

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

DONOFRIO, D.A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H. (1980): Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **73**, 55–94, Wien.

FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. (1984): Trace fossil facies models. – In: WALKER, R.G. (Eds.): Facies models, Geoscience Canada Reprint Series 1, 2nd Edition, 189–208, Toronto.

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

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

KEIM, L. & SCHLAGER, W. (2001): Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). – Sedimentary Geology, **139**, 261–283, Amsterdam.

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

MAURER, F. (2000): Growth mode of Middle Triassic carbonate platforms in the Western Dolomites (Southern Alps, Italy). – Sedimentary Geology, **134**, 275–286, Amsterdam.

MUTSCHLECHNER, G. (1941): Geologische Karte des Karwendelgebirges 1:25.000, westliches und mittleres Blatt. – Unpublizierte Manuskriptkarte, Innsbruck.

ORTNER, H. & KILIAN, S. (2018): Interacting folds, faults and thrusts – the conundrum of the Karwendel zone of slices (“Karwendelschuppenzone”). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts, 24–26 September 2018. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 113, Wien.

OTT, E. (1966): Die gesteinsbildenden Kalkalgen im Schlauchkar (Karwendelgebirge). – Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, **31**, 152–159, München.

OTT, E. (1967): Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Abteilung, Neue Folge, **138**, 1–96, München.

TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **62** (1969), 78–170, Wien.

Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

Siehe Bericht zu Blatt NL 32-03-17 Hinterriß von Hugo Ortner.

Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

Bericht 2018 über quartärgeologische Aufnahmen in den Gebieten Ranalt und Neustift auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

ANNE HORMES

(Auswärtige Mitarbeiterin)

Der Bericht präsentiert das Ergebnis der Kartierung in den Gebieten Ranalt und Neustift vom Sommer 2018 für das UTM Kartenblatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital. Die Kartierung beschreibt die quartärgeologischen Ablagerungen und Phänomene inklusive Massenbewegungsablagerungen und beruht auf dem neuen Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich (STEINBICHLER et al., 2019). Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf der Kartierung der spätglazialen Gletscherablagerungen der Stadien Egesen und Gschnitz. Im Kartiergebiet Ranalt im Langental wurden die End- und Seitenmoränen des Egesenvorstoßes (E2; Jüngere Dryas) auf 1.550–1.600 m erfasst. Südlich von Ranalt auf der Südseite des Mutterbergtales und bei Ebendl im Langental auf 1.700 m wurden Seitenmoränen kartiert (Egesen I), die auf einer tiefgründigen Hangbewegung lie-

gen und deutlich höher liegen als die Inneren Egesenmoränen im Ausgang des Längentales. Im Kartiergebiet Neustift wurden zwei deutlich voneinander abgrenzbare Eisrandablagerungen auf beiden Seiten des Stubaitales kartiert. Die weiter oben an der Talflanke abgelagerten Eisrandsedimente (> 1.050 m) werden dem Spätglazial zugerechnet, während die unteren im Bereich von 950–1.050 m dem Gschnitz-Stadial zugeordnet werden. Endmoränen sind hier nicht vorhanden, da diese durch Schwemmfächer bedeckt sind oder durch glazifluviale Prozesse ausgeräumt wurden.

Einleitung

Der Bericht präsentiert das Ergebnis der quartärgeologischen Kartierung für das Stubaital bei Ranalt und Neustift. Die Kartierung wurde ausgeführt von Anne Hormes im Maßstab 1:10.000. Die einzelnen Geologischen Einheiten sind für den Auftraggeber auch in digitaler Form zugänglich (QGIS). Das Hauptaugenmerk bei der Kartierung lag vor allem auf Gletscherablagerungen, gravitativen Massenbewegungsablagerungen und Hochwasser-/Wildbachablagerungen.

Auftraggeber für die Quartärgeologische Karte und den vorliegenden Bericht ist die Geologische Bundesanstalt.

Das Gschnitz-Stadium repräsentiert einen präborealen Gletschervorstoß vor ca. $16,8 \pm 1,7$ ka (1.000 Jahre vor heute = kilo ages). Kosmogene Nuklidatierungen von der Typlokalität Gschnitzmoräne im Gschnitztal bei Trins ergeben im mittleren Durchschnitt Alter von 17 ka (IVY-OCHS et al., 2006). Das Egesen-Stadium wird in unserem Bericht im Sinne der geochronologischen Einordnung zur Jüngeren Dryas verwendet (12,9–11,7 ka; IVY-OCHS et al., 2007; REITNER et al., 2016).

Quartärgeologie, Maßstab und Gebrauch der Karte

Die Kartierung, die in diesem Bericht präsentiert wird, fokussiert auf Quartär und Massenbewegungen und verwendet die empfohlenen Begriffe aus dem „Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019). Die Kartierung im Gelände wurde in einem Maßstab von 1:10.000 durchgeführt und entspricht damit einem Detailgrad der Kommunalen Ebene. Für die Ausarbeitung der Karte wurden auch digitale Höhenmodelle und Orthofotos verwendet.

Übersicht über das Kartierungsgebiet

Lage und Topografie Ranalt

Das Untersuchungsgebiet Ranalt liegt hauptsächlich entlang des Längenbaches im Langental auf einer Höhe von rund 1.700 m und zieht sich bis zum Haupttalboden der Ruetz zwischen 1.700 m und 1.320 m südwestlich von Ranalt im Mutterbergtal. Am Talschluss des Langentals liegt die Unfallspitze (2.805 m) oberhalb der Nürnberger Hütte (2.280 m), die Mairspitze (2.781 m) im Westen und die Innere und Äußere Wetterspitze (3.052 m, 3.068 m) im Osten bilden die höchsten Erhebungen des Tales.

Im mittleren Teil des Langentals liegt die Bsuchalm auf 1.580 m im Talboden des Langentals.

Vor allem die Ostseite des Langentals, unterhalb der Südlichen Rötenspitze (2.980 m), weist viele interessante quartäre Ablagerungen auf, die Aufschluss über lokale spätglaziale Gletschervorstöße geben.

Das Untersuchungsgebiet lässt sich grob in folgende Bereiche aufteilen:

- 1) Talboden und fluviale Ablagerungen.
- 2) Hangablagerungen von unterschiedlichen gravitativen Massenbewegungen.
- 3) Glazigene Ablagerungen des Egesen-Gletschervorstoßes sensu Jüngere Dryas im Ausgang des Langentals auf 1.500 m (E1).
- 4) Seitenmoränen im Ebendlaswald auf 1.700 m (E2).

Lage und Topografie Neustift

Das Untersuchungsgebiet Neustift zieht sich im Talboden der Ruetz von Schaller im Süden (1.050 m unterhalb der Seblaspitze (2.351 m) und der Zwölferspitze (2.562 m) bis Kampl im Norden (950 m). Der Ausgang des Oberbergtals ist Teil des Kartierungsgebietes zwischen Milders (1.000 m) und 1.100 m oberhalb des Energiewerkes.

Das Untersuchungsgebiet von Neustift lässt sich grob in die folgenden Bereiche aufteilen:

- 1) Talboden und fluviale Ablagerungen.
- 2) Hangablagerungen von unterschiedlichen gravitativen Massenbewegungen, insbesondere große Schwemmfächer und tiefgründige Massenbewegungen.
- 3) Eisrandablagerungen mit stellenweise Grundmoräne des Spätglazials (> 1.050 m) auf beiden Seiten des Stubaitals zwischen Neustift und Kampl, Grundmoränenablagerungen (spätglazial) im Ausgang des Oberbergtals auf beiden Talseiten, zwischen 1.100 m und 1.200 m.
- 4) Eisrandablagerungen Gschnitz (950–1.050 m) auf beiden Seiten des Stubaitals, teilweise auch Grundmoränenreste im Talgrund südlich des Kampl- Schwemmfächers.
- 5) Hangablagerungen und Felsstürze auf der Südseite des Hohen Burgstalls (2.611 m).
- 6) Talzusub und tiefgründige Massenbewegung auf der Südostseite der Seblaspitze bei Milders.

Untersuchungsgebiet Ranalt

Gletscherablagerungen Ranalt

Grundsätzlich können wir Seiten- und Endmoränen von zwei verschiedenen Gletschervorstoßphasen unterscheiden.

End-/Seitenmoränen Langental – Egesen 2

Es wurden vier deutliche Wallstrukturen auskartiert, die aus ungerundeten, teils gekritzten Geschieben und unsortierter, verfestigter Grundmoräne bestehen. Diese End- bzw. Seitenmoränen wurden von einem Gletscher abgelagert, der nur das Langental bedeckt hat und dessen Gletscherfront hier auf rund 1.500 bis 1.600 m endete. Das Wallmaterial besteht aus verfestigter Grundmoräne mit subkantengerundeten Geschieben und einer tonig-siltigen Matrix mit geringem Sandanteil. Diese Moränenwälle wurden bereits von PENCK & BRÜCKNER (1909) beschrieben, und als Daun-Lokalität sensu strictu identifiziert. Mit unserem heutigen Verständnis der Geochronologie der spätglazialen Gletscherstände können wir diese Langental-End-/Seitenmoränen dem Egesenstand (Jüngere Dryas) zuordnen. Wir empfehlen eine CN-Datierung (cosmogenic nuclide dating) der Blöcke, die sich auf den deutlichen Wällen befinden (z.B. HIPPE et al., 2014). Die Wälle sind sehr blockreich, allerdings ist es eine Herausforderung, passende Blöcke für eine Datierung zu finden, da es wahrscheinlich ist, dass diese Wälle degradiert sind. Die Blöcke könnten ein scheinbar zu junges Alter ergeben, wenn sie bei der Stabilisierung der Moränenwälle noch mit Grundmoräne bedeckt waren.

Seitenmoränen auf Ebendl – Egesen 1

Die höchsten Seitenmoränen bei Ranalt liegen auf Ebendl oberhalb des nordöstlichen Langentalausgangs auf 1.700 m. Die Seitenmoräne liegt parallel zum Langental und hat eine ausgeprägte Wallform mit einigen großen erratischen Blöcken, die potenziell für eine CN-Datierung herangezogen werden können. Weiter östlich liegen zwi-

schen 1.700 und 1.400 m deutlich ausgeprägt drei Seitenmoränen parallel zum Ruetztal. Diese wurden bereits von SENARCLENS-GRANCY (1938) und MAYR & HEUBERGER (1968) dahingehend interpretiert, dass hier die Gletscher aus dem Langental und Mutterbergtal zusammengeflossen sein müssen.

Zwischen der Seitenmoräne bei Ebendl und der dreiwelligen Seitenmoräne ist kein eindeutiger Wall zu kartieren, allerdings liegen auf einer tiefgründigen Massenbewegung mit deutlichen Zerrspalten und antithetischen Grabensystemen viele große erratische Blöcke verstreut, die Ausdruck geben für die einstige Vergletscherung. Die Seitenmoräne Egesen 1 liegt rund 100 m höher als die vier Wälle der Seitenmoräne Egesen 2. Eine Datierung von einigen Blöcken auf diesen Moränenwällen ist daher essenziell für die Alterseinstufung.

Deutliche Endmoränen finden sich von diesem Vorstoß nicht. Die Endmoränen wurden vermutlich vom Schwemmfächer südlich Ranalt ausgeräumt und bedeckt. Die drei Seitenmoränen ziehen hier deutlich bis auf eine Höhe von 1.400 m hinab und sollten gletschergeometrisch ungefähr bei Issebichl enden. Laut SENARCLENS-GRANCY (1938) enden diese Seitenmoränen bei Falbeson, während MAYR & HEUBERGER (1968) das Gletscherende bei Issebichl vermuten.

Eisrand- und Grundmoränenablagerung

Der Osthang im Ausgang des Langentals ist mit Eisrandablagerungen und Grundmoränenablagerungen bedeckt. Auch zwischen den Egesen-Seitenmoränenwällen finden sich Eisrandablagerungen und stellenweise Grundmoräne.

Die Eisrandablagerungen sind unsortiert, es finden sich alle Korngrößen, jedoch keine gekritzten Geschiebe, teilweise ist der Rundungsgrad etwas höher als in den Grundmoränen, oder die Matrix ist nicht verfestigt und nicht konsolidiert. In den Aufschlüssen entlang des Waldrandes finden sich überwiegend Eisrandablagerungen, nur hin und wieder fördern Baumaufschlüsse eindeutige Grundmoränen zu Tage. Daher sind die Ablagerungen als Eisrandsediment in der Karte, obwohl stellenweise Grundmoräne zu kartieren wäre.

Erratische Blöcke

Im gesamten Gebiet unterhalb des Griesplastals zwischen Langental und dem Wildbach unterhalb der Rötenspitze liegen erratische Blöcke, die eindeutige Zerrspalten und antithetische Grabensysteme einer tiefgründigen Massenbewegung im Ebendlwald bedecken.

Glazigene Ablagerungen

In der Ebene bei Spitz im Mutterbergtal unterhalb der deutlichen Seitenmoränen des Egesen 1 liegen sehr viele große (mindestens 1 m³), kantige und subkantengerundete Blöcke. Die Ablagerung kann entlang der Ruetz in Aufschlüssen beschrieben werden. Die Ablagerung ist unsortiert, jedoch nicht konsolidiert. Es kann sich daher um eine Ablationsmoräne handeln, die supraglazial als debris cover den ehemaligen Mutterbergtal-/Langental-Gletscher bedeckt hat. Der Interpretation von MAYR & HEUBERGER (1968) folgend können die Ablagerungen auch als Bergsturzmasse interpretiert werden, die sich auf dem Gletscher abge-

lagert hat. Da jedoch der gesamte Nordhang des Mutterbergtales mit Hangschutt bedeckt ist, lässt sich dies nicht eindeutig klären. Sollte es sich um eine Bergsturz-Ablagerung handeln, die auf dem spätglazialen Gletscher zu liegen gekommen ist, dann würde man idealerweise auch noch Ablagerungen der Bergsturzmasse auf der gegenüberliegenden Hangseite erwarten.

Gravitative Massenbewegungsablagerungen Ranalt

Felssturzablagerung und Hangablagerungen

Im oberen Langental dominieren Felssturzprozesse die gesamte westliche Bergflanke unterhalb der Mairspitze (2.780 m). Andere gravitative Prozesse wie Lawinen und Murschuttablagerungen lassen sich ebenfalls beobachten. Letztere bilden den Schuttkegel westlich des Langentals bei Langental auf 1.600 m. Auf der gesamten Ostseite des Langentals bilden Prozesse wie Steinschlag, kleinere Felsstürze, Lawinenabgänge die Hangablagerungen.

Schwemmfächer

Im nördlichen Teil des Langentals sind eher wasser-gesättigte Prozesse vorherrschend und haben größere Schwemmfächer abgelagert, die aber auch teils durch Lawinen und Hangmuren abgelagert sein können. Ein großer Schwemmfächer unterhalb der Rötenspitze südlich von Ranalt hat die Seitenmoränen Egesen 1 ausgeräumt. Große Schuttfächer mit kantigem, lokalem Material finden sich auch auf der Nordseite der Mairspitze, die sich bis zum Ruetztalboden hinunterziehen und hier hauptsächlich durch Steinschlagprozesse genährt werden.

Fluss- und Wildbachablagerungen

Im Talboden des Langentals und des Mutterbergtals finden sich fluviatile Ablagerungen und Wildbachablagerungen. Vor allem am Talausgang des Langentals sind die fluviatilen Ablagerungen eher als Wildbachablagerungen mit großen Blöcken zu bezeichnen, während die flachen Talböden von Ruetz und dem Langental durch weniger grobes und gerundetes Material gekennzeichnet sind.

Wildbachablagerungen lassen sich sowohl im Griesbachtal, im Norden der tiefgründigen Massenbewegung, als auch südlich der drei Seitenmoränen im Ebendlwald und auf der Westseite des Ruetztals unterhalb der Pfandleralm kartieren.

Anthropogene Phänomene Ranalt

Auf der Ostseite des Langentals wurden mehrere Lawinenverbauungen errichtet, um die landwirtschaftlichen Gebäude zu schützen, ebenso eine Wildbachverbauung unten im Tal der Ruetz bei den Wildwasserfällen.

Untersuchungsgebiet Neustift

Gletscherablagerungen Neustift

Eisrandablagerung

Im südlichen Teil des Kartierungsgebietes, südlich von Milders und dem Oberbergtal, finden sich hauptsächlich Eisrandablagerungen, die mit mehr oder minder geschlossenen Grundmoränenablagerungen verzahnt sind. Auf der Westseite des Stubaitales sind Eisrandablagerungen durch den Talzusub unterhalb der Seblaspitze gen Tal verschoben.

Zwischen Neustift und Kampl ziehen auf beiden Talseiten des Stubaitales zwei Eisrandterrassen hinab bis zum Schwemmfächer von Kampl. Teilweise findet sich Grundmoräne am Westhang des Stubaitales. Die obere Eisrandlage (> 1.050 m) ist mindestens 100 bis 150 m mächtig und wird der spätglazialen Eiszerfallsphase zugerechnet. Oberhalb Ausserrain, nordöstlich vom Jedlerhof, befindet sich ein sehr blockreicher Wall auf 1.080 m (47°07'39" N, 011°19'28" E). Dieser kann sowohl als Seitenmoräne interpretiert werden, als auch als Erosionsrest während des Eiszerfalls.

Die untere Eisrandlage wird dem Gschnitz-Stadium zugerechnet und liegt zwischen 1.050 und 950 m. Die Eisrandlagen-Sedimente zeigen ein variables Spektrum von Dgm, Dgc, Dmc.

Glazifluviatile Ablagerung

Südlich von Kampl und nördlich von Neustift wurden aufgrund der, in den Laserscans erkennbaren, braided river (verzweigter Fluss) Morphologie glazifluviatile Terrassen kartiert, die sich aus den Eisrandablagerungen lösen. Glazifluviatile Ablagerungen sind zwischen Bichlweg und Neder im Liegenden des Drumlins aufgeschlossen.

Glazigene Ablagerung und Grundmoränenablagerung

Eindeutige und zusammenhängende Grundmoränenablagerungen finden sich mit einer unsortierten Geschiebesammensetzung und allen Korngrößen im Ausgang des Oberbergtales auf beiden Talseiten in den Sediment-Variationen Dmm, Dh, Dms, Dcs, Dcm, Dgc.

Zwischen Bichlweg und Pinisweg in Neder findet sich eine typische Grundmoränenablagerung, die morphologisch als Drumlin ausgeprägt ist. In einem Hausaufschluss am Bichlweg waren glazifluviatile Vorstoßschotter mit einer subglazialen überkonsolidierten Grundmoräne bedeckt.

Auch am Oberberg sind glazifluviatile Vorstoßschotter mit einer subglazialen, konsolidierten Grundmoräne bedeckt. Erratische Blöcke finden sich vor allem auf der rechten Talseite auf der Gschnitz-Eisrandlage.

Gravitative Massenbewegungsablagerungen Neustift

Murablagerungen

In den Grundmoränen und Eisrandsedimenten lösen sich häufig Muren und oberflächennahe Hangmuren, z.B. auf der Südseite von Neustift im Schittertal und Lehnertal. Sicherlich finden sich auch im Frauental Murablagerungen,

wir haben uns aber entschieden, den Frauental-Fächer eher als Schwemmfächer zu kartieren. Eine frische Hangmure hat sich im Sommer 2018 oberhalb des Wasserwerks im Oberbergtal ereignet und hat seine Abrisskante in der Grundmoräne.

Felssturzablagerung

Der Bereich des Oberbergtal-Ausganges und die anschließenden Talflanken im Stubaital östlich von Milders werden von Felssturzprozessen dominiert.

Hangablagerungen, Schuttfächer

Der gesamte Osthang des Stubaitals zwischen Schaller und Neustift ist hauptsächlich durch Hangablagerungen und Schuttfächer dominiert. Glazigene Ablagerungen sind komplett bedeckt.

Talzusub

Der gesamte Südhang der Seblaspitze (Grüblen) westlich von Milders/Oberbergtal ist als tiefgründige Massenbewegung auskartiert. Der Lauf der Ruetz ist hier deutlich nach Süden verschoben und wir finden die engste Talstrecke des gesamten Stubaitals. Um eine mögliche Aktivität des Grüblenhangs zu bestimmen, wäre es von Vorteil, die Interferometrie Synthetic Aperture Radar-Methodik (InSAR) mit Sentinel-1 oder TerraSAR-X Satellitendaten zu verwenden. Im unteren Teil gibt es deutliche Hinweise auf eine fortschreitende Deformation des Hangs. Antithetische Täler stellen eindeutige morphologische Parameter für tiefgründige Massenbewegungen dar.

Fluss- und Wildbachablagerungen Neustift

Fluviatile und Wildbach-Ablagerungen

Im oberen Teil des Bachertales sind Wildbachprozesse als Hauptprozess in der Karte hervorgehoben und ebenso in den beiden Tälern östlich vom Bachertal unterhalb des Mahderberges.

Bei einigen großflächigen fluviatilen Ablagerungen östlich von Neustift dürfte es sich um glazifluviatile Ablagerungen handeln, da sich im Laserscan sehr verzweigte Flussverästelungen zeigen (braided river).

Schwemmfächer, Schwemmkegel

Große Schwemmfächer befinden sich im am Fuß des Bachertal- und Frauentals.

Landschaftsentwicklung

Nördlich von Neustift wurden Gschnitz-Seitenmoränen niemals in detaillierten Karten präsentiert, die klassische End-/Seitenmoränen des Gschnitz darstellen. Das Gschnitz-Stadium wurde von PENCK & BRÜCKNER (1909) in einer kleinen Karte des Stubaitals präsentiert, und eindeutig als Gletscherstirnlage bezeichnet, ohne dass es deutliche End-/Seitenmoränen südlich von Milders/Telfes gibt.

Das klassische Gschnitz wurde im Nachbartal Gschnitz definiert und weist eine Schneelinienendepression von 600 m

(PENCK & BRÜCKNER, 1909) oder 700 m auf (KERSCHNER, 2009). MAYR & HEUBERGER (1968) beschreiben eine Endmoräne rund 4 km südwestlich von Fulpmes bei Kampl ohne Karte (sensu PENCK & RICHTER, 1903) und merken an, dass die Seitenmoränen des Gschnitzstandes von Hangbewegungsmaterial bedeckt seien.

Im Kartiergebiet finden sich zwei Eisrandlagen ohne deutliche Moränen südlich vom Kampl-Schwemmfächer. Die obere Eisrandlage (> 1.050 m) rechnen wir dem spätglazialen Eiszerfall zu. Die untere Eisrandlage (950–1.050 m) rechnen wir dem Gschnitz-Stadium zu. Auf der linken Stubaialtalseite beim Jedlerhof könnte man Blöcke des oberen Walles CN datieren, auf der rechten Talseite gibt es sehr große erratische Blöcke im Wald der unteren Gschnitz-Eisrandlage, um eine Altersbestimmung vorzunehmen.

Das Daunstadium wurde erstmals von PENCK & BRÜCKNER (1909) im Ausgang des Langentals südlich von Ranalt definiert, daher stellen die Moränen im Kartiergebiet Ranalt die Typokalität für das Daunstadium dar. Laut Schneegrenzdepressionsberechnungen und Kartierungen von End- und Seitenmoränen soll die Schneegrenzdepression des Daunstadiums rund 400 bis 500 m betragen (KLEBELSBERG, 1947; KERSCHNER, 2009; IVY-OCHS et al., 2007). Bevor bessere Datierungsmöglichkeiten für die Endmoränenstände zur Verfügung standen, wurden in den Alpen Schneelinienendepressionen auf Grundlage der Karte von KLEBELSBERG (1947) berechnet.

Das Bølling/Allerød Interstadial (14,7–12,9 ka) wird von einem weiteren Gletschervorstoß, dem Egesen, während der Jüngeren Dryas abgelöst. Die zugehörigen Endmoränen liegen am Ausgang des Langentals auf 1.600 m und die berechnete Schneegrenzdepression für diese Moränen wurde auf 200 bis 400 m geschätzt, bzw. 250 bis 400 m (KERSCHNER, 1979; IVY-OCHS, 2007). Klassische Egesenmoränen sind deutlicher ausgeprägt im Gegensatz zur runderen Morphologie von Daunmoränen, die von Solifluktion überprägt wurden. Die Egesenmoränen wurden an mehreren Orten in den Alpen mit 13,9 bis 10,6 ka datiert (IVY-OCHS et al., 2009). Es bleibt die Frage offen, ob es tatsächlich vor dem Bølling/Allerød einen präborealen Gletschervorstoß gegeben hat, oder ob die Daunmoränen eher dem Egesen (Jüngere Dryas) zuzuordnen wären. Solange es keine Altersdatierungen der klassischen Daunmoränen gibt, wird diese Frage nicht zu beantworten sein. International gibt es durchaus Hinweise auf einen zweistufigen Verlauf der Jüngeren Dryas (IVY-OCHS et al., 2007; BAKKE et al., 2009).

Im Raum Lienz konnte eine Endmoräne, die aufgrund der Schneegrenzdepressionsmethode als Daun eingestuft wurde, auf $12,8 \pm 0,8$ ka datiert werden und muss daher dem Egesenvorstoß in der frühen Jüngeren Dryas (REITNER et al., 2016) zugeordnet werden. Darauf aufbauend, bezeichnen wir in diesem Bericht die Endmoränenwälle auf Ebendl als Egesen I, die wir im Sinne einer chronologischen Zuordnung zur Jüngeren Dryas zurechnen (MAYR & HEUBERGER, 1968).

SENARCLENS-GRANCY (1938) hat für die beschriebenen Moränen von PENCK & BRÜCKNER (1909) bei Ranalt eine eigene Terminologie benutzt. Äußere Seitenmoränenwälle (D/g) liegen rund 100 m höher auf der Ebene Ebendl oberhalb der Inneren Egesen-Endmoränen auf 1.600 bis 1.700 m (SENARCLENS-GRANCY, 1938). Er stellt am Ausgang

des Langentals fest, dass hier die bestens ausgeformten Inneren Egesen-Wälle liegen (D/d) (SENARCLENS-GRANCY, 1938). Dementsprechend hat er bereits die klassischen Daun-Moränen als Egesen bezeichnet (D/d). Er zählt sieben Stirnwälle des Inneren Egesenstandes im Talgrund des Langentals auf 1.500 bis 1.600 m. Im Zuge der Kartierung konnten nur rund vier Wälle festgestellt werden, wobei diese Wälle so nah beieinanderliegen, dass die Wallstrukturen nicht deutlich voneinander zu trennen sind. Dieser Stand wurde von PENCK & BRÜCKNER (1909) als Daunwall im unteren Langental bezeichnet, während wir die unteren Egesenwälle als Egesen II bezeichnen.

Literatur

BAKKE, J., LIE, Ø., HEEGAARD, E., DOKKEN, T., HAUG, G.H., BIRKS, H.H., DULSKI, P. & NILSEN, T. (2009). Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. – *Nature Geoscience*, **2/3**, 202–205, London.

HIPPE, K., IVY-OCHS, S., KOBER, F., ZASADNI, J., WIELER, R., WACKER, L., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2014). Chronology of Lateglacial ice flow reorganization and deglaciation in the Gotthard Pass area, Central Swiss Alps, based on cosmogenic ^{10}Be and in situ ^{14}C . – *Quaternary Geochronology*, **19**, 14–26, Amsterdam.

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

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

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P. & SCHLÜCHTER, C. (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – In: THOMPSON DAVIS, P., MENOUNOS, B. & OSBORN, G.: *Holocene and Latest Pleistocene Alpine Glacier Fluctuations: A global Perspective*, 2137–2149, Amsterdam.

KERSCHNER, H. (2009). Gletscher und Klima im Alpen Spätglazial und frühen Holozän. – In: SCHMIDT, R., MATULLA, C. & PSENNER, R.: *Klimawandel in Österreich: Die letzten 20.000 Jahre ... und ein Blick voraus*, 5–26, Innsbruck.

KLEBELSBERG, R. (1947): Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. – *Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck*, **47**, 9–32, Innsbruck.

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: RICHMOND, G.M.: *Glaciation of the Alps: Proceedings of the VII Congress of the International Union for Quaternary Research 1965*, 143–165, Boulder.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter: 1. Band: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – XVI + 393 S., Leipzig.

PENCK, A. & RICHTER, E. (1903): Glazialexkursion in die Ostalpen. – In: TELLER, F.: IX. Internationaler Geologen-Kongress: Führer für die Exkursionen in Österreich, 97, Wien.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – *E&G Quaternary Science Journal*, **65/2**, 113–144, Hannover.

SENARCLENS-GRANCY, W. (1938): Die Gliederung der stadialen Moränen im Stubaital. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **88**, 13–24, Wien.

STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin östlich der Brennerspitze auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARKUS PALZER-KHOMENKO
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartierungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich auf 24 km² südlich und östliches des Kamms von der Falbesoner Ochsenalm bis zum Taleingang des Oberbergtals und kann grob in zwei Bereiche unterteilt werden. Westlich der „Matzelehnergisse“ ist der Untergrund stabil und die Hänge in das Haupttal sind sehr steil und schwer begehbar. In den höher gelegenen Bereichen haben sich gut begehbare Kare mit hervorragenden Aufschlüssen ausgebildet („Bassler-Rinne“, „Kerrachgrube“, „Hinterm Gemäuer“). Das Gestein wird durch Orthogneise dominiert.

Die „Matzelehnergisse“ markiert einen markanten Wechsel zum östlichen, sehr instabilen Gebiet. Verschiedene Phänomene von Massenbewegungen sind allesamt einem großen Talzusub zuzuordnen, der die gesamte Südost-Ost-Flanke erfasst und die Kartierung des Festgesteins stark verkompliziert. Gleichzeitig sind die Hänge hier wesentlich sanfter ausgebildet, leichter begehbar und weitestgehend durch Straßen und Wege erschlossen. Vor allem in den unteren Bereichen fehlen Aufschlüsse allerdings völlig. Die besten tiefergelegenen Aufschlüsse konnten im Bereich der Haupt-Abrisskanten der Massenbewegung gefunden werden.

Die vorliegende Kartierung stellt die Fortsetzung der Kartierungsarbeiten aus den Jahren 2014 bis 2017 dar (PALZER, 2015; PALZER-KHOMENKO, 2017). Das Falbeson westlich des Arbeitsgebietes wurde durch KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) kartiert. Kleinräumige Kartierungen des Quartärs von SCHMIDEGG (1939, 1944) liegen vor. Eine großräumige geologische Karte gibt es von HAMMER (1929). Mineral-Abkürzungen wurden nach KRETZ (1983) verwendet (mit Ausnahme von Amphibol = Amph, Klinopyroxen = Cpx, Feldspat = Fsp und Hellglimmer = Hg).

Beschreibung und Verbreitung verwendeter Lithodeme

Im Untersuchungsgebiet wurden eine ganze Reihe von bereits bekannten und (informell) beschriebenen Lithodemen angetroffen. Darüber hinaus ergab sich die Notwendigkeit der Einführung eines zusätzlichen Komplexes. Im Bereich des langen Grats zwischen „Brennerspitze“ und „Seblasspitze“ wurde eine Abfolge aus Staurolit füh-

renden Paragneisen angetroffen, welche durch eher geringmächtige Orthogneise intrudiert und thermisch überprägt wurden. Diese Paragneise lassen sich von jenen des Franz-Senn-Komplexes abgrenzen, der kein solches Intrusionsereignis erfuhr.

Glockturm-Suite

Bassler-Granitgneis

Der relativ einfach zu unterscheidende Bassler-Granitgneis wurde bereits mehrfach beschrieben (PALZER, 2015; KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2016). Er zählt zu den Zwei-Glimmer-Granitgneisen der Glockturm-Suite (SCHINDLMAYR, 1999). Besonders charakteristisch sind die großen Kfs-Augen, welche oft rosa oder weiß gefärbt erscheinen. Der Bassler-Granitgneis liegt in manchen Bereichen auch als stark elongierter Stängelgneis vor. Zu den randlichen Bereichen hin nimmt die Korngröße ab und die charakteristischen Kfs-Augen verschwinden, bis er von einem leukokraten Paragneis kaum noch zu unterscheiden ist. Allerdings enthalten die angrenzenden Paragneise und Schiefer deutlich mehr Glimmer und Eisen, was in einer stärker ausgeprägten Schieferung und Verfärbung resultiert. Anhand dieses Kompetenz- und Farbkontrastes kann der Bassler-Granitgneis gut von seinem Umgebungsstein unterschieden und abgegrenzt werden. Darüber hinaus kommt es direkt im Kontaktbereich zur Ausfällung einer weißlichen, feinkörnigen Substanz, deren chemische Zusammensetzung noch nicht analysiert werden konnte. Diese Ausfällungen konnten bereits 2014 am Winterweg zur Franz-Senn-Hütte (Long: 11.1837; Lat: 47.0902) sowie am „Schafleger“ (Long: 11.2019; Lat: 47.0609) beobachtet werden. Im Untersuchungsgebiet konnten die Ausfällungen im Ausbruchgebiet eines frischen Felssturzes nahe Volderau (Long: 11.2452; Lat: 47.0655) angetroffen werden. Ein Zusammenhang zwischen Felssturz und dem strukturell schwachen Kontakt zwischen Paragneisen und Bassler-Granitgneis scheint naheliegend. Außerhalb des Untersuchungsgebietes wurden Ausfällungen auch im Kontaktbereich zwischen den beiden auf der Geofast-Karte verzeichneten Granitgneisen entlang der alten Straße zum „Forchach-Hof“ angetroffen (Long: 11.2790; Lat: 47.1078).

Der Bassler-Granitgneis dominiert den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes zwischen Falbesoner Ochsenalm und Milderaunalm. Nur in den höchsten Bereichen zwischen Brennerspitze und Kerrachspitze wurden Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite angetroffen. Bemerkenswert ist hierbei eine mehrere 100 m mächtige stark verschieferte Paragneis-Septe innerhalb des Bassler-Granitgneis-Körpers, die in der „Kerachgrube“ eine großräumige Faltenstruktur im km-Bereich nachzeichnet. Nach Osten hin nimmt sowohl die Mächtigkeit der Septe, als auch jene des Bassler-Granitgneises zwischen Septe und Paragneisen bis auf wenige Zehnermeter ab, kann aber bis in den Bereich des „Hühnerspiels“ gut nachverfolgt werden.

In Dünnschliffen aus den randlichen Bereichen des Bassler-Granitgneises aus der „Kerachgrube“ sowie zwischen „Die Flecke“ und „Hühnerspiel“ zeigte sich ein Hg-reicher, Czo-führender Gneis mit mittelgroßen Kfs. Die Hg-Leisten sind relativ groß ausgebildet und definieren die Foliation. Ein teilweise chloritisierter, grünlicher Bt kommt selte-