben aus den Zentralgneisen des westlichen Tauernfensters. – Unveröffentlichter Bericht, 76 S., Bibliotheksarchiv der GBA (A 18740-R).

Bericht 2010–2015 über kristalline geologische Aufnahmen im westlichen Tauernfenster auf Blatt NL 32-03-29 Fulpmes

ANDREAS SCHINDLMAYR, FRANZ MAYRINGER & BRUNO HAUNSCHMID

(Auswärtige Mitarbeiter)

Vorbemerkungen

Im Zeitraum von 2010 bis 2015 wurden von Schindlmayr, Mayringer und Haunschmid auf Blatt NL 32-03-29 Fulpmes kristalline geologische Geländeaufnahmen im Zentralgneisgebiet des westlichen Tauernfensters vorgenommen. Das Aufnahmegebiet befindet sich im Südosten des Blattes NL 32-03-29 Fulpmes und ist geologisch dem Tuxer Zentralgneiskern zuzuordnen. Es umfasst das Gebiet um den Olperer Hauptkamm und erstreckt sich zwischen Kra-xentragter und Spannaglhaus.

Die Zielsetzung der Bearbeitung war es, die in der GEOFAST-Karte 149 Lanersbach (KREUSS, 2005) ausgewiesenen unterschiedlichen Orthogneis- bzw. Granitoidareale (= „Zentralgneise“), falls möglich, typologisch zu gliedern und zu genetisch zusammengehörigen Zentralgneis- bzw. Granitoidtypen zusammenzufassen. Zu diesem Zweck wurden auf Basis der vorliegenden GEOFAST-Karte Blatt 149 (KREUSS, 2005) im Gelände die unterschiedlichen Zentralgneistypen erhoben und vom Geländebefund hinsichtlich ihrer petrografischen Zusammensetzung charakterisiert, wobei in Bezug auf die GEOFAST-Karte lokal Präzisierungen und Korrekturen in der Abgrenzung und Nomenklatur der Gesteinstypen vorgenommen wurden. Durch gezielte Begehungen der Granitoidareale und insbesondere der Kontaktzonen zu den angrenzenden Granitoiden oder Nebengesteinen galt es Hinweise zur relativen Altersfolge und zur Genese herauszufinden. Nachfolgend werden die Ergebnisse dieser kristalline geologischen Aufnahmen zusammengefasst. Überdies gibt es dazu auch noch einen umfangreicheren Bericht mit Probenliste, Fotodokumentation und Lageplan (SCHINDLMAYR et al., 2015), auf den an dieser Stelle verwiesen wird.

Ergänzend zu den Geländeaufnahmen wurden an repräsentativen Zentralgneisproben von Herrn Dr. Mayringer (Büro InnGeo) mit Unterstützung von Herrn Prof. Dr. Finger von der Universität Salzburg petrografische, geochemische und zirkontypologische Untersuchungen vorgenommen (MAYRINGER, 2016). Diese Untersuchungen von MAYRINGER (2016) dienten einerseits dazu, die Zentralgneistypen eingehend petrografisch und geochemisch zu charakterisieren, und andererseits auch um die vom Geländebefund nicht immer klar ableitbare granitologische Ansprache und Zuordnung mit entsprechenden Daten untermauern zu können.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2016

Band/Volume: [156](#)

Autor(en)/Author(s): Büsel Katrin

Artikel/Article: [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 293-309](#)