

wiegend zementierte, planar geschichtete Deltaforesets (Gcp) mit einem Einfallen von 290/25 bis 335/30. Das Geröllspektrum (paläozoische Karbonate, GWZ-Metasiliklastika, Quarzporphyr) spiegelt die karbonatbetonte Lithologie des Einzugsgebietes nördlich der Hohen Salve wider. An der Basis befindet sich eine kleine Quelle. Eine Grundmoränenablagerung mit roter Matrix bedeckt die höchst gelegenen Ablagerungen der LGM-Vorstoßphase, die einen letzten kurzen Akt in der regionalen Eisaufbauphase dokumentiert.

Umfahrung Söll

Ein weiterer Schnappschuss aus dem Beginn des LGM wurde im Jahr 2011 beim Bau der Umfahrung von Söll erfasst. In einem Bereich, der heute ausschließlich von Schwemmfächerablagerungen bedeckt ist, waren etwa 150 m SE der Kirche von Söll im Zuge des Baus zum Teil zementierte ungeschichtete, korngestützte Kiese und Kies-Sand-Gemische mit hohem Karbonatanteil, aber auch erratischen Lithologien aus dem Inntal, und einer Lagerung von 095/05 im Liegenden einer Grundmoränenablagerung (Dmm) mit roter Matrix unter Schwemmfächer-sedimenten aufgeschlossen (R: 289008, H: 5265148). Interessant ist der punktuelle Zufallsbefund auch insofern, dass die subglaziale Erosionsleistung des gegen das Tal ostwärts vorstoßenden Inngletscherastes offensichtlich sehr gering war, was letztlich auch zu der Erhaltung der östlich gelegenen Sedimentkörper bei Ellmau passt (s.o.).

Schlussfolgerungen

Mit den neuen Erkenntnissen wird das Bild der LGM-Vorstoßphase zwischen Unter Inntal bzw. Wildschönau (vgl. REITNER, 2008) im Westen und Fieberbrunn (GK 122 Blatt Kitzbühel; HEINISCH et al., 2015) im Osten hinsichtlich Paläogeographie und Sedimentologie deutlich facettenreicher. Damit werden nicht nur die Geometrien der großen Gletscher (Inngletscher, Achengletscher) im Verhältnis zu den Lokalgletschern der Kitzbüheler Alpen und Umgebung besser erfasst, sondern auch die Bereiche verminderter subglazialer Erosion im restlichen LGM und deren mögliche Ursachen wie Änderungen der Eisflussdynamik (vgl. REITNER et al., 2010).

Literatur

AMPFERER, O. (1908): Über die Entstehung der Inntal-Terrassen. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **3**, 52–67 und 111–142, Berlin.

HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

MENZIES, J. & REITNER, J.M. (2016): Microsedimentology of ice stream tills from the Eastern Alps, Austria – a new perspective on till microstructures. – *Boreas*, **45/4**, 804–827, Oxford.

REITNER, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation, Universität Wien, XIII + 190 + 112 S., Beilagenband, Wien.

REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 248–254, Wien

REITNER, J.M. (2024): Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162/1–4**, 183–202, Wien.

REITNER, J.M., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – *Swiss Journal of Geoscience*, **103**, 385–405, Basel.

Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Salzach auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger, 122 Kitzbühel und 151 Krimml

JÜRGEN M. REITNER, MICHAEL LOTTER & BENJAMIN HUET

Einleitung

Dieser Kartierungsbericht umfasst jenes Gebiet auf GK 121 Neukirchen am Großvenediger und kleinräumige, angrenzende Gebiete auf GK 151 Krimml, die von der Salzach entwässert werden. Somit gehört der Südrand der Kitzbüheler Alpen mit den Tälern (von West gegen Ost) der obersten Salzach, des Nadernachbaches, des Trattenbaches, des Dürnbaches und des Mühlbaches, wie auch der Ausgang der die Hohen Tauern entwässernden Sulzbachtäler dazu. Die verwendete stratigraphische Gliederung (CHALINE & JERZ, 1984; REITNER et al., 2016), Lithofaziesklassifikationen (KELLER, 1996) und Terminologien für Formen und geologische Körper (STEINBICHLER et al., 2019; LOTTER et al., 2021) entsprechen jenen des Berichtes für die Nordflanke der Kitzbüheler Alpen auf GK 121 (siehe Bericht REITNER, 2024, cum lit.).

Mit den Manuskriptkarten und Berichten von HEINISCH (2013) sowie HEINISCH & PANWITZ (2014, 2016a, b, 2017) lag eine bewährte Grundlage für die Aufnahme des Quartärs und der gravitativen Massenbewegungen vor. Hinsichtlich Massenbewegungen standen für das Salzachtal, Nadernachtal, Trattenbachtal und Dürnbachtal zudem die Arbeiten von FÜRLINGER (1972a, b, 1988) zur Verfügung. Nur im Tal des Mühlbaches erfolgte eine komplette Neuaufnahme durch Benjamin Huet und Jürgen Reitner. Die tiefgreifenden Massenbewegungen wurden überwiegend von Michael Lotter und Jürgen Reitner gemeinsam kartiert und klassifiziert.

Um einen Überblick zu erlangen, ist es ratsam, das Würm-Hochglazial (Last Glacial Maximum – LGM) und die Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial für das gesamte Untersuchungsgebiet zu besprechen und zusammenzufassen. Die Belege für das glaziale und periglaziale Geschehen im jüngeren Würm-Spätglazial (Gschnitz-Stadial, Egesen-Stadial) sowie für die Massenbewegungen werden dann in Folge entsprechend dem Vorkommen in den jeweiligen Tälern beschrieben.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H). Alle Höhenangaben sind in Meter über Adria angegeben. Die Benennung der Festgesteinslithologien entspricht der provisorischen Legende des Blatts GK 121 Neukirchen am Großvenediger (Huet, Iglseider & Gruber, Stand: 18.05.2022).

Die Strukturen werden laut Glossar der Strukturgeologie (HUET et al., 2020a) klassifiziert. Somit werden Schieferung und Foliation als sekundäres planares Gefüge zusammengefasst.

Vorstoßphase im Würm-Hochglazial (LGM) (Mühlbachtal)

Das Tal des Mühlbaches ist oberhalb des Schwemmfächers bei der Ortschaft Mühlbach (Gemeinde Bramberg am Wildkogel) als zumeist enger Graben mit V-förmigem Querschnitt entwickelt. Die einzigen zwei Kare des Einzugsgebietes befinden sich nordöstlich und nordwestlich des Wildkogels (2.224 m).

Der Abschnitt unterhalb der Jagdhütte (1.228 m) wurde schon für die publizierte Karte GK 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) kartiert (siehe HEINISCH & ZADOW, 1990). Nachbegehungen im Zuge der Erstellung der Erläuterungen (HEINISCH et al., 2015) ergaben schon erste Hinweise, dass große Teile der mächtigen Deltakörper nicht mit einer Bildung in der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial sondern höchstwahrscheinlich mit dem Eisaufbau am Beginn des Würm-Hochglazials erklärt werden können. Aus diesen ersten kursorischen Befunden heraus, wurde dann auch die paläogeographische Skizze zum Verständnis der Gletscherentwicklung am Anfang des LGM entwickelt (HEINISCH et al., 2015; siehe Fallblätter).

Besonders in den unteren Bereichen des Mühlbachtals, wo die Lockersedimente an den höheren und breiter angelegten Talflanken über der engen felsigen klammartigen Talstrecke liegen, so beim Weiler Au (auf GK 122) und nördlich davon, ist die stratigraphische Zuordnung schwierig. So wie auf GK 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) dargestellt, befinden sich am südschauenden Fuß der Kitzbüheler Alpen teils ausgedehnte **Eisrandablagerungen aus der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial**. Dazu gehören die am Weg nördlich des Weilers Au gelegenen horizontal gelagerten korngestützten Kiese (Gcm(i)) mit Imbrikation (R: 300606, H: 5240861). Die Rundung der lokalen Spektren ist *subrounded*. Handelt es sich hier um das Topset einer Deltaablagerung, so findet man in tieferen Lagen, zum Beispiel talabwärts ab der orographisch linken Flanke oberhalb von Grub, klinoforme korngestützte Kiese bzw. Kies-Sand-Gemische (GSp, GcP) mit einem Einfallen von 30° gegen +/- Süd (R: 301291, H: 5240384). Es handelt sich hier um ein Delta-Foreset, dessen Spektrum nicht nur das Einzugsgebiet des Mühlbaches, also Gesteine des prä-permischen Untergrund der Staufen-Höllengebirge-Decke (ehemalige „Grauwackenzone“), Phyllit und Quarzphyllit der Windau-Decke (ehemalige „Innsbrucker Quarzphyllitzone“) und Glimmerschiefer und Paragneis, granat- und/oder biotitführend der Wildkogel-Decke (ehemalige „Steinkogelschiefer“) beinhaltet, sondern auch subangular geformten Zentralgneis aus dem Subpennini-

kum des Tauern-Fensters. Zentralgneis ist in diesem Bereich auch in der LGM-Grundmoränenablagerung sowie als erratischer Block zu finden. In Summe entspricht der geologische Befund und die stratigraphische Einstufung im unteren Mühlbachtal der von HEINISCH & ZADOW (1990).

Taleinwärts liegen in dem WNW-ESE verlaufenden Talabschnitt mächtige Sedimentkörper vor, die allerdings von Zentralgneis führender LGM-Grundmoräne bedeckt sind und hier, im Gegensatz zur publizierten Geologischen Karte 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) schon vorweg als **Sedimente der Vorstoßphase im Würm-Hochglazial (LGM)** klassifiziert werden. An der nördlichen Talseite sind am Weg etwa 1.290 m (R: 300744, H: 5242078) teils geschichtete, teils massive, matrixgestützte Diamikte (Dms, Dmm) in einer sandigen Matrix mit angularen bis subangularen Phylliten und selten kantengerundeten Zentralgneis aufgeschlossen. Das Einfallen zeigt variierende Werte von 115/25 bis 005/30. Am Top liegt mit einem grauen, überkonsolidierten matrixgestützten und massiven Diamikt (Dmm) mit siltig-sandiger Matrix eine typische Grundmoränenablagerung vor. Deren Geschiebespektrum ist mit Lithologien der „Grauwackenzone“ (wie Metatuffit) und „Steinkogel-Glimmerschiefer“ deutlich vielfältiger entwickelt als das der Deltaablagerungen im Liegenden. An der gegenüberliegenden Talseite befindet sich innerhalb des Grundmoränenareals ein kleines „Fenster“, wo ungeschichtete Kies-Sand-Gemische (GSm) und schwach geschichtete Diamikte, jeweils mit lokalem Klastenspektrum, von einer Wechsellagerung aus massigen bis matrixgestützten grauen Diamikten mit glaziolakustrinen Sedimenten (laminierte Silte; Fl) überlagert werden.

Ein Großaufschluss (R: 298320, H: 5242544) an der orographisch rechten Mühlbachseite zwischen Schließgraben und Nassentalgraben (schon auf GK 121 Neukirchen am Großvenediger gelegen) lässt eindrücklich den Fazieswechsel und die darin abgebildete Sedimentdynamik erkennen. Zusammen mit den Aufschlüssen in einem kleinen Graben liegt hier eine auf Quarzphyllit liegende Sedimentsequenz vor, die sich von etwa 1.235 m (etwa 10 m über dem Bach) bis ca. 1.300 m erstreckt. Bis 1.235 m dominieren fluviatile Ablagerungen, wobei der tiefste Abschnitt über dem Festgesteinssockel aus sehr grobem Wildbachschutt (korngestützte Diamikte; Dcm) besteht. In Summe sind immer wieder kleine *fining-upward*-Sequenzen, aber auch untergeordnet *coarsening-upward*-Abfolgen zu sehen. Eine feinkörnige Lage mit laminierten Sanden und Silten (Sl-Fl) unterbricht in 1.230 m die grobklastischen Sedimente mit lokalem Spektrum. Ab 1.235 m setzen lakustrine bis deltaxische Ablagerungen ein. Diese beginnen mit einer mehrere Meter mächtigen Wechsellagerung von Sanden und laminierten Silten, welche in Summe eine *fining-upward*-Tendenz erkennen lässt. Darüber folgen ab ca. 1.240 m grobe Wildbachablagerungen mit großen Geschieben (bis 1 m Durchmesser), gefolgt von einem relativ gleichförmigen fluviatil geprägten Sedimentpaket bestehend aus horizontal geschichteten Kies-Sand-Gemischen (GSh). In 1.255 m setzt dann über den Kiesen mit scharfer Grenze eine lakustrine Feinsedimentlage (Fl) gefolgt von Sanden als Teil eines *coarsening-upward*-Pakets ein, dessen Großteil aus grobkörnigen Deltaforesets mit planar geschichteten Kies-Sand-Gemischen (GS) und ebenso geschichteten korngestützten Kiesen (Gcp mit Schichtung 030/20) besteht. Gelegentlich sind *slumping*-Strukturen

vorhanden. Im kiesigen Topabschnitt zeigen Imbrikationen in horizontal gelagerten Kiesen (*Topset*) eine Schüttung gegen Süden an, ehe in ca. 1.275 m wiederum ein *Bottomset* mit Silten (F1) gefolgt von distalen *Foreset*-Lagen bestehend aus Sanden in Wechsellagerung mit GSp vorliegt. Ab 1.280 bis 1.300 m wechselt die Lithofazies stärker ohne ersichtliche Trends. Generell dominieren sandige Sedimente. Hervorzuheben ist ein korngestützter Diamikt mit – so wie bisher in der ganzen Abfolge – lokalem Klastenspektrum. Dieses Sediment wird von einem *dropstone*-führenden laminierten, glaziolakustrinen Silt überlagert. Genau einer dieser *dropstones* besteht aus Zentralgneis, womit auch schon das einzige Erratika-führende Sediment innerhalb der taleinwärts vorkommenden Vorstoßablagerungen im Mühlbachtal beschrieben ist.

Auch wenn dieser Aufschluss nur einen kleinen Ausschnitt der bis mehrere hundert Meter mächtigen Sequenz wiedergibt, so lassen sich die Fazieswechsel schon im Hinblick auf die Paläogeographie interpretieren: Lokale Flussablagerungen werden von lakustrinen und deltaisichen Sedimenten abgelöst, deren Genese nur mit Eisstauseen infolge eines, das Mühlbachtal abdämmenden Gletschers erklärbar ist. Die Überlagerung der *Foreset*- und *Topset*-durch *Bottomset*ablagerungen, und das mehrfach, belegen *drowned delta*-Bedingungen mit einem immer wieder ansteigenden Eisstauseespiegel. Dies ist das Resultat eines an Mächtigkeit zunehmenden Eiskörpers am Talausgang des Mühlbachgrabens. Ein Zentralgneis-Dropstone weist auf den anwachsenden Salzachgletscher oder jedenfalls einen aus den Tauern genährten Talgletscher als Verursacher der Abdämmung in der LGM-Vorstoßphase hin.

Die enorme Dimension und höhenmäßige Erstreckung (bis etwa 1.700 m) dieses Sedimentkörpers der LGM-Vorstoßphase wird im Nassentalgraben, der das kleine Kar auf der NE-Seite des Wildkogels entwässert, ersichtlich. Erst in 1.600 m lässt sich eine Überlagerung durch eine lokal geprägte LGM-Grundmoränenablagerung erfassen, wie etwa 400 m WSW der Entscharn Grundalm (R: 297250, H: 5242402) ersichtlich. Die Deltaablagerungen mit lokalem Klastenspektrum zeigen Schüttungsrichtungen gegen NNW bis NE an. Zum Teil findet man in den Deltaablagerungen überwiegend angulare Komponenten in einer dicht gelagerten, hangschüttartigen Fazies (SCc, SSc), die sehr kurze Transportweiten indiziert, in Wechsellagerung mit Sanden und Kies-Sand-Gemischen (R: 297290, H: 5242453).

Die Deltaablagerungen der Vorstoßphase treten talaufwärts, und damit westlich vom Markgraben, nur mehr an der südlichen Talflanke auf. Herausfordernd war die Abgrenzung dieses Körpers gegenüber den faziell gleichartigen Sedimenten der spätglazialen Eiszerfallsphase im Bereich zwischen Geisl Grundalm und Geisl Hochalm. So befindet sich etwa 200 m östlich der Geisl Grundalm ein 20 m hoher Aufschluss (R: 296225, H: 5243247) entlang eines Seitengrabens, der auf dem Niveau des Mühlbaches (in 1.357 m) mit geschichteten Diamikten, die sandige Matrix aufweisen (Dms) und mit Einfallen 15–25° gegen NNE beginnt. Diese werden ab 7 m über Bachniveau von *dropstone*-reichen, laminierten Silten (F1d) überlagert, die sukzessive massiger werden und Übergänge zu matrixgestützten Diamikten zeigen. In 15–20 m Aufschlusshöhe ist dann eine graue, überkonsolidierte Dmm-Lage mit

gekrizten Geschieben eingeschaltet, die als Grundmoränenablagerung mit lokalem Klastenspektrum (Quarzphyllit, „Steinkogelschiefer“) interpretiert wurde. Dieses subglaziale Sediment, das einen Bodenkontakt eines Gletschers in einem glaziolakustrinen Environment belegt, wird gegen das Hangende wiederum von *dropstone*-führendem Feinsediment in Wechsellagerung mit teils sandigen teils siltigen Diamikten überlagert. Folgt man dem Seitengraben hinauf, so findet man Wechsellagerungen von geschichteten teils matrix-, teils korngestützten Diamikten, ehe dann in etwa 1.460 m eine als Scherflächen-führender Dmm entwickelte graue Grundmoränenablagerung des LGM das ganze Paket überlagert und eine größere flächenhafte Erstreckung aufweist. Die diamiktischen Sedimente im Hangenden, so im Bereich der Geisl Mitteralm, repräsentieren dann die spätglaziale Eiszerfallsphase. Das Vorkommen von einer Grundmoränenablagerung innerhalb der Vorstoßsequenz irritiert auf den ersten Blick. Man möge allerdings bedenken, dass wir hier als Ablagerungsraum einen Eisstausee vorliegen haben, dessen Größe und Seespiegel aufgrund der Abdämmung im Zuge der Gletscherentwicklung sich stark änderte. So kann ein Gletscher aufgrund der proglazialen Wassertiefe im Verhältnis zu seiner Mächtigkeit Basiskontakt haben und bei Ansteigen der Wassertiefe diesen verlieren und aufschwimmen (siehe *dropstones* im Hangenden der Grundmoränenablagerung). Ein derartiges Szenario, allerdings bei einem Bergsturz-bedingten See, wurde für den tieferen Abschnitt der Abfolge der Stappitzer See Bohrung beschrieben und diskutiert (DRESCHER-SCHNEIDER & REITNER, 2018). Weitere vergleichbare Beispiele wurden für das glaziale Geschehen am Südabhang des Wilden Kaisers während der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial diskutiert (REITNER, 2005, 2007).

Somit kann man für das Mühlbachtal festhalten, dass hier – so wie im nördlichen Bereich der Kitzbüheler Alpen beispielsweise in der Wildschönau (REITNER, 2008), im Weißbachgraben südlich Eillmau (REITNER, 2005) und im Kelchsau- und Windautal (REITNER, 2024) – mächtige Abfolgen aus der LGM-Vorstoßphase erhalten sind. Die fazielle Ähnlichkeit ist ganz besonders mit der Wildschönau und ihren ertrunkenen Deltaablagerungen, die ebenso steigende Eisstauseespiegel dokumentieren, gegeben. Diese Dynamik im Mühlbachtal hatte auch einen maßgeblichen Einfluss auf die partielle Erhaltung der tiefgreifenden **Massenbewegungen Geisl Mitteralm**, deren Entwicklung schon vor dem LGM einsetzte und deren Hangfuß im Zuge der Vorstoßphase einsedimentiert wurde (siehe unten).

Subglaziale Sedimente und Formen des Würm-Hochglazials (LGM)

Im Hinblick auf die Rekonstruktion des LGM-Eisstromnetzes und insbesondere des Eisflusses am Höhepunkt der Vergletscherung sind die subglazial überprägten Morphologien, in den Tälern und an den Wasserscheiden, in Kombination mit der Geometrie der Areale aus Grundmoränenablagerungen sowie der Verbreitung der erratischen Blöcke und Geschiebe von Relevanz. Mit dem ausreichend widerstandsfähigen und grob geklüftet vorkommenden Zentralgneis liegt hier die einzige erfassbare erratische, d.h. ferntransportierte Lithologie vor, die eindeutig die

Herkunft eines Eisstroms aus den Hohen Tauern belegt. Bei Verwendung der Verteilung von erratischen Blöcken für eine Rekonstruktion müssen allerdings gewisse Unschärfen in der Aussagekraft bedacht werden: Die Grundmoränenablagerungen mitsamt den subglazial überformten Zentralgneiserratika können während unterschiedlicher Phasen der komplexen Entwicklung des Eisstromnetzes in diesem Raum – also während der LGM-Vorstößphase, am LGM-Klimax und während des beginnenden Zusammenbruches am Beginn der spätglazialen Eiszerfallsphase (siehe oben Mühlbachgraben sowie HEINISCH et al., 2015) – abgelagert worden sein. Die meisten erratischen Blöcke sind wahrscheinlich postsedimentär durch Denudation freigelegt worden, sodass deren Verbreitung nicht notwendigerweise den Eisabfluss am Höhepunkt des LGM oder gar jenen letzten vor dem Zusammenbruch des Eisstromnetzes widerspiegeln. Darüber hinaus haben spätglaziale bis holozäne Massenbewegungen viele der ursprünglich subglazial geprägten Talformen deutlich überprägt und umgestaltet (siehe Beschreibung der Massenbewegungen).

Betrachtet man die Verteilung der erratischen Zentralgneisblöcke an der Südseite der Kitzbüheler Alpen von Westen (Quelltal der Salzach) gegen Osten bis zum Pass Thurn (1.274 m; auf GK 122 Kitzbühel), dann lässt sich hier ein Muster erkennen: An der orographisch linken Flanke des obersten Abschnitts des Salzachtales liegt das nördlichste Vorkommen von Zentralgneis in 1.700 m (SE Baxrainalm). Ein Zentralgneisblock südlich Brandschlag in 1.600 m markiert das Äquivalent im Bereich östlich des Nadernachtals. Bei Vorderwaldberg, am Talausgang des Trattenbachtals, treten gehäuft erratische Blöcke bis in 1.300 m auf. Ein Ausreißer gegen Norden befindet sich an der orographisch rechten Trattenbachflanke nördlich der Wurfgrundalm in 1.600 m. Im Bereich nordwestlich bis nordöstlich Neukirchen am Großvenediger konnten Erratika bis hinauf in Höhen um 1.200–1.250 m erfasst werden. Diese Höhenlage deckt sich in etwa mit den Befunden westlich des Weichseldorfer Grabens am Ostrand des Blattes GK 121. Erst östlich des Mühlbachtals, und damit schon auf GK 122 Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003), liegen Erratika beim Plattwald (Südabhang der Resterhöhe) in 1.500 m vor. Mit diesem Vorkommen ist allerdings schon der markante Übertritt von Tauerneis über den Pass Thurn (1.274 m) in das Einzugsgebiet des Kitzbüheler Achentales ersichtlich (siehe REITNER, 2005; HEINISCH et al., 2015; cum lit.). Mit dieser Zusammenschau aller bisherigen Kartierungsergebnisse (siehe oben) ist jedenfalls an den gegen das Salzachtal geneigten Hängen der Kitzbüheler Alpen nur ein, die talnahen, tieferen Lagen, von West gegen Ost überströmendes Tauerneis rekonstruierbar, das erst nahe der bedeutenden Eistransfluenz des Pass Thurn einen Abfluss nach NE anzeigt.

Das Quelltal der Salzach mit dem Salzachjoch (1.983 m) an der Wasserscheide zum Kurzen Grund des Kelchsautales weist hinsichtlich subglazialer Sedimente und Formen keine Besonderheiten auf. Nördlich und damit talaufwärts der zuvor beschriebenen Zentralgneiserratika weist die Grundmoränenablagerung, bestehend aus überkonsolidiertem matrixgestütztem und massivem Diamikt (Dmm), nur lokale Lithologien der Kitzbüheler Alpen auf. Die abgerundete bzw. abgeschliffene Morphologie weist das Salzachjoch und die weitere Passlandschaft zwischen den beiden ehemaligen Nunatakern Schwebenkopf (2.354 m) im Nord-

westen und Tristkopf (2.361 m) im Südosten unzweifelhaft als Transfluenzpass aus, der einen Eisübertritt gegen Nordosten anzeigt. Dazu passen auch unmittelbar nordöstlich anschließende langgestreckte subglaziale Wallformen. Teilweise handelt es sich um etwa SW–NE ausgerichtete Rundhöcker-artige Strukturen, die, wie bei der Roßwildjagdhütte, auch eine Grundmoränenbedeckung aufweisen. Somit ist auch das Eis aus dem Kar nordöstlich des Salzachgeier, wo der Salzachsprung liegt, im LGM erst gegen Osten und schließlich Richtung Nordosten in das Kelchsautal abgeflossen.

Der mittlere Abschnitt des Nadernachtals ist stark durch Massenbewegungen geprägt. Demgegenüber ist die subglaziale Überformung im oberen Talabschnitt sehr gut erfassbar. So kann man einerseits anhand der Morphologie im Festgestein und in den Grundmoränenablagerungen einen westlichen Gletscherast, der über das Nadernachjoch (2.100 m) Richtung Kurzer Grund (Kelchsautal) abfloss, rekonstruieren. Andererseits erfolgte ein Überströmen Richtung Nordost in das Trattenbachtal. Dies ist südöstlich des Sonnwendkogels (2.289 m) im Umfeld der Trattenbachhöhe (2.151 m) sehr schön am überschliffenen und teilweise mit Grundmoräne bedeckten SSE–NNW verlaufenden Kamm ersichtlich. Die Grundmoränenablagerung, bestehend aus einem typischen überkonsolidiertem Dmm mit angularen bis subangularen Glimmerschieferklasten, weist eine Geschiebeeinregelung, die mit einem Eisfluss gegen NNE kompatibel ist, auf. Hervorzuheben ist dabei eine drumlinoide SW–NE verlaufende Form etwa 850 m SSE der Trattenbachhöhe (R: 286977, H: 5240229), die hier sogar *deformable bed*-Bedingungen an der LGM-Gletscherbasis anzeigt.

Das Einzugsgebiet des Trattenbaches, an dessen Nordbegrenzung sich mit der Filzenscharte (1.686 m) der tiefstgelegene Transfluenzpass auf GK 121 befindet, weist die stärkste subglaziale Überprägung aller hier besprochenen Täler auf. Diese ist insbesondere an der orographisch rechten Flanke morphologisch eindrucksvoll mit länglichen, stromlinienförmigen Landformen in Felsarealen und Grundmoränenflächen ausgeprägt. Nördlich Vorderwaldberg liegt noch eine SW–NE-Orientierung der Längsachsen der subglazialen Formen vor, die dann talaufwärts in eine S–N- und damit talparallele Orientierung umschwenkt. An einem aus phyllonitischem, quarzreichem Glimmerschiefer aufgebauten Felsriegel (R: 289761, H: 5240936) sind an der Oberfläche Gletscherschrammen und sogenannte „*rat tails*“, also Quarzknuern mit einem „Schwanz“ aus relativ weicherem Glimmerschiefer im Druckschatten entwickelt. Letztere belegen einen Eisfluss von Süden gegen Norden. Nördlich davon liegt eine Talverzweigung vor. Der oberste Abschnitt des Trattenbaches mit Trattenbachalm (1.732 m) und der Trattenbach Hochalm (1.955 m) ist W–E orientiert, wogegen das vom Filzbach entwässerte und zur Filzenscharte hinaufziehende Tal den S–N-Verlauf beibehält. In dem obersten Abschnitt mit den großen von Grundmoränen bedeckten Flächen der „Trattenbachalm“ (auf der Südseite) sind vom Kamm bei der Trattenbachhöhe (2.151 m; siehe Nadernachtal) bis zum Freimöserkopf (2.005 m) auf der Nordseite stromlinienförmige Strukturen mit SW–NE- bis WSW–ENE-Orientierung im Fels und Sediment zu erkennen. Demgegenüber lassen sich im Einzugsgebiet des Filzbaches und dann bei der Filzenscharte (1.686 m) nur mehr Strukturen mit S–N-Längsachsen erfassen. All dies

belegt morphologisch den konzentrierten Eisfluss über den Transfluenzpass der Filzenscharte zwischen Mitterkopf (2.306 m) im Westen und Gamskogel (2.206 m) im Osten in das Windautal (siehe REITNER, 2024). Die Eishöhe lag, so wie von PENCK & BRÜCKNER (1909) beschrieben, in ca. 2.200 m Höhe. Erratische Geschiebe oder Blöcke sind in diesem Bereich nicht zu finden, dafür aber bis zu 80 m³ große Ablationsblöcke aus quarzreichem Glimmerschiefer bis glimmerreichem Quarzit (z.B. westlich Freimöserkopf; R: 287849, H: 5242171), die nur vergleichsweise kurze Transportweiten indizieren.

Das Dürnbachtal weist – trotz der partiell starken Überprägung durch Massenbewegungen – an der orographisch rechten Talflanke einige sehr große Areale mit Grundmoränenablagerung auf. Der Geschiebebestand ist durch Glimmerschiefer mit meist angularen bis subangularen, ganz selten angerundeten Kornformen charakterisiert. Die Wasserscheide zum Einzugsgebiet des Windautals, und mehr spezifisch zur Miesenbachalm, die Geige (2.084 m), und jene in den Unteren Grund des Spertentals, die Geigenscharte (2.028 m), waren, wenn auch vergleichsweise unbedeutende Eisübertritte nach Norden. Allerdings war dieser Eisfluss aus dem Süden sehr relevant für die Entwicklung von markanten langgestreckten subglazialen Wällen aus Grundmoränenablagerung südlich der Miesenbachalm (siehe REITNER, 2024) und bei der Kar Hochalm.

Für das Einzugsgebiet des Mühlbaches wurde die Entwicklung am Beginn des LGM über die steigenden Eisstauseespiegel wiedergebende LGM-Vorstoßsequenz skizziert (siehe oben). Das nördlichste Zentralgneisvorkommen wurde in diesen Sedimentsequenzen als singulärer Dropstone gefunden. Festzuhalten ist, dass Zentralgneis-führendes Tauernis nicht sehr weit in das enge Mühlbachtal vordringen konnte. Die taleinwärts gelegenen Grundmoränenablagerungen sind frei von dieser Lithologie. Somit erfolgte das finale Überfahren der Vorstoßablagerungen durch einen Gletscherstrom aus dem Einzugsgebiet der Salzach, dessen Akkumulationsgebiet aus der Südflanke der Kitzbüheler Alpen stammt. Dieses Bild wird allerdings durch das Vorkommen von drei erratischen Zentralgneisblöcken südlich der Stangenalm (1.729 m) in Frage gestellt. Betrachtet man die Orientierung der subglazial überformten Gensbichlscharte (2.022 m) mit einem klaren SW–NE-Trend und in der weiteren Fortsetzung gegen NE, quer über das schräg dazu verlaufende Mühlbachtal, das ebenso geprägte Stangenjoch (1.713 m), so ist einerseits eine markante Eisstromrichtung erfasst. Weiters kommen nördlich des Stangenjoches im Oberen Grund des Spertentales selbst keine Zentralgneis-Erratika vor. Diese Lithologie findet man unmittelbar nördlich davon nur ab der Kleinmoosalm (1.624 m) sehr isoliert als Blöcke. Somit kann man unter Berücksichtigung der wenigen Zentralgneis-Erratika südlich des Stangenjoches maximal von einem sehr geringen Eisübertritt von Tauernis Richtung Spertental ausgehen. Die Herkunft der Zentralgneis-Erratika im unteren Spertental, so u.a. auch am Ostabhang des Gaisberges, hängt dann wahrscheinlich mit der Dominanz des über den Pass Thurn mit Tauernis genährten Achengletschers zusammen. Zudem sind die Grundmoränenablagerungen mitsamt den subglazial überformten Zentralgneisgeschieben während unterschiedlicher Phasen der komplexen Entwicklung des Eisstromnetzes in diesem Raum (siehe REITNER et al., 2010; HEINISCH et al., 2015)

abgelagert worden. In Summe dürften die paläogeographischen Skizzen in HEINISCH et al. (2015) für das Mühlbachtal ein plausibles Bild der Gletscherentwicklung von der LGM-Vorstoßphase bis zum Klimax geben. Weiters ist abschließend festzuhalten, dass die facettenreiche Entwicklung der LGM-Vergletscherung im Mühlbachtal – mit teils talaufwärts vorstoßenden und dann quer über das Tal abfließenden Eisströmen – die wesentliche Bedingung für die Erhaltung der mächtigen Vorstoßsequenz war.

Eiszerfallsphase (Würm-Spätglazial)

Die Verteilung der Sedimente der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial (REITNER, 2005, 2007) auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen ergibt das gewohnte Bild. So wie an anderen südschauenden Flanken der ehemals vom LGM-Eisstromnetz erfüllten Ostalpentäler, wie zum Beispiel im Pustertal auf GK 179 Lienz (LINNER et al., 2013; REITNER, 2016; REITNER et al., 2016), reichen die überwiegend sandig-kiesigen Eisrandsedimente an den Hängen bis weit hinauf oder sind noch bis in den Mittellauf der Seitentäler des Haupttales zu finden.

Ausgedehnte Areale mit Eisrandsedimenten liegen nordwestlich des Ortes Neukirchen am Großvenediger zwischen Trattenbach und Dürnbach vom Salzach Talgrund (in ca. 830 m) bis 1.300 m hinauf vor. Meist sind es Kies-Sand-Gemische (GS) mit angularen bis subangularen, selten angerundeten Geröllen. Ein Einfallen ist bei kleinen Aufschlüssen kaum erfassbar. Selten, so wie bei Seerain (R: 291151, H: 5236759), sind feinkörnige Ablagerungen wie laminierte *dropstone*-führende Silte und Sande aufgeschlossen.

Ein ähnliches Bild bietet sich östlich vom Dürnbach. Betrachtet man die Verbreitung der Eisrandablagerungen (wiederum überwiegend GS) vom Dürnbach bis an die orographisch linke Seite des Wiesbaches, so kann man hier trotz der erosiven Zerlegung einen deltaförmigen, Richtung Salzachtal geschütteten Sedimentkörper erkennen. An den Flanken reicht dieser bis 1.570 m hinauf.

Gleichartige Sedimente und eine vergleichbare Geometrie der Ablagerungskörper liegen auch bei Mitterhohenbramberg vor, wo sich Kies-Sand-Gemische (GS) und seltener matrixgestützte, geschichtete Diamikte (Dms) ebenfalls bis etwa 1.570 m hinauf erstrecken. Ein isolierter größerer Eisrandkörper bei Waxeneck reicht sogar bis 1.720 m. Östlich des Weyerbachgrabens bis zum östlichen Blattrand von GK 121 dominieren tiefgreifende Massenbewegungen die Landschaft, sodass vermutlich alle ehemals vorkommenden Eisrandablagerungen abgetragen wurden.

Eisrandablagerungen sind auch noch bis in die engen Talabschnitte des Dürnbaches (bis 1.630 m) und des Trattenbaches (bis 1.480 m) erfassbar. Im Nadernachtal erstreckt sich an der orographisch rechten Seite ein größerer Körper aus Eisrandablagerungen von der Putzalm bis zur Watsch-Nadernachalm (1.771 m). Das höchstgelegene Vorkommen von Eisrandablagerungen reicht im Einzugsgebiet des Mühlbaches nordwestlich des Wildkogels bei der Fleckl Hochalm bis auf etwa 1.900 m hinauf.

Deutlich facettenreicher ist die Situation im Quelltal der Salzach westlich der Mündung des Nadernachbaches, wo in Ergänzung zu HEINISCH & PANWITZ (2014) und IGLSEDER &

HUET (2021) geologische Aufnahmen teilweise gemeinsam mit Christoph Iglseider durchgeführt wurden. Das höchstgelegene Vorkommen von Kies-Sand-Gemischen (GS) und geschichteten Diamikten (Dms) befindet sich im N-S verlaufenden Talabschnitt bei der Salzachjochhütte und erstreckt sich bis etwa 1.700 m.

Bei Almdorf Königsleiten befindet sich oberhalb der Brücke auf 1.436 m Seehöhe an der orographisch rechten Talseite ein Aufschluss (R: 282723, H: 5237250) mit einer sehr aussagekräftigen Abfolge: Nahezu saiger stehende (Einfallen 017/84) bis überkippte Deltaablagerungen bestehend aus massivem Sand (Sm), laminierte Silte (Fl) und planar geschichteten, korngestützten sandigen Kiesen (Gcp; aus überwiegend angerundeten Quarzphyllit-Klasten) werden von massiven, *dropstone*-führenden Silten (Fmd) überlagert, die aufgrund des zunehmenden Klastengehalts Übergänge zu massiven matrixgestützten Diamikten (Lithofazies Fmd-Dmm) aufweisen. Die *dropstones* beinhalten zum Teil gekritzten Marmor. Letztere Fazies belegt eine typisch glaziolakustrine Ablagerung, wo Eisberge ihre Fracht in einem Eisstausee sedimentierten. Am Top dieser Abfolge liegt ein überkonsolidierter, grauer Diamikt mit Scherflächen [Dmm(s)] mit Geschieben aus Lithologien der „Innsbrucker Quarzphyllitzone“ und des Penninikums, womit eine Grundmoräne eines Salzachgletschers belegt ist. Betrachtet man die überkippten Deltaablagerungen, deren Lagerung auf Kontakt zu abschmelzendem Toteis hinweist, und die Gletscherseesedimente, so ist eine Einstufung in die spätglaziale Eiszerfallsphase aufgrund der faziellen Ähnlichkeiten mit den Ablagerungen im Raum Hopfgarten naheliegend (vgl. REITNER, 2005, 2007). Die Grundmoräne am Top repräsentiert dann eine Oszillation des schon, im Vergleich zum LGM, miniaturisierten Salzachgletschers mit Einzugsgebiet in den Kitzbüheler Alpen. Diese Situation ist zeitlich vergleichbar mit jenen Gletscheroszillationen auf der Südseite des Wilden Kaisers (REITNER, 2005, 2007), bei Aurach (HEINISCH et al., 2015; REITNER & MENZIES, 2024) und bei Ainet (REITNER & MENZIES, 2020). Die spätglaziale Grundmoränenablagerung lässt sich flächenmäßig bis südlich der Bruchekalm abgrenzen. Die Eisrandablagerungen setzen sich dann an der orographisch rechten Salzachseite talabwärts von der Brücke bei 1.436 m noch fort, allerdings ohne Bedeckung mit Grundmoränenablagerung, dafür mit einer unruhigen Morphologie typisch für eine Toteislandschaft. Letztere befindet sich überwiegend schon auf GK 151 Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979), wo auf dem publizierten Kartenblatt leider keine Differenzierung bei den eiszeitlichen Ablagerungen ersichtlich ist. An die Toteislandschaft schließt dann auf dem Gebiet der GK 151 ein gleichförmiger Terrassenkörper zwischen 1.460 und 1.450 m an, der vergleichbar der Situation im Brixental bei Hopfgarten (siehe Westendorfer Terrasse; REITNER, 2005), eine Eisrandterrasse mit einer dem Haupttal parallelen Drainage darstellt. Erosionsreste davon sind entlang der Salzach noch bis unterhalb des Ronachwirts verfolgbar.

Der Vollständigkeit halber seien die Eisrandablagerungen auf dem Hohe Tauern-Teil von GK 121 erwähnt. Diese liegen westlich und östlich des **Habachtales**, bei Haus und südlich Habach vor und wurden gemeinsam mit Christoph Iglseider begangen. Im Widerspruch zu KINZL (1930) sind am Ausgang des Habachtales keine Hinweise auf einen Gschnitz-Stand des Habachgletschers zu finden.

Der Gschnitz-Stand von Rosental im Salzachtal

Im ersten Band des epochalen Werkes „Die Alpen im Eiszeitalter“ (PENCK & BRÜCKNER, 1909) wird die Vergletscherung im Salzachtal während des Gschnitz-Stadials kurz abgehandelt und dabei die Ruine Hieburg im Ortsteil und der dort bekannte erratische Block aus Zentralgneis, der Teufelstein, erwähnt. Die Endmoränen bei Wald und Neukirchen betrachteten sie als einen Halt eines vornehmlich aus dem Krimmler Achtal genährten Salzachgletschers. KINZL (1930) erkannte, dass die Hieburg auf einer Endmoräne des Sulzbachgletschers, der sowohl aus dem Ober- wie auch dem Untersulzbachtal genährt, als mächtige Zunge das Becken von Rosental erfüllte. Im Rahmen der Kartierungen für GK 121 ging es vornehmlich darum, abzuklären, ob und welche Ablagerungen dieses Gletscherstandes noch auf GK 121 vorliegen. Um die Geometrie der Sulzbachgletscherzunge im Salzachtal in der Gesamtheit zu erfassen, war es nötig, auch Bereiche auf Blatt GK 151 Krimml zu untersuchen. Dabei ist vorweg festzuhalten, dass das publizierte Blatt Krimml (KARL & SCHMIDEGG, 1979) mit seiner nahezu ungegliederten Quartärbedeckung leider wenig hilfreich war.

Die eindrucksvollste Hinterlassenschaft dieses Gletscherstandes ist die Seitenmoräne von Schwabreit, deren Kamm am Ausgang des Untersulzbachtales in 1.055 m ansetzt und nach anfänglich bogenförmigem, ca. 1,1 km langem Verlauf in 900 m endet. Potenziell datierbare Zentralgneisblöcke dokumentieren die dominante Geologie des Gletschereinzugsgebietes.

Die weitere und auch letzte kartierbare Fortsetzung dieses Walls Richtung Osten findet man im Bereich des Aschbach-Schwemmfächers. Dort sind zwar keine Wälle mehr ersichtlich, jedoch erheben sich zwei kleine terrassenförmige, mehr als 10 m mächtige Sedimentkörper aus dem Schwemmfächerbereich. Beim Sportplatz (R: 294664, H: 5236293), 200 m nordwestlich Gehöft Premisbauer, liegt ein großer Zentralgneisblock in sandiger Matrix vor, der durchaus mit einer Interpretation als Endmoränenablagerung im Einklang steht.

Südlich der Salzach, gegenüber von der Hieburg, liegen noch aussagekräftige glaziogene Sedimente bei Unter- und Oberscheffau vor. So findet man einen terrassenförmigen zentralgneisreichen Seitenmoränenkörper bei Oberscheffau, dessen Höhenlage mit 960 m ansatzweise mit dem zuvor beschriebenen Wall von Schwabreit korrelierbar ist. Der terrassenförmige Sedimentkörper von Unterscheffau liegt mit einer Höhenerstreckung um 880 m deutlich tiefer als jener von Oberscheffau und ist durch eine markante Geländekante von diesem getrennt. Am Ostrand jenes ca. 25 m mächtigen Körpers existiert zum Obersulzbach hin noch ein morphologischer Ansatz, den man als Rest eines Seitenmoränenwalls deuten kann. Dies wird auch durch die Präsenz von Zentralgneisblöcken angezeigt. Das augenscheinliche Vorkommen von Zentralgneisblöcken liegt auch am östlichen Terrasseneck und dann entlang der Nordseite der Terrassenkante zur Salzach Richtung Westen vor. Steigt man von dort hinab gegen Westen zum Prallhang der Salzach, so sind zuerst in halber Höhe der Terrasse Deltaforesets (GSp mit Einfallen von 335/20; R: 291241, H: 5235918) mit sehr viel Zentralgneis und wenig Phyllit und Karbonat zu finden. Direkt über der Salzach befindet sich ein frischer Aufschluss (R: 291214, H: 5235927), wo

blockreiche korngestützte Klinoformen (bGcp) mit einem Einfallen von 30 bis 40° gegen W bis WNW dominieren. In einem kleinen Segment sind darin isolierte rinnenförmige Körper mit Lithofazies Gcp und mit Klasten aus Schiefer und Marmor ersichtlich, die Schüttungen gegen E bis ENE erkennen lassen. Gesamt betrachtet zeigt der Sedimentkörper von Unterscheffau einen Vorbau gegen Westen, d.h. gegen das Salzachtal. Im Zuge des Gletschervorstoßes kam es dabei natürlich zu Wechsellagerungen mit den von der oberen Salzach geschütteten Sedimenten. Somit ist von einer Stausituation durch den Moränenvorbau bei Unterscheffau auszugehen. Westlich der Terrasse von Unterscheffau wurden allerdings keine weiteren eindeutigen Gschnitz-zeitliche Eisstauseesedimente gefunden. Ob Silte mit Feinsandlagen sowie Zentralgneisblöcke bei einem Aufschluss östlich Großwiesen (R: 290883, H: 5235868) in 870 m in diese Richtung zu interpretieren wären, bleibt offen. Angesichts der Stausituation ist die terrassenförmige Morphologie des Sedimentkörpers von Unterscheffau durch eine glaziofluviale Überprägung am Ende der Gschnitz-Vergletscherung gut erklärbar.

Nördlich der Salzach, im Ortsteil Rosental, liegt mit dem bis 915 m hohen Rücken, auf dem die Hieburg steht, eine wallförmige End- und Seitenmoränenablagerung vor. Diese ist so wie der auf ihr liegende Zentralgneisblock, der Teufelsstein, schon lange bekannt. Dieser Moränenrücken senkt sich gegen Westen und ist schließlich nur mehr über Zentralgneisblöcke und diamiktisches Material zu erkennen, ehe er ca. 800 m westlich der Hieburg an eine 20 m hohe Terrasse aus Quarzphyllit-reichem Schwemmfächermaterial des Trattenbaches grenzt. An der Erosionskante des Moränenrückens zum Salzachtal kann man an Aufschlüssen erkennen (R: 290961, H: 5236156), dass es hier eine Wechsellagerung zwischen Kies-Sand-Gemischen mit viel Quarzphyllit und Zentralgneis führenden Diamikten gibt, die auf einen Gletschervorstoß und Oszillation des Gletscherrandes hindeutet. Dieser komplexe Aufbau aus Sedimenten mit unterschiedlicher Permeabilität erklärt auch eine gefasste, stark schüttende Quelle (R: 290985, H: 5236144).

Interessant ist auch der nördliche Rand des Hieburg-Walles bzw. dessen nördliches Vorfeld. So befindet sich 500 m nordwestlich der Hieburg ein in E-W-Richtung verlaufender Rücken, den man ebenfalls für eine glaziale Bildung halten könnte. Allerdings besteht dieser aus Eisrandablagerungen (Lithofazies GS) aus der Eiszerfallsphase auf einem Felssockel. Die ungewöhnliche Form ist durch eine sub- bis randglaziale Rinne gegeben, die dieses Vorkommen von den flächenhaft auftretenden gleichartigen Sedimenten bei Seerain im Norden (siehe oben) räumlich abtrennt.

Unmittelbar östlich des Teufelssteins ist die Endmoränenablagerung als abgerundeter Rücken zu erkennen. Im oberen Bereich der Venedigersiedlung liegen wieder Aufschlüsse vor. Dort sind im tieferen Abschnitt in ca. 865 m glaziolakustrine Sedimente, d.h. laminierte Silte mit *dropstones* aus Zentralgneis und laminierte Sande in Wechsellagerung mit Kies-Sand-Gemischen (R: 292211, H: 5236575) zu finden. Diese Abfolge wird von einem überkonsolidierten, Zentralgneis-reichen matrixgestützten massiven Diamikt, einer typischen Grundmoräne des Sulzbachgletschers, überlagert (R: 292291, H: 5236614), womit auch hier ein Gletschervorstoß belegt ist. Dieser kom-

plex aufgebaute Sedimentkörper endet dann etwa 200 m westlich an einer Felsauftragung, die – so wie eine ähnliche Struktur weiter östlich – durch subglaziale Schmelzwässer vor dem Gschnitz-Stadial herauspräpariert wurde.

Fasst man die Belege zum Sulzbachgletscher im Gschnitz-Stadial zusammen, so ist einerseits im Vergleich zu KINZL (1930) eine bessere Erfassung der Zungengeometrie festzuhalten. Kleine Unsicherheiten liegen im Westen vor. Für den Ostbereich wurde mit dem Vorkommen nordwestlich Premisbauer zumindest ein Hinweis gefunden, wo das ehemalige Zungenende vielleicht 500 m talabwärts davon war. Gerade im Salzachtal muss die starke Aggradation seit dem Gschnitz-Stadial berücksichtigt werden. So sind schon für den Zeitraum seit dem Beginn des Holozäns Talaufhöhungen von 14 m erfasst worden (siehe HEINISCH et al., 2015).

Jedenfalls zeigen die Aufschlüsse am Westrand und bei der Venedigersiedlung einen vorstoßenden Gletscher. Solche Belege, wie sie auch von CLAR & CORNELIUS (1936) am Rand des Fuscher Gletschers beschrieben sind, vermitteln ein dynamisches Bild der Gletscheraktivität im Gschnitz-Stadial. An der schon von PENCK & BRÜCKNER (1909) getroffenen stratigraphischen Einstufung der Ablagerungen als Gschnitz-zeitlich (siehe auch VAN HUSEN & REITNER, 2022) ist anhand der klaren Abgrenzung zu Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase unmittelbar im Untersuchungsgebiet und zu glazialen Ablagerungen des Egesen-Stadials in den Hohen Tauern ohnehin nicht zu rütteln. Eine geochronologische Analyse mittels ¹⁰Be-Expositionsalterdatierung an Zentralgneisblöcken ist hier möglich und wünschenswert.

Spätglazial (Gschnitz bis Egesen) und Massenbewegungen

Salzach Quelltal – Südseite Kitzbüheler Alpen

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Im Bericht für die Nordseite der Kitzbüheler Alpen (REITNER, 2024) wurde schon im Abschnitt „Kelchsautal“ festgehalten, dass es im Bereich des Salzachjoches schon aus geometrischen Gründen einen Südast eines der größten Gletscher der Kitzbüheler Alpen im **Gschnitz-Stadial** gegeben haben muss. Die Belege des Nordastes mit den Seitenmoränen im Umfeld des Gasthofs Wegscheidalm im Kurzen Grund sind eindeutig. Südlich des Salzachjoches fehlen bis zur Salzachalm und darüber hinaus bis zu den Eisrandablagerungen der Eiszerfallsphase bei der Salzachjochhütte jegliche Anhaltspunkte für einen derartigen Gletscherhalt.

Demgegenüber sind die glazialen und periglazialen Belege aus dem **Egesen-Stadial** eindeutig und umfassend:

Das große weitgespannte Kar, umrahmt von Östlichem und Westlichem Salzachgeier (2.466 m bzw. 2.469 m) im Süden, Fünfmandling (2.403 m) im Westen und Schwebenkopf (2.354 m) im Norden, weist eine starke subglaziale Überprägung auf. Im Bereich des Schwebenbodens befinden sich östlich der eingezeichneten Hütte (2.052 m) drei Endmoränenwälle, die in etwa 2.050 m mit 2–8 m Höhe aus den Moorflächen herausragen.

Generell kommen in diesem Kar wallförmige Sedimentkörper häufiger vor, die allerdings zum Teil zur Verwech-

lung mit eindeutigen Belegen für Gletscherhalte führen können. So befindet sich im westlichen Bereich ein Wall aus stromlinienförmig angeordneten eckigen korngestützten großen Blöcken (bSCc). Diese wurden als supraglazial transportiertes Material interpretiert und der Körper dementsprechend als Ablationsmoräne klassifiziert (südlich; R: 281723, H: 5242341).

Der eindrucksvollste Seitenmoränenkörper mit einer Höhe von mehr als 10 m und mit einer Längserstreckung von nahezu 400 m schmiegt sich an den Südfuß des Fünfmandling (2.403 m; R: 281377, H: 5242392). Die prägende Lithofazies besteht wiederum aus eckigen korngestützten großen Blöcken (bSCc). Das südliche Seitenmoränenpendant befindet sich etwa 200 m südöstlich davon mit einem Ansatz in 2.300 m. Damit ist eine Ausdehnung eines gegen Nordosten abfließenden, deutlich schuttbedeckten Lokalglatschers mit Nährgebiet unterhalb der Salzachgeier skizziert, der allerdings noch vor den Wällen der Egesen-Maximalausdehnung im Schwebenboden (siehe oben) geendet haben muss. Der mit Tafeln angezeigte Salzachsursprung, eine durch Schuttquellen gespeiste Lacke am Fuß des Östlichen Salzachgeiers, ist dann aus glazialgeologischer Sicht unspektakulär. Die karartige Nische östlich des Östlichen Salzachgeier weist neben abgeschliffenem Fels nur subglaziale Wälle (Flutes) auf.

Demgegenüber ist das Kar auf der Südseite der Salzachgeier, im Einzugsgebiet des Müllachbaches, deutlich facettenreicher. Der bis ca. 2.085 m reichende, am tiefsten gelegene bogenförmig verlaufende Endmoränenkörper weist im distalsten Bereich zwei Wälle auf. Nur der distalste Bereich ist durch korngestützte Blöcke (bSCc) geprägt. Ansonsten dominieren matrixgestützte Diamikte (Dm) den Sedimentaufbau.

Im Steinkarl, dem obersten gut gegen Süden abgeschatteten Karbereich östlich des Kleefeldkopfs (2.348 m) sind zwei markante, grobblockreiche zungenförmige Wälle ersichtlich, die man auf den ersten Blick als Blockgletscherablagerungen klassifizieren könnte. An den Wällen kann man sehr schön erkennen, dass im Liegenden der korngestützten Grobblocklage (Lithofazies bSCc) matrixgestütztes Sediment vorliegt. Wir haben es hier mit einer typischen Ablagerung eines schuttbedeckten Gletschers (*debris-covered glacier* in der internationalen Literatur; vgl. BENN & EVANS, 2010) zu tun, wo die ehemals subglazial („aktiv“) transportierten Sedimente von jenen supraglazial („passiv“) bewegten überlagert vorliegen. Der äußere der beiden Endmoränenkörper weist einen Ansatz in 2.200 m auf, womit ein kursorischer Hinweis auf die damalige Schneegrenzhöhe (ELA) vorliegt. In Summe liegen hier auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen, bei teilweiser Ostexposition, tiefreichende Belege für Gletscherzungen im Egesen-Stadial vor. Deren Geometrie dürfte einerseits mit Schneedrift aus NW (siehe Diskussion in REITNER, 2024) und mit einer die Ablation stark hemmenden Schuttbedeckung, bereitgestellt von den steilen aus Hellglimmer führendem Quarzit und phyllonitischem Glimmerschiefer aufgebauten Felsflanken, zusammenhängen. Interessanterweise findet man bei ungeschützter Sonnenexposition am Südfuß der beiden Salzachgeier nur Blockgletscherablagerungen mit Endlagen in 2.240 bzw. 2.270 m. Die tiefste und größte Blockgletscherablagerung reicht nördlich der Müllach-Hochalm bis 2.120 m hinab.

Im Einzugsgebiet des Müllachbaches auf GK 121 sind noch glazigene Formen und Sedimente westlich des aus feinstückig zerbrechendem Phyllit aufgebauten Müllachgeier (2.254 m) zu finden. Eine in 2.195 m ansetzende, über 400 m geschwungen verlaufende, nur etwa 3 m hohe Wallform besteht aus zumeist angularen, selten subangularen Phyllitklasten. Es handelt sich wohl um den Stand eines kleinen, wiederum stark schuttbedeckten Gletschers im Egesen-Stadial, der bis zur Gernhütte reichte. Demgegenüber fehlt in dem nordschauenden Bereich unmittelbar unter der Königsleitn (2.315 m) jeglicher Hinweis auf einen spätglazialen Stand.

Massenbewegungen: Die prominenteste tiefgreifende Massenbewegung befindet sich nördlich des Müllachgeiers (2.254 m) und des Bruchecks (2.144 m) im Bereich des als **Gern** bezeichneten Hanges an der Südseite des Müllachbaches. Diese wurde von FÜRLINGER (1972a, b) eingehend hinsichtlich Morphologie und Mechanik der Hangbewegung beschrieben. Die geologische Detailkarte (FÜRLINGER, 1972a: Tafel I) aus der vor-Laserscanzeit ist vorbildlich hinsichtlich Darstellung der Massenbewegungsstrukturen. Generell ist dieser Hang durch Zerrgräben – und im noch stärkeren Maße – durch antithetische Bruchstrukturen gekennzeichnet, die jeweils den dominanten Kluftsystemen folgen. Der dominante kinematische Prozess des gesamten Hanges ist demnach als Kippung (Toppling) zu klassifizieren. Das sekundäre planare Gefüge fällt generell mittelsteil bis steil (40–70°) gegen Nordosten ein und wird nach FÜRLINGER (1972a) in die Kippbewegung miteinbezogen. Beachtenswert ist ein orthogonales Netz bestehend aus E–W verlaufenden antithetischen Brüchen und N–S verlaufenden Zerrgräben im obersten, westlichen Bereich des Gern in 2.050–2.100 m. Dies spiegelt eine Entlastung zum bogenförmig verlaufenden Müllachbach wider. Hangabwärts liegen dann etwa WNW–ESE und WSW–ENE streichende antithetische Bruchstrukturen vor.

Der Beschreibung der **Massenbewegung Bruchcheck SE** durch FÜRLINGER (1972a: 27ff.) ist hinsichtlich Abbruchbereich und Mechanik nichts hinzuzufügen. Allerdings kann der Interpretation des Fußbereiches als „Sturzkegel“ und der Aussage, dass der größte Teil der Hangbewegung des Bruchecks als Felssturz niedergebrochen sei, nicht zugestimmt werden. Das grobblockige, matrixgestützte Material am Böschungsfuß an der orographisch linken Flanke des Bruchebachbaches (R: 282164, H: 5238138) sowie die konvexe Böschungsmorphologie sprechen hier für eine Fließmasse und nicht für eine Felssturzablagerung.

Auch die **Massenbewegung Ronachgeier West** wurde von FÜRLINGER (1972a: 47ff.) detailliert beschrieben. Der Charakterisierung der großen Hauptbewegung als „tiefgreifendes Fließen im Fels“ ist beizupflichten und ist begrifflich deckungsgleich mit der auf Kinematik und Materialzusammensetzung beruhenden Klassifikation als Bereich eines langsamen Fließens gemäß STEINBICHLER et al. (2019). Im Fußbereich der Massenbewegung führte die zunehmende Auflösung des Felsverbandes zur Bildung einer Fließmasse als lithogenetische Neubildung. Passend dazu findet man östlich, d.h. oberhalb der Mülleralm, an der Stirn einer derartigen Fließmasse einen matrix- bis korngestützten Diamikt aus angularer phyllonitischer Glimmerschiefer in einer siltig-sandigen Matrix (R: 282992, H: 5238793). Diese Fließmasse wie auch jene südöstlich der Salzachjochhütte überfahren stabil verblie-

bene Eisrandablagerungen und Grundmoränenablagerungen am Hangfuß, die hier die unmittelbare Talflanke zum Salzachtal aufbauen.

Nadernachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Auch im Nadernachtal lässt sich kein Gletscherstand im Gschnitz-Stadial rekonstruieren. Zudem sind die Spuren der Vergletscherung im Egesen-Stadial spärlich und nur an der gegen Osten exponierten Talflanke zu finden. So sind im kleinen NE-exponierten Kar am Baumgartgeier (2.392 m) mehrere Wälle eines schuttbedeckten Gletschers zu finden. Die weiter nördlich vorkommenden Moränenwälle südöstlich der Breiten Scharte (2.260 m) zeigen eine Gletscherzunge an, die bis 2.180 m hinabreichte. Diese kleinen Lokalgletscher zwischen Breite Scharte und Baumgartgeier sind wohl wiederum durch eine Kombination von Schneedrift aus Nordwesten und supraglazialer Schuttbedeckung zu erklären. Darüber hinaus existieren noch vermutlich Egesen-zeitliche Blockgletscherablagerungen. Diese reichen bei Ostexposition bis 2.180 m (nordöstlich Breite Scharte) und bei Westexposition (unterhalb Sonnwendkogel) bis 2.110 m hinab.

Massenbewegungen: Das Einzugsgebiet des Nadernachtals wurde schon von FÜRLINGER (1972a) geologisch hinsichtlich Massenbewegungen untersucht. Dort wo es notwendig ist, wird auf Abweichungen oder Ergänzungen hierzu hingewiesen.

Die **Massenbewegung Baumgartgeier Südost – Geierkar** ist die nördlichste tiefgreifende Hangbewegung an der orographisch rechten Flanke des Nadernachtals. Die anfänglich SW–NE verlaufende Hauptabrissskante durchschneidet mit einer Sprunghöhe von bis zu 40 m den Boden des von Grundmoränen bedeckten Kars südöstlich des Baumgartgeiers (2.392 m) in 2.200 m. Gegen Norden schwenkt sie in W–E- bis WSW–ENE-Richtung ein und verläuft mit einer maximalen Sprunghöhe von 100 m am Kamm zur nördlich anschließenden, weit gespannten, subglazial überformten Fläche bei der Bacher Hochalm. Im Bereich der Hauptabrissskante (R: 284682, H: 5239698) liegt ein Einfallen des sekundären planaren Gefüges in dem kompakten, quarzreichen Glimmerschiefer von etwa 30° gegen E bis ESE vor. Die steilstehenden Klüfte fallen steil gegen SE bis SSE und ebenso gegen NW bis NNW sowie mittelsteil gegen N bis NE. Somit ist für die Entwicklung der Massenbewegung eine günstige Kombination aus sekundärem planarem Gefüge und Klüftung gegeben, die sich in der Ausbildung und dem Verlauf der Bewegungsflächen widerspiegelt. Im obersten Abschnitt ist dadurch ein Gleiten und Kippen von Teilschollen zu erfassen. In weiterer Folge zeigen sich am Nordrand (R: 285385, H: 5239694) auch teilweise antithetische Kompressionsstrukturen, die eine hohe Teilbeweglichkeit des mäßig aufgelockerten Felsverbands erkennen lassen. Eine Klassifikation der großen Masse dieser gravitativen Bewegung als Bereich eines langsamen tiefgreifenden Fließens ist damit gerechtfertigt und entspricht auch der von FÜRLINGER (1972a). Obwohl die teilweise imposante Hauptabrissskante einen großen, bis hinab zum Nadernachtbach reichenden Massenbewegungskörper suggeriert und bei FÜRLINGER (1972a) auch so in der Karte dargestellt wurde, sind hier aufgrund der Morphologie und Verbreitung der glaziogenen Ablagerungen

Zweifel angebracht. So befindet sich östlich des Geierkars in 2.040 bis 1.960 m ein keilförmiges 0,1 km² großes Areal mit Grundmoränenablagerung, das im Gegensatz zu den angrenzenden höheren Hangabschnitten keine unruhige gravitativ bedingte Überformung erkennen lässt. Theoretisch könnte es sich um eine, allerdings sehr große am sekundären planaren Gefüge abgeglittene Scholle handeln. Eine derartige Erklärung ergibt Sinn bei dem geschlossenen Moränenareal westlich der Watsch-Nadernachtalm unmittelbar unterhalb der gegen Süden exponierten Abrisskante. Allerdings ist in dem Fall östlich Geierkar mit der „morphologischen Ruhe“ ein relativ stabiler Bereich charakterisiert, auf den die höheren Massenbewegungsareale auflaufen und der dann erst wieder hangabwärts d.h. gegen Osten durch eher initial geprägte Bewegungen mit kleineren internen Abrisskanten der Abtragung unterliegt. Diese eher initialen Hangdeformationen greifen – im Gegensatz zur Darstellung bei FÜRLINGER (1972a) – eben nicht durch bis zum Nadernachtbach, was die These einer fehlenden durchgehenden Bruch- respektive Gleitzzone im Untergrund in Bezug auf das gesamte Areal unterhalb des Geierkars stützt und auch an dem Vorhandensein und der Geometrie der ungestörten Eisrandablagerungen zwischen Putzalm und Bacheralm ersichtlich ist. Der maximale Tiefgang der Bewegung im oberen Geierkar dürfte damit – und das unter Weglassung einer, sicherlich vorhandenen, prä-existenten subglazialen Topographie – nur unterhalb der Hauptabrissskante bei rund 100 m liegen. Ein mittlerer Tiefgang von 30–70 m erscheint eher plausibel.

Die Südostflanke des Ronachgeier wird ausgehend vom Nadernachtal durch die **Massenbewegung Ronachgeier Ost – Prielalm** angegriffen. Allerdings liegt hier, im Gegensatz zur Vorstellung von FÜRLINGER (1972a), nur in einem kleinen Bereich eine durchgehende Massenbewegung vom Nadernachtbach bis zu den oberen Abrisskanten vor. Am ehesten liegt dies vom Bach in 1.500 m ausgehend vor. Dort ist eine Massenbewegung entwickelt, deren Abriss (über den Zufahrtsweg in das Nadernachtal gelegen) im Fuß eines durch Fließen im Fels gekennzeichneten Teilkörpers liegt. Dagegen läuft oberhalb des Weges, d.h. nördlich davon, eine fließende Bewegung auf eine Moränenablagerung auf. In einem dort entwickelten frontalen Stirnwulst (R: 285102, H: 5237968) ist ein reliktscher Verband eines mit 135/25 einfallenden quarzreichen Glimmerschiefer mit Übergang zu Lockersediment, und damit zu einer Fließmasse ersichtlich. In Summe liegen mehrere Bewegungsbahnen von Teilkörpern innerhalb der Massenbewegung vor. Der Rand der Massenbewegung ist am eindeutigsten im Westen zu erkennen, wo der Abriss hangaufwärts einen Verlauf gegen NNW aufweist, um dann im höheren Bereich (zwischen 2.030 und 2.130 m) in Teilabrisse aufgegliedert, ein Umbiegen Richtung ENE zu zeigen. Gegen Osten verliert sich diese klare Abtrennung zum unbewegten bis wenig bewegten Hang. Über diesem zuvor skizzierten Abrissbereich treten nur sehr isoliert kleine Geländestufen auf, die initiale Bewegungen anzeigen. So wie die NNE–SSW verlaufenden Abrisse, die die Grundmoränenflächen der Priel Hochalm zerlegen. Dazu ist auch die undeutliche E–W verlaufende Abrisskante ENE des Ronachgeiers zu zählen, die jene auch schon untergeordneten NE–SW verlaufenden Abrissstufen vom Geierkar abschneidet.

Das sekundäre planare Gefüge des quarzreichen Glimmerschiefers taucht gegen NNE bis ENE mit etwa 30–40° ab. Wie schon bei FÜRLINGER (1972a) eingehend diskutiert, zeichnen sich einzelne Klufscharen für die Ausbildung der Abrisse verantwortlich. Die Übergänge zu Fließmassen und das diffuse Auslaufen der Bewegung gegen Nordosten sind Belege dafür, diese Massenbewegung als Bereich eines langsamen Fließens im Fels zu klassifizieren. Jedenfalls weist diese Massenbewegung eine gegenwärtige Aktivität auf: So berichtete ein Bauer, dass unterhalb des Weges zur Priel Hochalm immer wieder offene Spalten entstehen.

Hinsichtlich der näheren Charakterisierung der Massenbewegungen am orographisch linken Ausgang des Nadernachtales sei auf FÜRLINGER (1972a) verwiesen.

Die zwei Abrisskanten der **Massenbewegung Laubkogel – Hieburg-Hochalm** befinden sich im Bereich der Hieburg-Hochalm zwischen etwa 2.000 und 2.200 m. Das mit 30–40° gegen Norden abtauchende sekundäre planare Gefüge des phyllonitischen Glimmerschiefers hat im Gegensatz zur Klüftung keinen Einfluss auf die Entwicklung und den Verlauf der Abrisskanten. Das ursprüngliche langsame Fließen im Fels, bei Erhalt des Felsverbands, entwickelte sich durch zunehmende Materialdeformation in eine Fließmasse. Im Fußbereich (R: 286146, H: 5239561) findet man angulare Glimmerschiefer-Klasten dieser lithogenetischen Neubildung über schluffigen, zum Teil *dropstone*-führenden Sanden. Damit ist das Überfahren von Eisrandablagerungen durch die Fließmasse belegt.

Bei dem Massenbewegungskörper, der an die markante Abrisskante westlich Kote 2.224 m anschließt, stellt sich die Frage, ob hier eine Fließ- oder eine Gleitmasse vorliegt. Im Abrissbereich steht verfalteter quarzreicher phyllonitischer Glimmerschiefer an. Die Ausbildung der Abrisskante resultiert aus dem Verschnitt des sekundären planaren Gefüges mit der Klüftung. Gerade die mit 85° steil gegen NE fallende Klüftung war von großer Bedeutung für das Hangversagen, wie die antithetischen Brüche eines tiefgreifenden *Toppling* belegen, die vom südlichen Ast der Abrisskante diskordant durchschnitten werden. Im Fußbereich überlagert phyllonitischer Glimmerschiefer, der noch einen Restverband erkennen lässt, matrixgestützte Diamikte mit massiven Feinsedimentlagen, die auf Eisrandablagerungen hinweisen. Da im Kontaktbereich zwischen Massenbewegungskörper und Eisrandablagerungen ein *fault gauge* vorliegt, der eine diskrete Gleitfläche im Stirnbereich kennzeichnet, wird erster als Gleitmasse klassifiziert. Aus den Geländebefunden kann abgeleitet werden, dass das Hangversagen erst mit *Toppling* begann. In weiterer Folge kam es zum Durchreißen und zur Entwicklung einer Abrissnische, aus der sich die Gleitmasse talwärts löste.

Die talaufwärts gelegenen Massenbewegungskörper an der orographisch linken Flanke des Nadernachtales – die beiden **Massenbewegungen südlich und südsüdöstlich Sonnwendkogel** – wurden aufgrund ihrer morphologischen Charakteristik als Fließmassen klassifiziert. Generell ist die Unterscheidung zwischen Fließ- und Gleitmassen insbesondere bei fehlenden Aufschlüssen nicht immer eindeutig.

Trattenbachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Im spätglazialen Inventar des Trattenbachtals dominieren Blockgletscherablagerungen. Endmoränenablagerungen des Egesen-Stadial liegen nur an zwei Stellen vor. So im Kar südlich des Kröndlhorns (2.444 m), wo unterhalb einer hohen, ostexponierten Felswand ein Endmoränenzug erfassbar war, der in 2.290 m ansetzt. In dem Kar südöstlich des Mitterkopfs (2.306 m) lässt sich über Endmoränenablagerungen (R: 287085, H: 5242300) ein gegen Südost exponierter Paläogletscher des Egesen-Stadials bis hinab auf 2.190 m rekonstruieren. In beiden Fällen wirkte sich Schuttbedeckung und sicherlich auch Schneedrift aus Nordwest positiv für die Gletscherentwicklung aus.

Kleinere Blockgletscherablagerungen findet man im westlichen Trattenbach-Einzugsgebiet südwestlich vom Toreck (2.160 m), unterhalb des Sonnwendkogels (2.289 m) und südwestlich des Mitterkopfs (2.306 m). An der Ostflanke liegen großflächige Blockgletscherablagerungen vor. Ein klassisches Beispiel mit Verknüpfung zu einer Schutthalde findet man unterhalb des Steinkogels (2.299 m) im Bereich östlich und südlich der Sonntag Hochalm. Dieser Körper reicht bis 1.820 m hinab und beinhaltet im tieferen Abschnitt (R: 290398, H: 5241903) nicht nur typischerweise korngestützte eckige Blöcke (Lithofazies bSCc), sondern auch viele angerundete Komponenten. Letzteres weist auf die periglaziale Aufarbeitung von möglichen Gschnitz-Moränen hin, eventuell auch schon vor dem Bølling-Allerød Interstadial (vgl. Belege auf der Reißbeck-Südflanke in STEINEMANN et al., 2020).

Östlich bzw. nordöstlich der Montlangeralm befindet sich ebenfalls eine größere Blockgletscherablagerung mit einer allerdings bemerkenswerten Geometrie. Man sieht einen in N–S-Richtung langgestreckten wallförmigen Sedimentkörper mit korngestützten Blöcken an der Oberfläche (Lithofazies bSCc), der über den Großteil seiner Längserstreckung durch einen 5–8 m tiefen Graben von der von Schuttfächern überdeckten Bergflanke südlich Hüttenkopf (2.180 m) getrennt ist. Genetisch gesehen, könnte es sich hierbei einerseits um einen Moränenwall eines schuttbedeckten Gletschers handeln, der sich unterhalb des Kammes entwickelte. Andererseits wäre auch eine Blockgletscherablagerung eine einleuchtende Lösung, sofern nicht dieser markante und ungewöhnlich tiefe Graben vorläge. Die plausibelste Lösung dieses Problems ist nur unter Berücksichtigung der Massenbewegung, deren weiterer Verlauf unten besprochen wird, möglich. So sieht man in dem unteren Bereich der Schutthalde einen Knick, der eine Versteilung erkennen lässt. Man hat auch den Eindruck, dass es oberhalb dieser Versteilung schon eine Blockgletscherablagerung gibt, die durch eine Abrisskante zerlegt und deren distaler Teil – der zuvor beschriebene Wall – um etwa 50 Höhenmeter hinab versetzt wurde. Die Untergrenze der Blockgletscherablagerung in etwa 1.830 m entspricht damit sicherlich nicht den Originalbedingungen, deutet aber auch unter Berücksichtigung des gravitativen Transports auf einen ähnlichen Bildungszeitraum wie für jene Ablagerung unterhalb des Steinkogels (siehe oben) hin.

Massenbewegungen: Die ganze Süd- bis Südostflanke unterhalb des Gernkogels (2.267 m), d.h. hinab zum Salzachtal bis zum westlichen Ausgang des Tratten-

bachtales, ist durch Massenbewegungen in unterschiedlichem Maße geprägt. Drei Teilabschnitte sind dabei zu unterscheiden:

Der aktivste Abschnitt, die **Massenbewegung Gernkogel – Brandschlag** liegt im Westteil vor. Der höchste Ansatz dieser Hangbewegung, die in ihrer Gesamtheit als Bereich eines tiefgreifenden Fließens zu charakterisieren ist, reicht bis etwa 2.000 m hinauf. Die Begrenzung gegen Osten ist durch einen N–S verlaufenden stabileren Bereich mit Grundmoränenbedeckung östlich der Wiesachalm gegeben. Auch im Westen, bei der Brandschlag, grenzt die Massenbewegung an glazial geformte, teils mit Grundmoräne bedeckte Hänge.

Die größte Aktivität war im Westen feststellbar, allerdings nicht am Westrand, sondern in einer internen Abschiebung. So ließ sich an einem Forstweg (R: 285870, H: 5237030) eine deutliche, gerade noch zu Fuß bewältigbare Stufe von 2 m und darunter ein „betrunkenen Wald“ erfassen. Im nur leicht aufgelockerten Felsverband des stabilen bis initial bewegten Rahmens bei der Brandschlag (R: 285578, H: 5236999) war das Kluftsystem mit steil stehenden um die NE–SW und SE–NW streichenden Klüften deutlich ausgebildet, womit die generelle Determinante für die Ausprägung der sprunghaft verlaufenden Abrisskante erfasst wurde. Das mit 40–50° gegen ESE abtauchende sekundäre planare Gefüge ermöglichte die weitere Bewegung durch teils gleitende Passagen. Dieser westliche Abschnitt, in dessen unterem Anteil – im Wesentlichen bedingt durch aktive sekundäre Gleitkörper im übersteilten Stirnbereich – auch die Versätze an der alten Gerlosstraße (schon auf Blatt GK 151 Krimml) liegen, weist noch eine Entwicklung bis hinab zur Salzach auf, die allerdings hier nicht näher untersucht wurde.

Die **Massenbewegung Gernkogel – Reitlasten** ist komplex und lässt sich in mehrere Teile gliedern: Unmittelbar unterhalb und damit südlich des Gernkogels (2.267 m) befindet sich eine Gleitmasse aus Marmor mit reliktschem Verband (R: 286924, H: 5238127) über Glimmerschiefer. Hangabwärts schließt der Bereich einer Gleitung an, der aus Glimmerschiefer, teilweise überlagert von Karbonatschutt besteht und bis zur Wiesach-Grundalm reicht. Im tieferen Bereich liegen schon Übergänge zu einer Fließmasse vor. Diese ist sehr schön bei der Bacherasten und östlich der Reitlasten zu sehen, wo an der Grenze zur Grundmoränenfläche ein Stirnwall entwickelt ist. Überhaupt ist der Kontrast des unruhigen Geländes der Massenbewegungskörper zu den verhältnismäßig glatten, Grundmoränenarealen, die westlich der Wiesachalm als schmaler sichelförmiger Streifen bis hinab über die Reitlasten verbreitet sind, augenscheinlich. Laut Aussage eines Grundbesitzers weist der Stirnwulst östlich Reitlasten abschnittsweise Aktivität auf.

Die **Massenbewegung Besensteinalm** liegt südöstlich unterhalb des Gernkogels. Der (relativ) stabile Rahmen des Abrissbereiches ist im Westen durch die Grundmoränenbedeckung der Gernwiesen gekennzeichnet. Im Osten ist dies zwischen Wurf Hochalm (1.897 m) und Wurfgrundalm (1.652 m) überwiegend ähnlich. Allerdings findet man hier Staffeln von einigen hundert Meter langen antithetischen Brüchen mit einem Streichen von WSW–ENE. Diese folgen steil gegen NNW einfallenden Klüften, die neben steil gegen WSW und S bis SSE abtauchenden Klüften das

Trennflächeninventar prägen. Das Einfallen des Marmors und (Karbonat führenden) Glimmerschiefers variiert mit flachem Einfallen gegen NNE bis ENE. Diese zuerst ausgebildeten antithetischen Brüche wurden dann im Zuge der fortschreitenden Hangdeformation durch progressive Bruchbildung im Untergrund durchgerissen und es entwickelte sich der Bereich einer Gleitung. Im tieferen Bereich erfolgte durch die distal zunehmende Zerlegung bis hin zur völligen Auflösung des Felsverbands der Übergang zu einer Fließmasse, die bis zur Kapelle 1.244 m östlich Watschbauer verfolgbar ist und dort, wie anhand des scharfen Kontaktes der Sedimentkörper erkennbar, die Grundmoräne überfahren hat.

Östlich wie auch nördlich der **Happingalm** (1.795 m) befinden sich Abrissbereiche initialer Massenbewegungen mit Abrisskanten mit wenigen Metern Versatz, welche die Grundmoränenflächen durchschneiden. Im tieferen Bereich, südlich der Happingjagdhütte, schließt dann an eine derartige Abrisskante der Bereich eines langsamen Fließens an.

An der orographisch linken Trattenbachflanke stellt die Abgrenzung und Klassifikation der **Massenbewegung Montlangeralm** eine Herausforderung dar, wie auch schon im oberen Abschnitt „Glaziale und Periglaziale Sedimente“ bei der Beschreibung der Blockgletscherablagerung angedeutet. Dabei steht die Definition der Abrisskante im Verhältnis zur bewegten Masse im Vordergrund. Betrachtet man den westschauenden, felsigen Steilabfall beim Kamm zwischen Hüttenkopf (2.180 m) im Norden und Kote 2.184 m im Süden, dann könnte man eine Abrissfläche mit einem Versatz von maximal etwa 180 m annehmen. Allerdings würde man hierbei das Relief nur als Resultat einer Massenbewegung sehen und die Wirkung der glazialen Erosion im LGM außer Acht lassen. Fakt ist, dass aufgrund des Wechselspiels des Trennflächeninventars mit der Erosion die Täler des Nadernachtales, des Dürnbachtales und des Trattenbachtales im Durchschnitt steilere gegen West exponierte Talböschungen als jene gegen Osten aufweisen. Zudem konnte kein Massenbewegungskörper, der diesen großen Versatz räumlich und strukturell widerspiegelt, erfasst werden. Bei der Abgrenzung spielte auch die durchgehende Erhaltung von Grundmoränenarealen eine Rolle: Fortgeschrittene, stark durch tiefgreifendes langsames Fließen im Fels geprägte Massenbewegungen lassen, wenn überhaupt, nur Areale mit Moränenstreu erkennen. Selbst bei Gleitprozessen mit mehr oder weniger deutlichem Verbandserhalt der Festgesteine ist gelegentlich nur im oberen Bereich der Gleitung Huckepack-transportiertes subglaziales Sediment flächenhaft vertreten.

Aus Berücksichtigung der Argumente der zerrissenen Blockgletscherablagerung wurde hier nur eine etwa 50 m hohe Abrisskante definiert, die beispielsweise unter der Kote 2.184 m erst in etwa 2.060 m ansetzt. Die bewegte Masse lässt südwestlich des Hüttenkopfs (2.180 m) eine geringe Auflockerung des Felsverbands erkennen (R: 291001, H: 5240843). Am Kamm wies das sekundäre planare Gefüge noch Südfallen mit 30–60° auf, wogegen hier ein ESE- bis SE-Fallen mit 30–45° erfassbar war. Bei der Montlangeralm wies es bei mäßig bis starker Auflockerung ein steiles Nordfallen auf. Offensichtlich erfolgte die Verstellung durch Bewegungen entlang des steilstehenden SW–NE und SE–NW streichenden Kluftsystems. Für die etwas diffuse und gewunden verlaufende Abgrenzung

zung der dislozierten Gesteine gegen Norden spielte dann das sekundäre planare Gefüge eine Rolle. Im felsigen oberen Bereich sind zudem noch NW–SE streichende antithetische Bewegungsflächen ersichtlich. Im tieferen, westlich gelegenen Abschnitt nimmt die Grundmoränenbedeckung zu und schließlich verläuft sich die Bewegung in dem von subglazialen Sedimenten bedeckten Bereich. Man hat fast den Eindruck, als würde es zwei separate Bewegungen geben: einen oberen Abschnitt und dann eine untere Hangbewegung, die im Bereich der Montlangeralm beginnt und bis oberhalb des Trattenbaches reicht. Aus dem Verhältnis der großen Blockgletscherablagerung zu den Bewegungsfugen ist ersichtlich, dass ein Teil der Blockgletscherablagerung bewegt und zerrissen ist, wogegen im nördlich höheren Teil eine Blockgletscherablagerung einen Zerrgraben überschüttet. Da die periglaziale Bildung zeitlich komplex ist, mit einem Bildungszeitraum von Prä-Bölling bis Jüngere Dryas, ist zu vermuten, dass die Hauptbewegung vor der Jüngeren Dryas erfolgte. Tiefgreifendes langsames Fließen im Fels ist für den Gesamtkörper der dominante Bewegungsmechanismus.

Separiert von der Montlangeralm-Massenbewegung schließt gegen Norden die **Massenbewegung Hüttenkopf-West** an. Im Abrissbereich ist nordnordwestlich des Hüttenkopfs (2.180 m) ein deutlicher Doppelgrat entwickelt. Auch diese als tiefgreifender Bereich eines langsamen Fließens klassifizierte Massenbewegung verläuft sich im Unterhang. Ein Schuttkörper (Lithofazies bSCc) in 1.700 m (R: 290577, H: 5241130) wurde als Fließmasse interpretiert, der aus der talwärts zunehmenden Auflockerung des Massenbewegungskörpers resultierte.

Dürnbachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Auch im Dürnbachtal lässt sich nur der Egesen-Stand und das nur an der westlichen Talflanke rekonstruieren. So liegt ein aus matrix- und korngestützten Diamikten aufgebauter Endmoränenkörper im kleinen gegen Nord bis Nordost exponierten Kar unterhalb der Kote 2.184 m und südwestlich der Unterburg Hochalm vor. Der höchste Endmoränenansatz liegt in 2.080 m und der Paläogletscher reichte über eine Felsschwelle jedenfalls bis hinab auf 1.950 m, wobei das untere Ende der Endmoränenablagerung durch einen Blockgletscher überarbeitet wurde.

Ein weiterer, markanter Endmoränenwall (R: 291659, H: 5241840), der sich in etwa 2.020 m mit einigen Metern Höhe deutlich von der Umgebung absetzt, belegt einen Gletscher aus dem SE-exponierten Kar östlich Steinkogel (2.299 m) bzw. südlich Speikkogel (2.232 m).

Derart tiefreichende Vergletscherungen im Egesen-Stadial, wie zuvor angeführt, sind sicherlich höhenmäßig betrachtet Ausreißer, die nur mit der Präsenz von Driftschnee, guter Nahrung durch Lawinen und Bereitstellung von supra-glazialen Schutt erklärbar sind.

Ansonsten findet man an der gegen Osten exponierten Talflanke noch kleinere Blockgletscherablagerungen, die bis maximal 2.000 m hinabreichen.

Massenbewegungen: Die **Massenbewegung Feuchtwald** befindet sich an der S-exponierten Salzachtalflanke westlich des Dürnbachtales und wird hier aufgrund des strukturellen Konnex in diesem Abschnitt behandelt. Das

Kartenbild zeigt sehr schön, dass im bis etwa 1.800 m hinaufreichenden Abrissbereich eine Würm-hochglaziale Grundmoränenendecke großflächig durchschnitten wird. Aufschlüsse im westlichen Abrissbereich zeigen den phyllonitischen Glimmerschiefer mit einem mit 10–20° gegen ESE einfallenden sekundären planaren Gefüge. Die Klüftung ist von mit 40–80° geneigten \pm NW–SE, E–W und N–S streichenden Klüften geprägt. Der Felsverband ist dort schwach bis mäßig aufgelockert. Im Massenbewegungskörper, so in etwa 1.460 m (R: 290936, H: 5237726), findet man stark aufgelockerten phyllonitischen Glimmerschiefer mit einem mittelsteilen Einfallen gegen WNW bis SW. Ab und zu sind isolierte Reste von Grundmoränenablagerung, sogenannter Moränenstreu, zu finden. Im Fußbereich, an der Grenze zu den Eisrandablagerungen oberhalb Hochgugg, sind Stauchwülste entwickelt. Fasst man die morphologischen und geologischen Belege zusammen, so ist die Massenbewegung Feuchtwald durch langsames Fließen im Fels gekennzeichnet. Der Tiefgang der Bewegung ist mit einigen Dekametern zu vermuten.

Von der Feuchtwald-Massenbewegung durch eine schmale Geländerippe aus stabilen Material getrennt, schließt gegen Osten die **Massenbewegung Taubensteinkapelle** an. Diese tangiert schon die westliche Flanke des Dürnbaches. Der oberste Abriss durchtrennt wiederum eine Grundmoränenfläche. Der obere Abschnitt der Massenbewegung, nordwestlich der Kapelle, weist einen geringeren Versatz von etwa 20 Höhenmeter auf. In dem aufgelockerten Felsmaterial (quarzreicher Paragneis und phyllonitischer Glimmerschiefer), das ein Einfallen des sekundären planaren Gefüges mit etwa 25° gegen ENE erkennen lässt und somit ungefähr der übergeordneten Hangexposition entspricht, ist westlich der Kapelle eine Kiesentnahme angelegt. Da hier zudem auch noch eine Grundmoränenbedeckung ersichtlich ist, unterliegt das gegenständliche Areal offenbar hauptsächlich einer diskreten en-bloc-Bewegung entlang einer basalen Gleitzzone im Festgestein und wird somit als Bereich einer Gleitung interpretiert. Im nördlichen Abrissbereich (R: 292354, H: 5238763) ist die Ablösung durch den Gleitprozess entlang einer etwa E–W streichenden kataklastischen Störung scharf begrenzt. Östlich bzw. unterhalb der Taubensteinkapelle (1.459 m) ist dann eine tiefere und sehr markante Abrissbahn entwickelt. Die daran anschließende Gleitung im deutlich versteilten Stirnbebereich des Massenbewegungskörpers ist zwar aufgrund der starken Lateralerosion des Dürnbaches in ihrem Volumen schon stark reduziert (deutliche Hohlform mit Massendefizit), aber nach wie vor sehr aktiv, wie die durch den Gebirgsdruck teilweise beschädigten Sperren im Dürnbach zeigen (vgl. auch HEINISCH & PANWITZ, 2016b).

Die weitere orographisch rechte Dürnbachflanke ist durch zumeist initiale Massenbewegungen charakterisiert, wie beispielweise südlich und östlich des Trattenbachecks (2.063 m), wo kleine Abrisse mit geringem vertikalen Versatz entwickelt sind, ohne dass in weiterer Folge eine starke Auflockerung erkennbar wäre oder sich ein Massenbewegungskörper morphologisch durchgehend abgrenzen ließe. Abweichend davon ist östlich Kote 2.184 m (südlich des Hüttenkopfs, 2.180 m) eine markante Abrisskante quer über einen E–W streichenden Grat ersichtlich, deren Anlage dem Klufsystem folgt. Auch diese Massenbewegung verläuft sich Richtung Dürnbach. Nördlich davon fehlen in dem glazial geprägten Terrain (siehe oben) Hinweise

auf tiefgreifende gravitative Umlagerung an der Westflanke des Dürnbachtals weitestgehend mit Ausnahme sehr initialer Zerrstrukturen.

An der Ostflanke liegen die markantesten und aktivsten Hangbewegungen des Einzugsgebietes vor, die auch schon eingehend u.a. von FÜRLINGER (1972a, 1988) sowie zuletzt von JELLEN (2023) und MITROVIC (2023) beschrieben wurden. Die Massenbewegungen im unteren Talabschnitt werden anteilig in Anlehnung an FÜRLINGER (1972a) in Dürnbachwald und Dürnbach-Gensbichlalm untergliedert.

An dem für die Errichtung und Instandhaltung der dortigen Bachsperren gebauten Fahrweg entlang der Bachsohle ist zwischen 1.110 und 1.180 m die Gleitmasse der **Massenbewegung Dürnbachwald** angeschnitten. In 1.140 m (R: 292888, H: 5238148) liegt eine stark intern aufgelockerte Gesteinsscholle bestehend aus einem phyllonitischen Glimmerschiefer mit Einfallen des sekundären planaren Gefüges von 060/10 vor. Wäre man hier aufgrund des kleinräumigen Verbänderhalts noch geneigt, von einem Bereich einer Gleitung zu sprechen, so belegt der Aufschluss in 1.180 m (R: 292863, H: 5238283) eindeutig eine lithogenetische Neubildung aus Lockergestein, d.h. in diesem Fall eine Gleitmasse. So findet man angulare Klasten, teils korngestützt (Lithofazies S_{CC}), teils matrixgestützt (Lithofazies S_{SC}). Einige größere Komponenten könnten von inkorporierten Eisrandsedimenten stammen. Säbelwuchs des Baumbestands zeigt an, dass der Massenbewegungskörper gegenwärtig aktiv, d.h. in Bewegung ist. Die Abrisskante der Gleitmasse reicht bis etwa 1.390 m hinauf. Darüber folgt der Bereich einer Gleitung bestehend aus leicht bis mäßig aufgelockertem phyllonitischem Glimmerschiefer mit einem sekundären planaren Gefüge von 040/20 (R: 293151, H: 5238389). Das Trennflächengefüge indiziert, dass für die Ausbildung der zuvor erwähnten wie auch der nachfolgend beschriebenen Versatzstrukturen das Klufsystem maßgeblich war und ist. Die Hauptabrisskante der gesamten Massenbewegung Dürnbachwald reicht bis rund 1.500 m. Im östlichen Abschnitt greift die Hangbewegung in Eisrandablagerungen und Grundmoränenablagerungen, die im Bereich westlich der Skipiste aufgeschlossen sind. So ist bei einem Aufschluss (R: 293235, H: 5238465) an Staffeln mit Sprunghöhen von 3–7 m glaziales Material versetzt. Diese kleinen Teilabrisskanten sind verwachsen und lassen mit Stand 2017 keine Aktivität in diesem Segment des daraus gebildeten Hauptabrisses erkennen.

Die nördlich anschließende **Massenbewegung Dürnbach – Gensbichlalm** lässt sich wiederum in drei Teilbereiche untergliedern. Der oberste Abschnitt liegt im Bereich der Talstation des Gensbichlalm-Sessellifts (1.772 m), wo morphologisch kleinere Abrissstufen sowie Zerrgräben ersichtlich sind. Die höchsten, bis 1.800 m reichenden Abrisse greifen in die Grundmoränenflächen ein. Der phyllonitische Glimmerschiefer bzw. Paragneis weist ein Einfallen des sekundären planaren Gefüges von 305/20–30 auf. Für die Ausprägung des Versatzes innerhalb des mäßig bis stark aufgelockerten Felsverbandes sind vor allem mehr oder weniger hangparallel streichende Klüfte mit Einfallen von 230/45 und 215/25 verantwortlich (R: 293134, H: 5239479). Bei einer NW–SE streichenden Zerrspalte (R: 293080, H: 5239428) belegen gespannte Wurzeln deutliche Aktivität.

Die Hauptabrisskante dieser Massenbewegung setzt süd-südwestlich der Talstation in 1.700 m im stark aufgelockerten Felsverband an. Der daran anschließende Massenbewegungskörper weist im bewaldeten Gebiet keine Aufschlüsse auf, die direkte Hinweise auf die Kinematik bzw. den Versagensmechanismus in erster Linie anhand des Trennflächengefüges liefern. Die im Laserscan ersichtliche undulierende Morphologie sowie die eigentümliche Geometrie deutet eher auf einen Fließprozess hin. Die Gefügaufnahmen im Abrissbereich lassen ebenso den Bereich einer Gleitung plausibel erscheinen. Die Geometrie der Massenbewegung im distalen, d.h. tieferen Bereich, weist zwei Lappen auf. Diese Eigentümlichkeit kann mit dem Auflaufen auf einen relativ stabilen Felsbereich, der die vermutlich wenige Dekameter tief reichende Massenbewegung teilt, erklärt werden. Dieser als „Prellbock“ wirkende Riegel erstreckt sich an der orographisch linken Seite des Dürnbaches entlang des Bachbetts von 1.190 bis 1.290 m und besteht aus leicht bis mäßig aufgelockertem Quarzit bis quarzreichem Glimmerschiefer mit offenen Klüften und einem sekundären planaren Gefüge von 090–110/20 (R: 292830, H: 5238547). Der wohl bekannteste Teil der Massenbewegung Dürnbach – Gensbichlalm ist die **„Hohe Plaike“** (siehe FÜRLINGER, 1972a, 1988), jener sehr aktive, überwiegend vegetationsfreie Abschnitt. Diese Plaike gehört zu einem größeren überwiegend bewaldeten kinematischen Homogenbereich, der sich auf Niveau des Dürnbaches von rund 1.440 bis hinab auf 1.350 m erstreckt. Die zugehörige Hauptabrisskante durchtrennt im nordöstlichen Abschnitt ein kleines Grundmoränenareal. Bei einem dortigen Aufschluss (R: 292874, H: 5239292) ist in dem phyllonitischen Glimmerschiefer (mit einem das sekundären planaren Gefüge von 120–140/05–15) eindeutig eine Gleitfläche mit Einfallen 260/45 zu sehen, deren Ausbildung durch dementsprechende Klüfte vorgezeichnet war. Der Massenbewegungskörper einschließlich der „Hohen Plaike“ lässt sich demnach als Gleitmasse charakterisieren, die neben einem stark zerlegten „Felschollenmosaik“ insgesamt schon Lockergesteinscharakter aufweist und im Abriss- und Fußbereich deutlich aktive Bewegung zeigt.

Flussaufwärts von der beschriebenen Massenbewegung Dürnbach – Gensbichlalm sind an der orographisch linken Talflanke bis zum Braunkogel (2.167 m) vergleichsweise unbedeutende und initiale Massenbewegungen, meist als Bergzerreibungen mit Zerrgräben und antithetischen Brüchen oder mit Abrisskanten ohne großen Versatz entwickelt (siehe HEINISCH & PANWITZ, 2016b).

Mühlbachtal

Glaziale und periglaziale Ablagerungen: Hinweise auf spätglaziale Gletscherstände fehlen mit Ausnahme des Kars nördlich Frühmesser (2.233 m), wo vermutlich der Egesen-Stand mit einer Endmoränenablagerung dokumentiert ist. Im Kar nordöstlich Wildkogel (2.224 m) befindet sich eine Blockgletscherablagerung, deren Untergrenze in ca. 2.050 m liegt.

Massenbewegungen: Die **Massenbewegung Geisl Mittelalm** ist die einzige über ein initiales Entwicklungsstadium deutlich hinausgekommene, große tiefgründige gravitative Hangbewegung im Einzugsgebiet, die zudem auch hinsichtlich Chronologie eine Komplexität aufweist.

Die morphologisch ersichtliche Hauptabrissskante greift östlich der Geisl Hochalm in den Rücken nördlich des Wildkogels (2.224 m) ein. Der erkennbare höchste Ansatz liegt in 2.040 m. Dabei ist auch ersichtlich, dass eine glazial überformte, überwiegend mit Grundmoränenablagerung bedeckte Fläche von der Massenbewegung erfasst wird. Interessanterweise nimmt die Sprunghöhe zwischen Abrisskante und morphologisch identifizierbarem Massenbewegungskörper den Rücken abwärts von 10 bis 30 m (oberhalb 1.900 m) auf über 100 m (bei ca. 1.700 m) zu. Die Hauptabrisssbahn ist südlich der Geisl Hochalm nicht mehr erkennbar. Dort treten Staffeln von WSW–ENE verlaufenden antithetischen Bruchstrukturen in einem überwiegend von Grundmoränenablagerungen geprägten Gelände auf. Aufschlüsse an der Abrisskante ENE der Geisl Hochalm (R: 296018, H: 5241867) in ca. 1.950 m zeigen einen verfalteten mit 20–30° gegen W bis SW abtauchenden Glimmerschiefer mit leichter Auflockerung. Die Klüftung ist von steilstehenden SW–NE streichenden Trennflächen dominiert. Daneben sind untergeordnet N–S und E–W streichende Klüfte zu finden. Die unmittelbar bewegte Felsmasse (R: 295975, H: 5241880) zeigt mäßige Auflockerung mit offenen Klüften und Ablösung der Kluffkörper als Blöcke.

Interessanterweise tritt die Massenbewegungsmorphologie hangabwärts nach Norden zurück, d.h. unterhalb der Geisl Hochalm erst unter Grundmoränenablagerung und dann, ab 1.800 m abwärts, unter spätglazialen Eisrandablagerungen und letztlich unter jenen Ablagerungen der Vorstoßphase im LGM (siehe oben). Am Ostrand der bewegten Masse unmittelbar östlich der Geisl Mitteralm (1.595 m) befindet sich in etwa 1.630 m ein Aufschluss (R: 296170, H: 5242558), wo oxidiertes Phyllitschutt (Lithofazies SSC–SCc) einen stärker kompaktierten, beige matrixgestützten und massiven Diamikt (Dmm) überlagert. Dieser Diamikt ist eine Grundmoränenablagerung, die wiederum auf einem stark aufgelockerten Phyllit mit einem sekundären planaren Gefüge von 265/50 liegt.

Im unmittelbar Liegenden der LGM–Vorstoßsedimente liegt stark aufgelockertes phyllonitisches Glimmerschiefer und Paragneis, zum Teil granatführend, mit einem sekundären planaren Gefüge von 280/10 vor (in ca. 1.505 m und damit 50 m über dem Bach; AS 18/040; R: 295442, H: 5242604). Das Vorkommen wie auch die flache Lagerung dieser Lithologie der Wildkogel-Decke überrascht an dieser Position, da hier tektonisch bedingt im stabilen Bereich die Gesteine der Windau-Decke zu erwarten sind (siehe HUET et al., 2020b). So findet man festen kompakten Felsen, allerdings aus hier offensichtlich anstehendem Phyllit und Quarzphyllit, auf Bachniveau nur 200 m entfernt in Richtung ENE (R: 295600, H: 5242713) mit einem sekundären planaren Gefüge von 190/45–60. Somit ist das Vorkommen von phyllonitischem Glimmerschiefer und Paragneis, zum Teil granatführend, ein lithologischer Marker für eine gravitativ bedingte talwärtige Verschiebung einer lithologischen (phyllonitischer Glimmerschiefer und Paragneis, zum Teil granatführend vs. Quarzphyllit) und damit auch tektonischen Grenze (Wildkogel-Decke vs. Windau-Decke) um mindestens rund 100 Höhenmeter in Bezug auf den aus dem stabilen Umfeld zu projizierenden Verlauf der Deckengrenze. Ein derartiger Versatz wurde auch schon von AMPFERER & OHNESORGE (1918) in der geologischen Karte 1.75.000 dargestellt.

Aus diesen geologischen Verhältnissen ist abzuleiten, dass der dominierende Prozess eines gleitenden Hangversagens durch progressive und hangaufwärts rückschreitende Bruchbildung unter (teilweiser) Verwendung der Schieferung und der v.a. SW–NE streichenden Klüftung ermöglicht wurde. Berücksichtigt man zudem die Gesamtgeometrie, d.h. die Entwicklung der ersichtlichen Sprunghöhe der Hauptabrissskante sowie die Lagerungsverhältnisse – den stark aufgelockerten phyllonitischen Glimmerschiefer und Paragneis im Liegenden der Grundmoräne und den gravitativ talwärts auf den Phyllit bzw. Quarzphyllit überschobenen stark aufgelockerten Glimmerschiefer im Liegenden der LGM–Vorstoßsedimente – so liegt hier eine komplexere Chronologie der Massenbewegung vor: (1) Vor dem LGM erfolgte eine große Massenbewegung, die den phyllonitischen Glimmerschiefer und Paragneis der Wildkogel-Decke in das Niveau der liegenden Windau-Decke hangabwärts umlagerte und die (2) wahrscheinlich im Fußbereich teilweise fluviatil erodiert wurde, ehe (3) der *status quo ante* im Zuge der LGM–Vorstoßphase von Eistauseesedimenten überschüttet und so im mittleren und tieferen Hangabschnitt konserviert wurde. Spätestens am Höhepunkt des LGM erfolgte (4) eine partielle subglaziale Erosion der höheren Abrissbereiche samt Bedeckung durch Grundmoränenablagerung. Die vermutlich (5) ab dem Würm–Spätglazial beginnende bzw. wiedereinsetzende Massenbewegung mit Ausbildung einer Abrisskante mit einer vergleichsweise geringen Sprunghöhe spiegelt die jüngste zumindest partielle Reaktivierung und vermutlich auch rückschreitende Erweiterung im oberen Hangabschnitt wider. Aufgrund der Bedeutung der Chronologie und der Bedeutung für das Verständnis der lithologischen Verbreitung im Kartenbild, wird der post-LGM reaktivierte bzw. erweiterte Teil des Massenbewegungsareals als Bereich einer Gleitung und der konservierte prä-LGM dislozierte Anteil (Glimmerschiefer der Wildkogel-Decke) als Gleitmasse im Verband im Sinne von LOTTER et al. (2021) ausgewiesen.

Massenbewegungen im Salzachtal östlich Neukirchen

Die Westgrenze der Massenbewegung Walsberg Hochalm wird durch NNW–SSE streichende und überwiegend steilstehende Trennflächen (Klüfte/Störungen) verursacht. Dieses Trennflächensystem spiegelt sich auch im Verlauf der Bachläufe wider. In Summe sind Abrissflächen bzw. Begrenzungen der Massenbewegung durch Kluffflächen vorgezeichnet, wogegen das flach bis mittelsteil in den Hang einfallende sekundäre planare Gefüge nicht an der Bewegungsentwicklung beteiligt ist. Das Trennflächeninventar ist somit für Gleitprozesse grundsätzlich nicht prädestiniert. Demgegenüber setzte ein langsames Fließen im Felsverband ein, dessen Tiefgang aufgrund geometrischer und geomechanischer Überlegungen im Bereich zwischen 30 und 70 m liegen dürfte. Die Stirn der Massenbewegung läuft im Mittelhang der SE-exponierten Talflanke auf eine Verflachung auf, wo an der Grenze zum stabilen Bereich bei Kematanger (siehe unten) Kompressionswälle ausgebildet sind, in denen ein, wenn auch stark aufgelockertes, Felsverband ersichtlich ist. Der stabile Bereich bei Kematanger hebt sich morphologisch von dem unruhigen durch Fließen gekennzeichneten Massenbewegungskörper durch eine gleichmäßige Formung und durch eine Grundmoränenbedeckung ab. Im Südwesteck der Mas-

senbewegung östlich bis südöstlich Waxeneck reicht der Fließprozess aufgrund der Tiefenerosion und Versteilung des Hanges hin zum Weyerbachgraben tiefer herab und hat sich dort progressiv zu einem sekundären Gleitprozess weiterentwickelt. Dieser diskret stärker dislozierte und gut zu umgrenzende Teilabschnitt mit stark aufgelockertem Felsverband kann als Bereich einer Gleitung ausgewiesen werden. Vermutlich sorgte die rückschreitende Erosion des Weyerbaches entlang NNW–SSE streichenden Störungen für die Unterschneidung dieses, bereits durch das Fließen im Fels aufgelockerten Teilbereiches.

Die Unterhänge im Bereich der **Massenbewegung Walsberg – Leiten** sind von der Morphologie und Mechanik unabhängig von der Massenbewegung Walsberg Hochalm zu betrachten. Markant ist eine Abrisskante, die in etwa 1.160 bis 1.180 m über mehr als 500 m parallel zum Salzachtal bis zum Weichseldorfer Graben läuft. An dieser wie auch an den unmittelbar oberhalb davon ersichtlichen Zerrgräben, ist eine Aktivität mit gespannten Wurzeln ersichtlich. Unterhalb der Abrisskante zeigt der Hang eine konvexe Wölbung, die auch hier einen Bereich eines langsamen Fließens im Fels anzeigt.

Westlich des Weyerbachgraben bzw. östlich der Ambrosiuskapelle sind zwischen 1.400 und 1.600 m mehrere, Salzachtal-parallele antithetische Brüche entwickelt. Diese spiegeln eine tiefgreifende **Kippung (Toppling)** entlang eines steilstehenden Kluftsystems wider. Dieser Bewegungsmechanismus ist dann am Ostrand von GK 121 und auf GK 122 (HEINISCH et al., 2003) in gleichartiger Position ebenfalls anzutreffen.

Zusammenfassung

Die glaziale Entwicklung auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen im Bereich der GK 121 und näherer Umgebung entspricht in großen Zügen jener auf der Nordseite (REITNER, 2024).

Die LGM-Vorstoßphase ist im Mühlbachgraben durch ertrunkene Deltaablagerungen, die einen ansteigenden Eisstauseespiegel belegen, abgebildet. Ein derartiges Szenario ist nur mit dem Anwachsen des durch Tauerneis genährten Salzachgletschers bzw. eines seiner Teilströme aus den Hohen Tauern erklärbar. Für die dazugehörige Eisdynamik sei auf HEINISCH et al. (2015) samt paläogeographischer Schemaskizzen verwiesen. Jedenfalls waren die Lokalgletscher im Mühlbacheinzugsgebiet in dieser Phase zu schwach und so konnten sich die hinsichtlich Geometrie variierenden und weit hinaufreichenden Eisstauseebecke bis weit in das obere Mühlbachtal entwickeln.

Die Verteilung von erratischen Blöcken und Geschieben zeigt, dass Zentralgneis führendes Tauerneis zu keinem Zeitpunkt die Transfluenzspässe vom Salzachjoch (im Westen) über die Filzenscharte bis zur Geigenscharte im Osten Richtung Norden überströmte. Hinsichtlich Stangenjoch ist angesichts von wenigen Erratika im Bereich der Stangenalm und auch am Ostrand des oberen Spertentals von einem vergleichsweise unbedeutenden Zentralgneis führenden Teilstrom wahrscheinlich, am Klimax des LGM, auszugehen. Die Rekonstruktionen zeigen für den überwiegenden Teil des Berichtsgebietes einen Zentralgneis führenden Gletscherfluss nur am Südfuß der Kitzbüh-

heler Alpen. Die zuvor erwähnten Transfluenzspässe wurden stattdessen von Eis, dessen Akkumulationsgebiet auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen lag, Richtung Kelchsau, Windau und Spertental überflossen.

Die Verbreitung von subglazialen Sedimenten und insbesondere von ebensolchen Formen ist sehr eindrücklich in den von großen Massenbewegungen verschonten Gebieten zu sehen. Dabei ist das Trattenbachtal und ganz besonders dessen Westflanke hervorzuheben, wo im Gelände und auch im DEM die Überformung durch einen talaufwärts, gegen Norden strömenden Eisstrom prägnant erkennbar ist. In weiterer Fortsetzung gegen Norden liegt dort mit der mustergültig subglazial überformten Filzenscharte (1.686 m) der hinsichtlich überströmender Eismenge bedeutendster LGM-Transfluenzpass von GK 121 vor. Kleinere Eisübertritte zwischen einzelnen Tälern der Südseite, so vom Nadernachtal in das Trattenbachtal spiegeln die Eisstromrichtung südlich der Wasserscheide gegen Ost bzw. Nordost wider. Drumlinoide Formen nahe dieser Übergänge zeigen *deformable bed*-Bedingungen bis wenig unterhalb der rekonstruierten ehemaligen Eisoberfläche. Generell wurden die Belege für Eisstromhöhe, wie beispielsweise bei der Filzenscharte mit einer Lage in ca. 2.200 m, schon bei PENCK & BRÜCKNER (1909: 269) detailliert und gut beschrieben.

Der Zusammenbruch des Eisstromnetzes in der Eiszerfallphase im frühen Würm-Spätglazial manifestiert sich auf der Südseite mit weit hinaufreichenden Eisrandablagerungen. Interessanterweise findet man diese in den höchsten Lagen auch im nordschauenden Teil des Mühlbachtals, wo es offensichtlich zu dieser Zeit keine starke Eigenvergletscherung gab. Anders gelagert sind die Verhältnisse bei Königsleiten, wo ein Salzach-(Lokal-)gletscher, genährt durch sein Einzugsgebiet in den Kitzbüheler Alpen, einen Vorstoß in der Eiszerfallphase machte. Diese Situation ist durch eine Grundmoräne über Eisrandsedimente mit Toteiskontaktstrukturen gut belegt. Eine derartige Gletscherscheroszillation ist im Einklang mit den Befunden aus den Kitzbüheler Alpen (REITNER, 2005, 2007; MENZIES & REITNER, 2016) und den vielen höhergelegenen Gebirgszügen der Ostalpen (siehe REITNER et al., 2016 und „Steinach subglacial till“ in VAN HUSEN & REITNER, 2022).

Eine große Gletscherzunge des aus Ober- und Untersulzbachtal genährten Sulzbachgletschers erfüllte das Zungenbecken von Rosenthal – Sulzau (Gemeinde Neukirchen am Großvenediger) während des **Gschnitz-Stadials** (vgl. KINZL, 1930). In Fortsetzung der eindrucksvollen Seitenmoräne von Schwabreit finden sich die distalsten, d.h. östlichsten glaziogenen Ablagerungen auf der südlichen Salzachtalseite nahe der Mündung des Aschbaches. Auf der Nordseite belegt die Endmoräne mit der Hieburg bei Rosental diesen Gletscherstand. Vom Gletscher überfahrene glaziolakustrine Sedimente bei der Venedigersiedlung (Neukirchen am Großvenediger) belegen, so wie Ablagerungen nahe Unter-Scheffau, den Vorstoß des Gschnitz-Gletschers zu seiner Maximalausdehnung.

Belege für das Gschnitz-Stadial auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen auf GK 121 fehlen. Erosive fluviatile Ausräumung, die vielen Massenbewegungen und sicherlich die Aufarbeitung von glaziogenen Ablagerungen durch nachfolgende Blockgletscher haben alle Spuren dieser bedeutenden Lokalvergletscherung verwischt.

Die **Hinterlassenschaft des Egesen-Stadials** an Moränenablagerungen im Pinzgauer Anteil der Kitzbüheler Alpen auf GK 121 ist sehr bescheiden. Nur im Quelltal der Salzach sowie in den Einzugsgebieten des Nadernachbaches, des Trattenbaches und des Dürnbaches konnten anhand von End- bis Seitenmoränenwällen Paläogletscher der Jüngeren Dryas rekonstruiert werden. Deren Größe liegt meist im Bereich von 0,5 km². Ein Ausreißer nach oben und damit der größte Egesengletscher mit auch typischen mehrfach gestaffelten Endmoränen (hier mind. vier Halte) lag im Quellgebiet der Salzach beim Schwebenboden mit Nordost- bis Ostexposition vor. Gerade bei den kleinen Lokalgletschern war deren Existenz und Größe stark durch sehr lokale Bedingungen wie Schuttdargebot von den Karwänden beeinflusst. Die blockreichen Endmoränenkörper, wie auch die gelegentlich kartierbaren Ablationsmoränen, zeugen von stark schuttbedeckten Egesen-zeitlichen Gletschern, sodass für spätere Rekonstruktionen der Schneegrenzhöhe (ELA) nur die höchsten Ansätze der Seitenmoränen (Methode nach LICHTENECKER, 1938 bzw. MELM) sinnvoll erscheinen. Eine gewisse Systematik mit paläoklimatischer Ursache ist dennoch aus den wenigen Kartierungsdaten herauszulesen. Bis auf ganz wenige Ausnahmen liegen die rekonstruierten Paläogletscher auf ostexponierten Hängen, was auf dementsprechende Schneeverfrachtung aus westlicher Richtung und Akkumulation im Lee hindeutet. Das hängt natürlich auch mit den vorhandenen Karräumen zusammen, die westexponiert kaum vorhanden sind. Somit kann man auf der Südseite der Kitzbüheler Alpen dasselbe Muster wie auf der Nordseite erkennen. Die **Karbildung im Pleistozän** wie auch die Vergletscherung im Egesen-Stadial spiegelt schneebbringende West- bis Nordwestwetterlagen wider. Auch die einzige Vergletscherung mit Südexposition, beim Mitterkopf im Oberen Trattenbachtal, funktioniert mit dieser Erklärung. Der rekonstruierte kleine schuttbedeckte Gletscher auf der Westseite des Müllachgeiers (2.254 m) reflektierte wohl auch das starke Schuttdargebot in dem Phyllitgebiet.

Der Bildungszeitraum der Blockgletscherablagerungen (= reliktsche Blockgletscher) war wohl auch überwiegend im Egesen-Stadial (Jüngere Dryas). Ältere derartige periglaziale Bildungen könnten – in Anlehnung an die Ergebnisse aus der Reißbeckgruppe (STEINEMANN et al., 2020) – in den tieferen Abschnitten der bis 1.800 m hinabreichenden großen Blockgletscherarealen an der westexponierten Flanke des Trattenbaches (Sonntag Hochalm, Montlangeralm) vorliegen.

Große Areale werden von tiefgreifenden gravitativen **Massenbewegungen** geprägt. Besonders an den Hängen zum Salzachtal ist zu erkennen, dass die erste Phase des Hangversagens häufig durch Toppling entlang von Klüften charakterisiert ist. Die dadurch entstandenen antithetischen Brüche entwickelten sich dann in Zuge der weiteren Hangdeformation in Abrisse oder wurden von den Abrissnischen diskordant durchschnitten. Die bewegten Massen sind bei Erhaltung des Felsverbandes im Abrissbereich eher als Gleitungen zu charakterisieren, die hangabwärts – bedingt durch die hohe Teilbeweglichkeit von Phyllit und Glimmerschiefer – häufig in Bereiche mit langsamen Fließen übergehen. Durch die fortschreitende Entfestigung des Felsverbandes konnte einerseits eine Transformation in eine Fließmasse mit Lockergesteinscharakter

erfolgen. Andererseits konnten sich im Fußbereich eines langsamen Fließens oder einer Gleitung, im noch erhaltenen aber meist stark aufgelockerten Felsverband, häufig meist kleinere Nischen mit sekundären Fließ- oder Gleitmassen entwickeln.

Hinsichtlich Zeitlichkeit des Massenbewegungsgeschehens kann generell festgehalten werden, dass große Anteile der im LGM subglazial geformten Landschaft nachfolgend gravitativ überprägt wurden. Damit ist das Würm-Spätglazial im Regelfall der früheste Zeitraum für den Beginn der Massenbewegungen. Von Fließ- oder Gleitmassen überfahrene LGM-Grundmoräne oder Eisrandablagerungen der spätglazialen Eiszerfallsphase sind durchaus kein seltenes Phänomen, das auch schon für das Windautal im Norden der Kitzbüheler Alpen (LOTTER & REITNER, 2024) beschrieben wurde. Ganz wenige Massenbewegungen zerreißen spätglaziale Ablagerungen, wie beispielsweise Blockgletscherablagerungen der Jüngeren Dryas wie im Fall der Montlangeralm im Trattenbachtal, sodass man (Re-)Aktivierungsphasen besser eingrenzen kann.

Eine große Ausnahme hinsichtlich Alter der Massenbewegungsstrukturen bildet die Massenbewegung Geisl Mitteralm im Mühlbachtal, wo vermutlich ein wesentlicher Abschnitt der kinematischen Entwicklung schon vor dem LGM erfolgt ist.

Die auch gegenwärtig aktivsten Massenbewegungen konnten unter Berücksichtigung der Beschreibungen von FÜRLINGER (1972a, 1988) erwartungsgemäß im Dürnbachtal erfasst werden.

Literatur

AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1918): Rattenberg 1:75.000. Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Nr. 5048. – 1 Blatt, k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.

BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. (2010): *Glaciers & Glaciation*. – 802 S., London (Hodder Education).

CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie Stratotypen des Würm-Glazials. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **35**, 185–206, Hannover.

CLAR, E. & CORNELIUS, H. (1936): Die Großglockner-Hochalpenstraße. – In: GÖTZINGER, G.: III. Internationale Quartär-Konferenz Wien, September 1936. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich: II. Teil, 11–20, Geologische Bundesanstalt, Wien.

DRESCHER-SCHNEIDER, R. & REITNER, J.M. (2018): Die Neuinterpretation der Stappitzer See-Bohrungen im Kontext der Klimageschichte und Landschaftsentwicklung. – *Carinthia II*, **208/128**, 369–398, Klagenfurt.

FÜRLINGER, W.L. (1972a): Talzusub und Wildbachverbauung. – Dissertation, Universität Wien, 240 S., Wien.

FÜRLINGER, W.L. (1972b): Mechanismus einer Hangbewegung in Quarzphylliten und dessen Kontrolle im gefügeäquivalenten Modellversuch. – *Geologische Rundschau*, **61/3**, 871–882, Stuttgart.

- FÜRLINGER, W.L. (1988): Geologische Kartierung und Beschreibung des Dürnbaches mit besonderer Berücksichtigung der Hangbewegungen. – Mitteilungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien (FBVA Wien), **161**, 209–243, Wien.
- HEINISCH, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 392–395, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 370–373, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 258–261, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 262–267, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 360–366, Wien.
- HEINISCH, H. & ZADOW, A. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133/3**, 452–457, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HUET, B., REISER, M. & GRASEMANN, B. (2020a). Hierarchisches Glossar planarer, linearer Strukturen und Bewegungsrichtungsindekatoren. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **138**, 57 S., Wien.
- HUET, B., ROGOWITZ, A., LINNER, M. & IGLSEDER, C. (2020b): Bericht 2017–2019 zur Kartierung der Deckengrenze zwischen Wildkogel- und Windau-Decke auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und 122 Kitzbühel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 466–470, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2021): Bericht 2015–2019 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Subpenninikum und Penninikum auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 186–191, Wien.
- JELLEN, C. (2023): Ingenieurgeologische Untersuchungen von tiefgreifenden Hangbewegungen und ihre Auswirkungen im Dürnbachtal bei Neukirchen am Großvenediger – Österreich. – Masterarbeit, Universität Erlangen-Nürnberg, XX + 118 S., Anlagenband, Erlangen.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 151, Krimml. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, **132**, 5–10, Rotterdam.
- KINZL, H. (1930): Alte Gletscherstände im Oberpinzgau und Gerlostal. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **18**, 227–233, Leipzig.
- LICHTECKECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – In: GÖTZINGER, G. (Red.): Verhandlungen der 3. Internationalen Quartär-Konferenz, 141–147, Wien.
- LINNER, M., REITNER, J.M. & PAVLIK, W. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 179 Lienz. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LOTTER, M. & REITNER, J.M. (2024): Bericht 2016–2017 über geologische Aufnahmen von gravitativen Massenbewegungen in der Windau auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162/1–4** (2022), 167–179, Wien.
- LOTTER, M., STEINBICHLER, M. & REITNER, J.M. (2021): Ergänzung und Erratum zu „Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich“ (STEINBICHLER et al., 2019). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **161/1–4**, 157–160, Wien.
- MENZIES, J. & REITNER, J.M. (2016): Microsedimentology of ice stream tills from the Eastern Alps, Austria – a new perspective on till microstructures. – *Boreas*, **45**, 804–827, Oxford. <https://doi.org/10.1111/bor.12189>
- MITROVIC, J. (2023): Geotechnische Untersuchungen tiefgreifender Hangdeformationen im Dürnbachtal bei Neukirchen am Großvenediger in Österreich – Digitalisierung mit ArcGIS Pro. – Masterarbeit, Universität Erlangen-Nürnberg, XV + 82 S., Anlagenband, Erlangen.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Band 1, XVI + 1–393; Band 2, X + 395–716; Band 3, XII + 717–1199, Leipzig (Chr. Herm. Tauchnitz).
- REITNER, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation, Universität Wien, XIII + 190 + 112 S., Beilagenband, Wien.
- REITNER, J.M. (2007): Glacial Dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, **164/165**, 64–84, Oxford.
- REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148**, 248–254, Wien.
- REITNER, J.M. (2016): Bericht 2001–2003 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz und Blatt 178 Hopfgarten in Deferegggen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 289–292, Wien.
- REITNER, J.M. (2024): Bericht 2016–2020 über geologische Aufnahmen im Quartär des Einzugsgebietes der Brixentaler Ache und im Spertental auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-13 Kufstein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162/1–4** (2022), 183–202, Wien.
- REITNER, J.M. & MENZIES, J. (2020): Microsedimentology of tills near Ainet, Austria – were palaeo-ice streams in the European Alps underlain by soft deforming bed zones? – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **113/1**, 71–86, Wien.
- REITNER, J.M. & MENZIES, J. (2024): Subglacial deformation and till formation in a stratigraphic complex Late Pleistocene sequence (Einödgraben/Aurach, Kitzbühel Alps, Austria). – *E&G – Quaternary Science Journal*, **73/1**, 106–116 (Copernicus Publications). <https://doi.org/10.5194/egqsj-73-101-2024>
- REITNER, J.M., GRUBER, W., RÖMER, A. & MORAWETZ, R. (2010): Alpine overdeepenings and paleo-ice flow changes: an integrated geophysical-sedimentological case study from Tyrol (Austria). – *Swiss Journal of Geoscience*, **103**, 385–405, Basel.

REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNEN, 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 (Copernicus Publications). <https://doi.org/10.3285/eg.65.2.02>

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

STEINEMANN, O., REITNER, J., IVY-OCHS, S., CHRISTL, M. & SYNAL, H.-A. (2020): Tracking rockglacier evolution in the Eastern Alps from the Lateglacial to the early Holocene. – Quaternary Science Reviews, **241**, Artikel-Nr. 106424, 1–19, Amsterdam.

VAN HUSEN, D. & REITNER, J.M. (2022): Quaternary System. – In: PILLER, W.E. (Ed.), FRIEBE, J.G., GROSS, M., HARZHAUSER, M., VAN HUSEN, D., KOUKAL, V., KRENMAYR, H.G., KROIS, P., NEBELSICK, J.H., ORTNER, H., PILLER, W.E., REITNER, J.M., ROETZEL, R., RÖGL, F., RUPP, C., STINGL, V., WAGNER, L. & WAGREICH, M. (2022): The lithostratigraphic units of Austria: Cenozoic Era(them). – Abhandlungen der Geologische Bundesanstalt, **76**, 240–267, Wien.

Blatt 122 Kitzbühel

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von JÜRGEN M. REITNER, MICHAEL LOTTER & BENJAMIN HUET.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming

GERIT E.U. GRIESMEIER

Einleitung

Im Berichtsjahr wurden folgende Gebiete in den Sölkälern aufgenommen:

Im Westen des Kartenblattes wurden der Galsterberg und Bereiche im hinteren Sattental begangen. Zusätzlich wurden Randbereiche des Kartenblattes im Seewigtal untersucht. Weitere Geländeaufnahmen erfolgten in zwei Karen im GroßsölktaI und in mehreren Seitentälern im KleinsölktaI. Die Beschreibung erfolgt entsprechend der Einzugsgebiete von West nach Ost.

Seewigtal

Im Seewigtal, dessen Talboden bereits auf dem Kartenblatt 127 Schladming liegt, wurde das Pleschnitzkar näher untersucht. Die untersten Bereiche des Kares bzw. Tales sind großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt, nur im unteren Tiefenbach-Abschnitt sind diese von lokalen Eisrandablagerungen überlagert. Letztere sind an der deutlich besseren Rundung der Komponenten und der sandigeren Matrix zu erkennen. Im Pleschnitzkar, auf 1.560 m Seehöhe, befindet sich ein Endmoränenwall, der aus einem korngestützten Diamikt aufgebaut ist. Die daran anschließende Seitenmoränenablagerung ist morphologisch gut zu erkennen. An der Ostseite ist sie vom Bach anerodiert, an der Westseite ist hingegen eine deutliche Mulde ausgebildet, die allerdings keine Spuren von fluvialer Erosion aufweist. Daher wird interpretiert, dass die Mulde von einer Gletscherzunge geformt wurde, die auch

den Moränenwall ablagerte. Aufgrund der Höhenlage, Größe und Exposition des Einzugsgebietes ist anzunehmen, dass ein kleiner Gletscher im Gschnitz-Stageial diese Moräne und ein kleines Zungenbecken hinterlassen hat. Oberhalb der Wallformen tritt Grundmoränenablagerung auf, die sich bis knapp unterhalb der Ochsenkarhöhe (1.975 m) verfolgen lässt.

Schigebiet Galsterberg (Obere Galsterbergeralm)

Die Gondelbahn, die in das Zentrum des Schigebietes führt, verläuft zunächst über Phyllit des Ennstal-Komplexes. Etwa 500 m südöstlich der Pirkalm ist der Gesteinsverband stark aufgelockert und es treten keine Felsaufschlüsse auf. Morphologisch ist am Hang eine Hohlform erkennbar, die darauf schließen lässt, dass es sich um eine Massenbewegung handelt. Bei der Begehung konnte folglich auch kein Felsverband erkannt werden. Am Laserscanbild lässt sich aber eine schwache „Treppe“ des Geländes ausmachen, die auf einen partiell erhaltenen Gesteinsverband schließen lässt. Die Massenbewegung wird daher als „Bereich eines langsamen Fließens“ klassifiziert. Die westliche Begrenzung der Massenbewegung ist undeutlich ausgebildet, sie liegt etwa auf einer Seehöhe von 1.500 m. Die Süd- und Nordgrenze hebt sich deutlich hervor. Morphologisch lässt sich der Bereich des langsamen Fließens bis auf etwa 1.100 m hinab verfolgen. Da die Begehung des unteren Teils der Massenbewegung noch aussteht, kann eine endgültige Abgrenzung dieser noch nicht vorgenommen werden. Die Massenbewegung wird im Norden von Phyllit, im Süden von einem Marmorzug des Wölz-Komplexes umrahmt. Die Massenbewegung überlagert somit die Deckengrenze zwischen Öblarn-Decke und Donnersbach-Decke. Der Marmorzug beinhaltet Kalzit- und Dolomitmarmor. Der Kalzitmarmor liegt zumeist gelblich-weiß gebändert und grobkörnig vor, während der