

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 Söltkälern 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 Großsöltkäl und in mehreren Seitentälern im Kleinsöltkäl. 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-Stadial 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

Dolomitmarmor grau und feinkörnig ausgebildet ist. Im Zentrum des Schigebietes tritt Granat-Glimmschiefer des Wölz-Komplexes auf und die Mulden, in denen zumeist die Schipisten verlaufen, sind zumeist mit Grundmoränenablagerung ausgekleidet. Letztere ist trotz der starken anthropogenen Überarbeitung des Geländes in einzelnen Aufschlüssen noch deutlich erkennbar. Glaziogene Wälle sind nicht entwickelt. Eine kleine Blockgletscherablagerung tritt oberhalb des Bottinghauses (1.630 m Seehöhe) bei einer kleinen Lacke auf. Die Untergrenze der Ablagerung befindet sich auf 1.700 m Seehöhe. Unterhalb des Schigebietes, im Bereich des Griebbaches zwischen 1.000 m und 1.400 m Seehöhe kommt eine Eisrandablagerung vor. Deren Matrix ist siltig bis sandig ausgebildet und die Komponenten weisen zum Teil eine gute Rundung auf.

Sattental

Im Sattental wurde der Nordhang im hinteren Talbereich, von der Peterbaueralm (1.488 m Seehöhe) bis zur Lahntalrinne, quartärgeologisch untersucht. Die Umgebung der Peterbaueralm ist von Grundmoränenablagerung bedeckt, deren Feinanteil jedoch häufig fehlt. Zumeist tritt komponentengestützter Diamikt auf, der reich an eckigem Lokalmaterial ist. An morphologischen Formen können am Hangfuß Stauchwälle und, oberhalb davon, Fließstrukturen beobachtet werden. Daraus lässt sich folgern, dass der Hang in diesem Bereich von langsamem Fließen erfasst ist. Außerhalb dieser Massenbewegung ist die Grundmoränenablagerung matrixreicher und feinkörniger.

Weiter westlich kommt unterhalb der Ochsenkarhöhe eine Fließmasse vor. Diese ist durch eine deutliche Abrisskante auf etwa 1.750 m bis 1.850 m Seehöhe begrenzt. Im oberen Abschnitt der bewegten Masse treten noch einzelne Felsaufschlüsse auf, weiter unten am Hang fehlen diese. Dies muss nicht durch die Fließmasse bedingt sein, es kann auch durch eine mächtigere Grundmoränenüberlagerung erklärt werden. Wie im Bereich des Galsterberges überlagert auch diese Massenbewegung eine Deckengrenze, die in diesem Fall die Obertal-Decke mit dem Riesach-Komplex und die Donnersbach-Decke mit dem Wölz-Komplex trennt.

Kleinsölktales

Spateck (2.256 m)

Die Nordostseite des Spatecks besteht aus steilen Felswänden, die groben Blockschutt erzeugen. Bereichsweise wurde dieser Blockschutt periglazial nachbewegt und liegt als kleine Blockgletscherablagerung vor. Das Spateck selbst ist aus feinkörnigem Paragneis des Riesach-Komplexes (Obertal-Decke) aufgebaut. Anders als in der GEOFAST-Karte (KREUSS, 2021) verzeichnet, verläuft die Deckengrenze zur Donnersbach-Decke mitten im Kar NE des Spatecks und in den unteren Talbereichen im Bach. Der Kamm wird von der Deckengrenze am Nordende der Klamm (Kar westlich des Kammes) gequert. Nordöstlich unterhalb des Spatecks ist ein Kar ausgebildet, in dem Grundmoränenablagerungen weitflächig verbreitet sind. Deren Mächtigkeit ist aber gering, da immer wieder Felsaufschlüsse zutage treten. An der Forststraße zur

Klockalm (1.496 m) konnte neben feinkörnigem Paragneis auch plattig brechender, feinkörniger Quarzphyllit kartiert werden. Im Dünnschliff zeigt sich, dass es sich um einen Metasand- bzw. Metasiltstein mit Chlorit handelt und das Gestein keine hochgradige Metamorphose erfahren hat. Lithologisch und textuell ähnelt dieses Vorkommen den Metasedimenten des Sattentals (GRIESMEIER & SCHUSTER, 2024) und ist daher als permische, transgressive Auflage des Riesach-Komplexes („Rannachserie“) zu interpretieren.

Bröckelalm

Am Hang unterhalb der Bröckelalm (1.677 m Seehöhe) treten kaum Aufschlüsse auf. Es finden sich nur eckige und gerundete Steine und Blöcke. In wenigen Aufschlüssen ist korngestützter Diamikt mit siltig-sandiger Matrix ersichtlich. Nur selten gibt es matrixgestützten Diamikt. Da auch sehr viele eckige Komponenten vorkommen, ist anzunehmen, dass der Hang hauptsächlich von Hangablagerung mit Moränenmaterial bedeckt ist. Im Bereich der Alm treten wenig auffällige Wälle auf, die talabwärts streichen. Es könnte sich dabei um Moränenwälle eines Gschnitz-zeitlichen Gletschervorstoßes aus dem Kar nördlich der Karlwand handeln.

Die beiden Marmorzüge, die in der GEOFAST-Karte (KREUSS, 2021) eingezeichnet sind (einer südlich der Karlscharte und einer im Bröckelgraben), lassen sich zu einem verbinden, im Hangenden wird dieser Zug von einem schwarzen Grafitquarzit begleitet.

Kleinsölk-Obertal

Stummerkessel

Der Stummerkessel stellt ebenso wie das Lassachtal ein Hängetal des Kleinsölktales dar. Der Bereich zwischen den beiden Talböden ist mit Eisrandablagerung bedeckt. Da steile Felswände den gesamten Stummerkessel umgeben, konnte nur der Talboden begangen werden. Das restliche Gebiet wurde anhand der Laserscanbilder interpretiert. Die untersten Talabschnitte sind großteils mit Schutt- und Murkegeln belegt. Beim Lockergesteinskörper nördlich der Stummeralm (1.353 m Seehöhe), der keine Kegelform aufweist, handelt es sich um Grundmoränenablagerung, die vermutlich hauptsächlich während des Würm-Hochglazials gebildet wurde.

Lassachkar

Das E-W verlaufende Lassachkar bzw. Lassachtal bildet ein Hängetal in Bezug auf das Kleinsölktales. Der Talboden hebt dabei etwa 200 Höhenmeter über dem Talboden des Kleinsölktales aus. Der Bereich dazwischen ist durch verschiedene quartäre Ablagerungen geprägt. So verläuft beispielsweise der Unterlauf des Baches, der das Lassachtal entwässert, in Eisrandablagerungen. Diese bestehen aus einem Kies-Sand-Gemisch mit sandiger Matrix und großteils gut gerundeten Komponenten. Nördlich und südlich davon ist Hangablagerung, zum Teil mit Moränenmaterial vermischt, verbreitet. Der Talboden des Lassachtales wird hauptsächlich von Schwemm- und Murkegeln eingenommen. Im Süden schließen an diese Kegel Felswände an, die sich bis zum Kamm fortsetzen. Im Norden folgt ober-

halb der Steilstufe ein Kar, in dem überwiegend Grundmoränenablagerung vorkommt. Auf der Ostseite des Kars hebt sich eine Wallform ab, die in N–S-Richtung verläuft. Östlich davon schließen weitere Wälle und Rinnen an. Diese Walllandschaft erstreckt sich über ca. 100 Höhenmeter. Im Osten ist sie von Hangablagerungen verschüttet, die von den angrenzenden Felswänden stammen. Die Wälle sind stark bewachsen und es sind kaum Steine darin sichtbar. Da die Morphologie einer Blockgletscherablagerung ähnelt, Blöcke allerdings selten sind, kann man hier von einer Solifluktuionsablagerung sprechen. Kleinere Wallformen NE des Scharecks (2.479 m Seehöhe) werden als Ablagerungen eines Egesen-zeitlichen Gletschers interpretiert. Südöstlich des Scharecks findet sich eine Blockgletscherablagerung, die auf etwa 1.800 m hinabreicht.

Lemperkarsee (1.828 m) – Prebertörl

Der Lemperkarsee ist in Grundmoränenablagerung eingebettet. Mehrere Wallformen nördlich des Sees deuten darauf hin, dass das Gebiet einstmals von einem schuttbedeckten Gletscher besetzt war, dessen Eis unregelmäßig abschmolz. Es gibt keine eindeutigen Geometrien, die auf die Abflussrichtung dieses Gletschers hinweisen. Da die allgemeine Morphologie westlich des Hochgangs (2.230 m Seehöhe) allerdings eine Karform andeutet, werden die Wälle als Bildungen eines spätglazialen Gletschers (Gschnitz-Stadial?) interpretiert, der Richtung Westen abfloss. Südlich, oberhalb des Lemperkarsees, erstreckt sich eine Landschaft, die reich an Gletscherschliffen und Grundmoränenablagerungen ist. Im Süden der Karform hat man einen Ausblick auf das zum Prebertörl (2.194 m) führende Tal. Dieses ist von großen Schuttmengen erfüllt, die von den umgebenden Felswänden stammen. Im südlichen oberen Teil des Tales, auf etwa 2.000 m Seehöhe stößt man auf zwei Wallformen, die aufgrund ihrer Geometrie, wie sie auch am Laserscan gut erkennbar ist, als Seiten- und Endmoränenwälle interpretiert werden können. Diese entsprechen aufgrund ihrer Höhenlage und Nordexposition einem Egesen-stadialen Stand.

Kleinsölk-Untertal

Eckkar

Dieses Kar ist durch eine Forststraße erschlossen, die bis auf etwa 1.700 m Seehöhe reicht. Diese Straße ist dauerlicherweise auf keiner der verwendeten Kartengrundlagen verzeichnet, ermöglicht aber instruktive Einblicke in die Fest- und Lockergesteinsgeologie. Interessant ist hier speziell die Festgesteinsgeologie: Entlang der Straße tritt zunächst Paragneis des Riesach-Komplexes auf, der großflächig von Mur- und Hangablagerungen überdeckt ist. Auf etwa 1.600 m Seehöhe ist stark gescherter Granat-Glimmerschiefer in Wechsellagerung mit Amphibolit aufgeschlossen und etwas weiter oberhalb steht Talkschiefer in Zusammenhang mit alteriertem Pyroxenit an. Dies ist von besonderem Interesse, da diese Gesteine aus dem Riesach-Komplex bisher nicht bekannt sind. Es handelt sich vermutlich um die Einschuppung einer anderen Einheit (wahrscheinlich Speik-Komplex). Untersuchungen diesbezüglich sind im Gange. Bei den Eckkarhütten treten Granat-Glimmerschieferblöcke auf, die eindeutig dem Wölz-Komplex zuzurechnen sind. Die Deckengrenze ist

höchstwahrscheinlich im Bereich des Baches zu lokalisieren, dazugehörige Aufschlüsse fehlen jedoch, da der gesamte Talbereich von fluviatilen Sediment zugedeckt ist. Stellenweise tritt unter dem fluviatilen Sediment blockreiche Moräne hervor. Sie ist vor allem durch die Angularität ihrer Blöcke vom Bachsediment unterscheidbar. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich hierbei um den Endbereich eines spätglazialen Lokalgletschers handelt.

Folgt man am Ende der Forststraße einem wenig begangenen Steig in das Kar linksseitig des Baches, trifft man vielerorts auf Aufschlüsse im Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes. Dieser ist typischerweise silbrig und setzt sich aus feinem Hellglimmer und idiomorphem Granat zusammen, der oft aus den Schieferungsflächen warzig herauswittert. Im Talboden kommt auf 1.850 m Seehöhe ein Marmorzug zum Vorschein, der sich bis zu den Hasenohren verfolgen lässt. Er besteht aus unreinem, gelb anwitterndem Kalzitmarmor und grauem, feinkörnigem Dolomitmarmor. Dieser Marmorzug ist sehr typisch für den liegendsten Anteil des Wölz-Komplexes. Auf 1.940 m Seehöhe ist der Marmor von einer Blockgletscherablagerung überlagert, anhand einzelner Blöcke ist er weiterhin verfolgbar. Nördlich der Blockgletscherablagerung gibt es ein vom Gletscher überschliffenes Serpentinivorkommen. Der Serpentin ist bereits auf der GEOFAST-Karte Blatt 128 Gröbming (KREUSS, 2021) eingezeichnet. Er ist dunkelgrün, feinkörnig und besitzt eine massige Ausprägung. Neben Serpentinmineralen, die oft faserig ausgebildet sind, ist auch Magnetit vorhanden. Vermutlich handelt es sich um ein weiteres Gestein aus der noch näher zu untersuchenden Einheit, die auch den Pyroxenit (siehe oben) enthält. Die Grenze zwischen Wölz-Komplex und dieser Einheit ist aufgrund der Grundmoränenbedeckung schlecht aufgeschlossen, es können lediglich quarzitisches Gneise beobachtet werden, die vermutlich die Deckengrenze markieren.

Der Schotttrog, der südlich dieser Aufschlüsse gelegen ist, wird hauptsächlich von Hangablagerung dominiert, im Zentrum des Trogs dürfte sich allerdings ein kleiner, vermutlich Egesen-zeitlicher Gletscher befunden haben, wie mehrere Wallformen andeuten. Westlich unterhalb der Hasenohren tritt eine Blockgletscherablagerung auf, welche die Deckengrenze überdeckt. Letztere verläuft vermutlich südlich der Hasenohren. Nördlich der Hasenohrenscharte wird der Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes durch einen anderen Granat-Glimmerschiefer ersetzt. Dieser ist deutlich gneisiger, besitzt größeren Hellglimmer und Granat, der fast immer xenomorph ausgebildet ist. Hier liegen vermutlich Gesteine des Greim-Komplexes vor, die aufgrund des Großfaltenbaues hier an die Oberfläche gelangen. Im kleinen Kar südwestlich des Gjoadecks (2.525 m) treten allerdings wieder typische Gesteine des Wölz-Komplexes auf. Ebenso findet sich dort eine Ablagerung eines vermutlich Egesen-zeitlichen Gletschers, der auf etwa 2.260 m Seehöhe endete. Südlich der Karscharte, auf etwa 1.960 m Seehöhe, schließt eine weitere glaziogene Ablagerung an, die durch mehrere talparallele Wälle gekennzeichnet ist. Vermutlich handelt es sich um Ablationsmoränenablagerung aus dem Egesen-Stadial.

Großsölkta

Möbna

Der Mündungsbereich und der Südteil des Möbna wurden bereits im Bericht von GRIESMEIER (2020) beschrieben. Im vorliegenden Bericht wird der Nordteil des Kares östlich und damit unterhalb des Gaßenecks (2.111 m) erläutert. Der gesamte Karboden ist großflächig von Grundmoränenablagerung geprägt. Diese ist mitunter 10 m mächtig, wie sich an Anrissen entlang der Bäche zeigt. Vom Gaßeneck reichte einst ein spätglazialer Gletscher in das Kar herab. Dessen Spuren sind an mehreren Stellen zu beobachten. Im Zentrum des Kares tritt eine deutlich erkennbare Wallform auf. Der Wall setzt unterhalb des Gaßenecks auf etwa 1.900 m Seehöhe an, zieht in ENE-Richtung talwärts und biegt auf etwa 1.740 m Seehöhe nach Süden um, wo er nach 200 m endet. Das ehemalige Gletscherende ist durch eine hügelige, kleingliedrige Eiszerfallandschaft gekennzeichnet. Auf etwa 1.800 m Seehöhe ist ein zweiter Wall angelagert. Zwischen beiden Wällen liegt eine kleine Lücke. Etwa 200 m weiter östlich findet sich eine weitere Wallform, welche die östliche Begrenzung des ehemaligen Gletschers darstellt. Somit dürfte der Gletscher auf eine Höhe von etwa 1.700 m herab gereicht haben und während des Gschnitz-Stadials gebildet worden sein. Der innere Wall beweist, dass der Gletscher mehrphasig aktiv war.

Nördlich des Ansatzes der Seitenmoräne, direkt östlich des Gaßenecks, befindet sich eine Endmoränenablagerung, die auf 1.880 m Seehöhe herabreicht. Sie stammt von einem kleineren, vermutlich Egesen-stadialen Gletscher.

Der Marmor, der auf der GEOFAST-Karte (KREUSS, 2021) am Seeleitriegel eingezeichnet ist, konnte nicht verifiziert werden. Es wurde in diesem Bereich lediglich ein etwa einen halben Meter großer Quarzmobilisatblock gefunden. Der Granat-Amphibolit ist hingegen durchaus vorhanden und zieht mehr oder weniger horizontal in Richtung Gaßeneck. Dieser besitzt bis 1,5 cm großen Granat und zum Teil mehrere Zentimeter lange Hornblende-Kristalle.

Riedl

Das Riedl ist eine Karlandschaft an der Ostabdachung des Seekarlspitzes (2.523 m), westsüdwestlich von St. Nikolai im Sölkta. Der Bereich um den Wanderweg zum Weißensee wurde bereits im Bericht von GRIESMEIER (2020) beschrieben. Aufgrund der in jüngster Zeit verlängerten Forststraße zur Kaltherbergalm (1.608 m) bis zur Almhütte wurden neue Aufschlüsse geschaffen. Neben Grundmoränenablagerung, die sehr häufig auftritt, wurde auch ein Tremolitmarmor freigelegt, der auch schon in der GEOFAST-Karte 128 Gröbming verzeichnet ist (KREUSS, 2021). Dieser ist hellgrau bis weiß, mittelkörnig und beinhaltet bis 1 cm große, stängelige, dunkelgraue Tremolitkristalle. Im Dünnschliff zeigt sich, dass die Tremolitkristalle häufig pseudomorph von Karbonat und Hellglimmer ersetzt wurden. Der Marmor steckt in Granat-Glimmerschiefer, der weniger gut aufgeschlossen ist. Er besteht aus Quarz, Feldspat, Glimmer, Chlorit und einphasigem Granat. Vermutlich handelt es sich um Gesteine des Wölz-Komplexes, eine nähere Untersuchung hierzu steht noch aus. Andererseits könnten diese Gesteine auch dem

Greim-Komplex zugeordnet werden, der deutlich weiter nach Norden reicht, als in der GEOFAST-Karte Blatt 128 Gröbming (KREUSS, 2021) verzeichnet ist.

Im Folgenden werden die Bereiche um den Ahornsee (2.069 m) und südlich davon beschrieben. Zwischen dem Oberen Klaffersee (1.960 m) und dem Ahornsee kommt hauptsächlich Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes vor. Nur in kleineren Mulden findet sich Grundmoränenablagerung. Der Ahornsee liegt ebenfalls in einer dieser Mulden. Rund um den See prägen Rundhöcker die Landschaft. Südlich des Ahornsees, oberhalb der Karstufe, treten mehrere Wälle auf. Der unterste Wall reicht auf eine Seehöhe von 2.100 m herab. Die matrixreichen Abschnitte sind, gras-, moos- und staudenbedeckt. Daneben gibt es eckige bis angerundete grobe Blöcke. Oberhalb eines weiteren Walls befindet sich eine deutliche Senke, die anzeigt, dass hier ein Gletscher lag, der den Wall aufbaute. Nach der Höhenlage und analog zu den Verhältnissen im Pleschnitzkar ist eine Einstufung dieses Walls in das Egesen-Stadial plausibel. Die oben erwähnten Mulden befinden sich unterhalb dieser Egesen-zeitlichen Maximalausdehnung und sind daher vermutlich im Gschnitz-Stadial ausgebildet worden. In der Karwand oberhalb lässt sich ein Marmorzug verfolgen, der von mindestens zwei Störungen vertikal versetzt wird. Der Marmor konnte an Fallstücken untersucht werden. Es handelt sich um einen gelblichen Kalzitmarmor, der dem Wölz-Komplex zuzurechnen ist. Anders als der Marmor, der an der Forststraße aufgeschlossen ist, enthält er keinen Tremolit. Unterhalb der Karstufe schließt, wie vorhin beschrieben, Grundmoränenablagerung in Senken zwischen Granat-Glimmerschiefer-Vorkommen an. Von Süden her reicht eine typische Blockgletscherablagerung bis auf 1.920 m Seehöhe herab. Der Blockreichtum und mehrere Loben prägen diese Ablagerung. Sie besitzt im Gegensatz zu der vorhin beschriebenen Gletscherablagerung eine mehr oder weniger ebene Oberfläche ohne große Senken.

Referenzen

GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.

GRIESMEIER, G.E.U. & SCHUSTER, R. (2024): Bericht 2023 über geologische Aufnahmen in den Niederen Tauern auf den Kartenblättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach und 158 Stadl an der Mur. – Geologisches Jahrbuch der GeoSphere Austria, **1**, xxx–yyy, Wien.

KREUSS, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe: 2021/03. – 1 Blatt, Farbplot, Wien.