



universität
wien

MASTERARBEIT

Titel der Masterarbeit

Quartärgeologie des Raumes Schneebergdörfel Puchberg am Schneeberg

Verfasserin

Sabrina Seidl, Bakk. rer. nat.

angestrebter akademischer Grad

Master of Science (M.Sc.)

Wien, 2012

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 066815

Studienrichtung lt. Studienblatt:

Masterstudium Erdwissenschaften UG2002

Betreuer:

Ao. Univ.-Prof. Dr. Michael Wagreich

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung/Abstract	5 - 6
1. Aufgabenstellung und Ziele der Masterarbeit	7
2. Einleitung	9
2.1. Geographische Lage und morphologische Merkmale	9
2.2. Geologischer Überblick	11
2.2.1. Die Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen	11
2.2.2. Die Schneeberg Decke (Juvavikum)	13
2.2.3. Lithologien innerhalb des Kartierungsgebietes	15
2.3. Morphologische Entwicklung	17
3. Methodik	19
3.1. Kartierung und Sedimentbeschreibung im Gelände	19
3.2. Nasssiebung	22
3.3. Analyse der Lithologien, Kornformen & Kornrundungen	22
3.4. Schneegrenze & Profilquerschnitte	23
3.5. Dünnschliffe	26
3.6. Tonmineralogie	27
4. Gletscher & Quartär – ein allgemeiner Überblick	28
4.1. Das System Gletscher	28
4.2. Quartär in den östlichen Ostalpen	40
5. Quartäre Sedimente und deren Interpretation	50
6. Ergebnisse spezieller Untersuchungen	96
6.1. Korngrößenverteilung	96
6.2. Kornformenanalyse	97
6.3. Lithologieverteilung	98
6.4. Dünnschliffbeschreibung	100
6.5. Tonmineralogie: XRD Auswertung	102
6.6. GIS Bearbeitung – Volumina	105

6.7. ELA Rekonstruktionen und daraus resultierende Hypsometrische Kurven	109
---	-----

7. Diskussion und Schlussfolgerungen 113

7.1. Angetroffene Faziesräume und die dazugehörigen Prozesse	113
--	-----

7.1.1. Blockgletscher oder Schuttbedeckter Gletscher – Jüngstes System	115
---	-----

7.1.2. Gletscherdynamik & Vergleich mit rezenten schuttbedeckten Gletschern	115
--	-----

7.2. Landschaftsentwicklung	122
-----------------------------	-----

7.2.1. Kargenese mit einhergehender Gletscherbildung	122
--	-----

7.3. Chronologische Abfolge	124
-----------------------------	-----

7.3.1. Schneegrenzen	127
----------------------	-----

7.3.2. Klimatische Verhältnisse im Hoch- und Spätwürm	127
---	-----

Danksagung

Literaturverzeichnis

Abbildungsverzeichnis

Anhang A: Auflistung aller Aufschlüsse

Beilage: Geologische Karte 1:10.000

Kurzfassung

Das Ziel dieser Arbeit besteht darin, einen Paläogletscher im östlichsten Teil der Alpen (Schneeberg) zu rekonstruieren, wobei auf Chronologie und Sedimentologie der quartären Ablagerungen besonderes Augenmerk gelegt wird. Das Einzugsgebiet lässt sich durch steile Berghänge und Kare charakterisieren. Der Gesteinsbestand baut sich überwiegend aus Kalkstein (i.w. Wettersteinkalk) auf. Auf Grund der geologischen Kartierung konnten zwei unterschiedlich alte Moränensysteme unterschieden werden. Die Moräne des älteren Systems fällt einerseits durch eine sehr ebene und glatte Geländeoberfläche, andererseits durch Fehlen von jeglichen erratischen Blöcken auf, und besteht aus stark verwittertem glazigenem Sediment (Till). Dieses System wurde von einem Kargletscher geprägt und weit vor dem Jungen System abgelagert - es ergibt sich damit ein Alter von Riß (oder älter?). Das jüngere Moränensystem wird durch eine bis zu 60m hohe Seitenmoräne (latero-frontal dump moraine) mit einem seitlich an der linken Flanke durchgebrochenen Moränenkörper charakterisiert. Sowohl große erratische Blöcke und zahlreiche kleine Depressionen an der Oberfläche, als auch die generell kaum verwitterten Sedimente lassen auf eine Entstehung dieses Systems während des LGM (Last Glacial Maximum, Würm Hochglazial) schließen. Vorwiegend besteht die Junge Moräne aus sandig bis kiesigen, matrix- bis korngestützten Diamikten, die oftmals eine leichte Karbonatzementation an der Oberfläche zeigen. Eckige Komponenten (angular bis subangular) überwiegen deutlich und abgerundete Formen (subrounded) treten eher in den Hintergrund. Die Form der Komponenten und die mächtigen erratischen Blöcke entlang des Moränenkammes lassen darauf schließen, dass der Gesteinsschutt vor der Ablagerung vorwiegend passiv, beispielsweise supraglazial und englazial transportiert wurde. Deshalb wird das Model eines schuttbedeckten Gletschers (debris covered) für die Entstehung dieser Oberflächenform favorisiert. Diese Annahme kann durch ein niedriges Akkumulations-/Ablationsverhältnis (AAR) gestützt werden. In diesem Fall kann ein AAR Verhältnis mittels Rekonstruktion der Höhenlage der Schneegrenze (equilibrium line altitude, ELA) über den höchsten Ansatzpunkt der Seitenmoräne (Methode nach Lichtenecker, 1938), ermittelt werden. Außerdem gibt es keine Anzeichen auf ein früheres Gletschertor, wodurch anzunehmen ist, dass glazifluviale Prozesse beim Sedimenttransport ins Gletschervorfeld eine eher untergeordnete Rolle spielten. Solch ein Hintergrund lässt sehr kalte und trockene Bedingungen während des Würm-Hochglazials vermuten, die auch bei der Paläoklimarekonstruktion des östlichen Vorlandes zu finden sind. Während der Bildung des älteren Systems herrschten mit Sicherheit ähnliche kühl/trockene klimatische Bedingungen wie im Würm.

Abstract

The intention of this work is the reconstruction of paleo-glaciers in the easternmost part of the Alps (Schneeberg mountain) with the main focus on chronology and sedimentology of Quaternary deposits.

The area is dominantly made up of limestone bedrocks of the Northern Calcareous Alps (mainly Wetterstein Limestone) and hence characterized by steep slopes and cirques.

Two different moraine-systems can be deciphered based on geological mapping. The moraines of the older system show a comparable smooth surface without any big boulders and consist of weathered till. The older system was built up as a result of a cirque glacier and formed much earlier than the younger system (Riß/older?).

The younger moraine-system is characterized by an up to 60 m high latero-frontal dump moraine with a prominent breach-lobe moraine in a lateral position. The morphology with big boulders and small depressions on the surface as well as the generally unweathered appearance of the sediments indicate a formation of this system during the Last Glacial Maximum (LGM; Würm pleniglacial). Predominantly, the younger moraine consists of sandy to gravelly, matrix- to grain-supported diamictos, which often show a weak carbonate cementation near the surface. Clasts with angular to subangular shape are clearly dominant compared to subrounded ones.

The shape of the clasts and the abundant boulders on top of the ridges indicate a high portion of passive i.e. supraglacial and englacial transport of debris before deposition. Thus the model of a debris-covered glacier is favored to explain the whole landform. Such an assumption is backed by a low accumulation/ablation area ratio (AAR) based on the reconstruction of the ELA using the maximum elevation of lateral moraines (method of Lichtenecker, 1938). Furthermore, as there is no indication of a former glacier snout, glacio-fluvial processes should have played a limited role in sediment transport into the forefield. Such setting pinpoints to very cold-arid conditions, which are as well found in paleo-climate reconstructions of the eastern foreland. During the formation of the older system the climatic conditions were comparable cold/dry with conditions of the Würm.

1. Aufgabenstellung und Ziele der Masterarbeit

Das Gebiet rund um und auf dem Schneeberg befindet sich im Bezirk Neunkirchen, in Niederösterreich (Abb.1) und wurde schon 1951 von Hans Peter Cornelius geologisch detailliert kartiert und in einem ausführlichen Bericht beschrieben. Jedoch entsprechen seine damaligen Einträge in die geologische Karte (übernommen auf Blatt 75, Summesberger, 1991) nicht den heutigen Standards und so war es meine Aufgabe dieses Gebiet im Rahmen einer Neukartierung zu überarbeiten.



Abbildung 1: Lage des Schneeberges innerhalb Österreichs

Ausgehend von der geologischen Karte von Cornelius (1951) (Abb.2) und den neuesten Laserscans der niederösterreichischen Landesregierung des gesamten Schneeberg-Gebietes, sind Strukturen erkennbar, die bei Cornelius nicht ersichtlich waren.

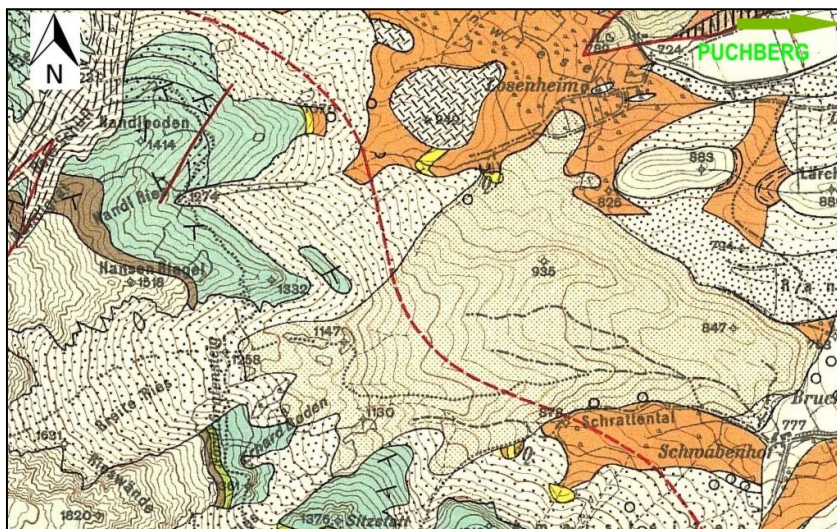


Abbildung 2: Ausschnitt aus der geologischen Karte des Schneeberges und seiner Umgebung 1:25.000, CORNELIUS (1951)

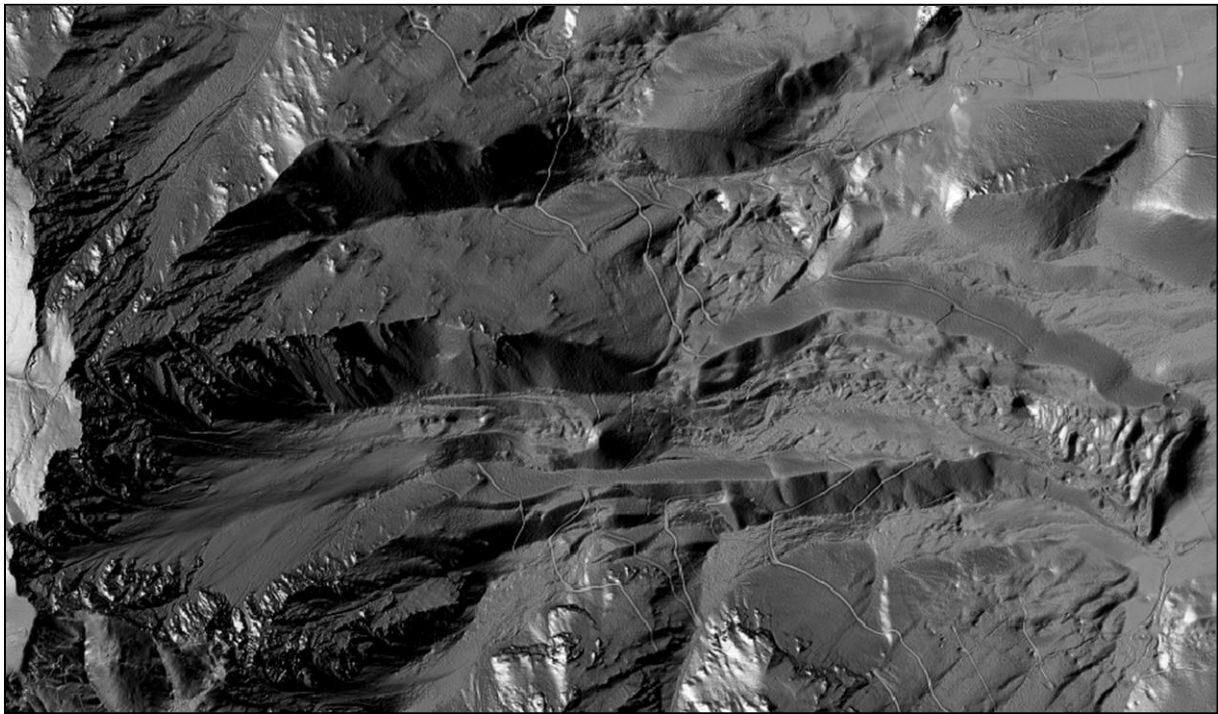


Abbildung 3: Laserscan, Detailausschnitt zeigt Moränenkomplex westlich des Schwabenhofs, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)

Die Neuaufnahme war einerseits fokussiert auf die genaue Kartierung des Moränenkomplexes westlich des Schwabenhofes (Schneebergdörfli) und seine mögliche Ausdehnung Richtung Losenheim (Detailausschnitt Laserscan Abb.3). Andererseits sollte geklärt werden, ob die glazialen Ablagerungen während einer oder mehrerer Eiszeiten gebildet wurden und welche klimatischen Bedingungen (Lage der Schneegrenze) damit verknüpft sind. Weiter sollte versucht werden, den Anteil von supraglazial transportiertem Material am Aufbau der Moränen abzuschätzen. Faziesuntersuchungen von Moränenmaterial versus Hangbrekzie/Hangschutt sollten die Arbeit abrunden.

Im Rahmen der Kartierung stellte sich außerdem die Frage, ob die quartären Lockersedimente im Becken von Puchberg nicht nur nach der Morphologie sondern auch nach dem Sedimentinhalt unterschieden werden können.

Nach Abschluss der Geländearbeit wurde mit den Ergebnissen versucht, die damaligen Schneegrenzen (ELAs) und eine hypsometrische Kurve zu rekonstruieren. Um zu interpretieren, um welchen Gletscher-Ablagerungstyp es sich handelt, wurden 19 Sedimentproben genommen und auf Kornverteilung, Lithologie, Kornrundung und Kornform untersucht und Vergleiche mit rezenten Gletscher-Ablagerungstypen gemacht.

2. Einleitung

2.1. Geographische Lage und morphologische Merkmale

Das kartierte Gebiet befindet sich in Niederösterreich im Bezirk Neunkirchen, 74 km südwestlich von Wien, direkt am Ostabhang des Schneebergs, und umfasst die östliche Randzone zwischen der Gemeinde Puchberg/Schneeberg und Schneebergdörfel (Abb.4).



Abbildung 4: Geographische Lage des Kartierungsgebietes (verändert aus Google Maps)

Das Gebiet zieht sich östlich von Puchberg, südwestlich über Schneebergdörfel bis zum Fuße der Breiten Ries und nördlich bis Losenheim und Sonnleiten und nimmt eine Fläche von 4 x 2 km ein (Abb.5).

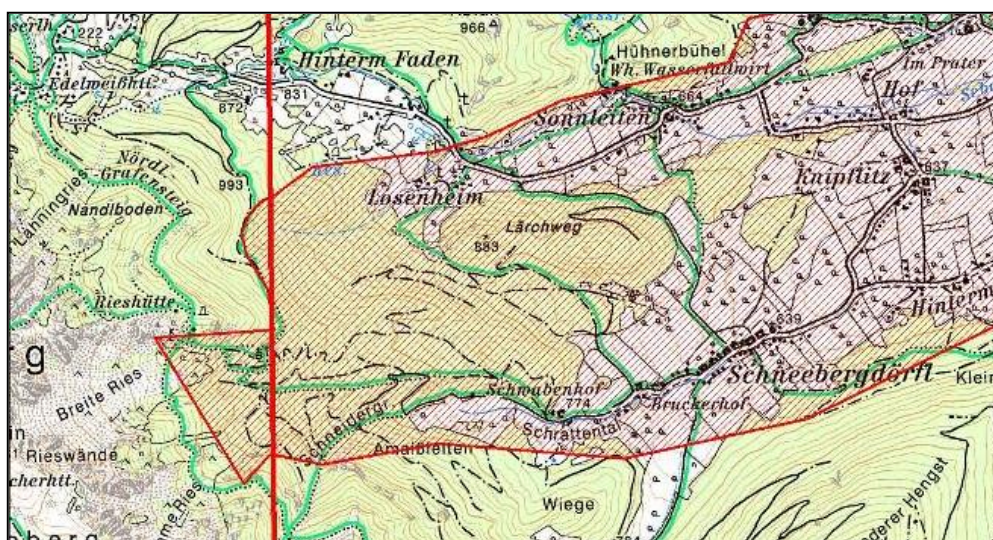


Abbildung 5: Kartierungsgebiet (rot), Österreichische Karte 1:50.000 (ÖK 50), BEV 2005

Morphologisch kann das Gebiet in einen hochalpinen Bereich des Schneeberges (800m bis 2075m) und einen tiefer liegenden Tal- und Beckenbereich (unterhalb 800m) (Abb.7) rund um Schneebergdörfel und Puchberg eingeteilt werden. Neben einer älteren Plateaulandschaft (Obereozän, Frisch et al. 2003) am Fuße des Schneeberges wird das gesamte Gebiet von einer komplexen Moränenlandschaft geprägt, die bis zum Schwabenhof am Westende von Schneebergdörfel und im NE bis kurz vor Losenheim reicht. Danach erstreckt sich der Talbereich mit rezenten Flussablagerungen und teilweise glazifluviatil geprägten Bereichen bis Puchberg. Entlang der Talebene sind vermehrt auftretende Depressionen ersichtlich. Im Bereich des Schneeberges fallen neben den steil abfallenden und schroffen Berghängen und Flanken die enormen Karformen besonders auf. So lässt die Breite Ries am Osthang ein sehr ausgeprägtes Kar erkennen und auch etwas südöstlich davon im Bereich Krumme Ries befindet sich ein Kar, das jedoch deutlich schmaler ausgebildet wurde (Abb.6).

Abbildung 6: Breite Ries und Krumme Ries, Blickrichtung W



Abbildung 7: Blickrichtung E von der Breiten Ries hinunter ins Tal

2.2. Geologische Überblick

Das Kartierungsgebiet befindet sich innerhalb der Rax-Schneeberg Gruppe, welche im östlichsten Teil der Ostalpen liegt und den Nördlichen Kalkalpen angehört. Dieser Gebirgszug besteht hauptsächlich aus karbonatischen Gesteinen, wobei an der Basis terrigene, klastische Sedimente und darüber vereinzelt Sedimente der Gosau-Gruppe eingeschaltet sind. Aufgrund von tektonischen Prozessen (Verfaltung, Überschiebung) wurden die Sedimentpakete später verformt und so bildete sich ein komplizierter Deckenbau innerhalb der Nördlichen Kalkalpen aus. Generell werden die Kalkalpen in drei große tektonische Einheiten eingeteilt. Die tiefste Einheit stellt das Bajuvarikum dar, welches in die Frankenfelder, Lunzer und Sulzbachdecke eingeteilt werden kann. Darüber folgen das Tirolikum und das Juvavikum, als höhere tektonische Einheiten. Das Tirolikum kann in die Reisalpen-, Ötscher und Göller Decke und das **Juvavikum** in die Hallstätter, Mürzalpen und **Schneeberg Decke** gegliedert werden (vgl. Tollmann, 1985; Wessely, 2006).

Die im kartierten Gebiet liegenden karbonatischen Gesteine entstammen der **Schneeberg Decke** und werden hier von jüngeren, quartären Sedimenten bedeckt, die im Kapitel 4.6. näher erläutert werden.

2.2.1. Die Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen

Nach Lein (1987) begann die sedimentäre Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen (Northern Calcareous Alps = NCA) im Mesozoikum und wurde überwiegend von plattentektonischen Prozessen gesteuert. Diese Prozesse führten unter anderem zur Ausdünnung des Untergrundes (Kontinentale Kruste), was wiederum Senkungs- (Subsidenz), aber ebenfalls Hebungsprozesse (Uplift) zur Folge hatte. Die Sedimente der NCA wurden alle aus einer Richtung angeliefert und können dadurch mit Ablagerungen eines passiven Kontinentalrands verglichen werden. Außerdem entspricht die sedimentäre Entwicklung einem vollständigen Wilson Zyklus der sich aus drei Stufen zusammensetzt (Lein, 1987).

Die erste Stufe und somit die ältesten Sedimente des Wilson Zyklus bilden die „Red-Bed“ (Oberes Perm – Skythium) Schichten. Diese Schichten umfassen terrigene, klastische oder evaporitische, rote Sedimente (Bsp.: Werfener Schichten), die sich während der Absenkung entlang des passiven Kontinentalrands als Sedimentkeil ausbilden. Im darauffolgenden Drift-Stadium (Mittel- bis Obertrias) bildeten sich zunächst Seichtwasserkarbonate aus und in einer späteren Phase (Jura – Oberkreide) dann Tiefwasserkarbonate.

2.2.1.1. Perm

Im Perm waren alle Kontinente und somit auch der Alpenbereich im Superkontinent PANGÄA, vereinigt. Damals befand sich der Bereich, auf welchem später die Nördlichen Kalkalpen entstanden, sehr weit südlich direkt am Kontinentalrand. Durch ein arides, heißes Klima wurde sehr viel terrigenes, klastisches Material (Präbichlschichten) auf dem variszischen Untergrund abgelagert. Da es immer wieder zu kleineren Transgressionen des Tethysmeeres kam konnten auch feinklastische, salinare Sedimente (Haselgebirge) gebildet und abgelagert werden (Faupl, 2003).

2.2.1.2. Trias

Der Superkontinent Pangäa bleibt in der Trias weiterhin bestehen und das Tethysmeer weitet sich besonders in der Mittel- bis Obertrias zunehmend aus. In der Untertrias wurden anfangs noch vermehrt klastische Sedimente entlang des passiven Kontinentalrands abgelagert. Durch immer häufiger auftretende plattentektonische Prozesse in der Untertrias, konnten sich Grabensysteme ausbilden, die letztendlich auch vom Tethysmeer eingenommen wurden. In der Mittel- bis Obertrias wird das aride bis semi-aride Klima allmählich von einem humideren Klima abgelöst. Infolge des wärmeren und feuchteren Klimas und durch Transgressionen des Tethysmeeres bildeten sich seichte Karbonatplattformen aus. Am Nordalpinen Schelfbereich bildete sich durch Subsidenz und Uplift eine „Plattform-Becken-Topographie“ aus, wobei auf den Plattformen sehr viel mehr karbonatisches Material abgelagert wurde, als in den Becken. Auf den bereits abgelagerten Schelfsedimenten (Werfener Schichten) lagerten sich nun Seichtwasserkarbonate ab. Im Laufe der Obertrias wurde das Riftsystem zwischen N-Amerika und Nordwestafrika immer größer, bis Pangäa langsam zu zerfallen begann. Außerdem begannen die Karbonatplattformen zu zerbrechen und sanken in tiefere Bereiche ab, wodurch die Seichtwasserkarbonate größtenteils von Tiefwasserkarbonaten abgelöst wurden (Lein, 1987, Faupl, 2003).

2.2.1.3. Jura

Der Jura wird durch ein Treibhausklima und den Zerfall des Superkontinents Pangäa charakterisiert. Entlang des großen Riftsystem, das in der Obertrias entstanden war, zerbrach der Kontinent schließlich und es öffnete sich ein neuer Ozean, der N-Atlantik. Dadurch wurde die adriatische Platte auf die eurasische aufgeschoben und somit wurde der Tethysgolf südlich der Kalkalpen vollständig subduziert und ein neuer Ozean, der Penninische Ozean,

nördlich der Kalkalpen öffnete sich. Im Süden der Kalkalpen führte dieser Wechsel von passivem zu aktivem Kontinentalrand hatte zur Folge, dass es zu Kollisionen und somit auch zu lateralen Verschiebungen kam. Ein Teil des Nordalpinen Schelfs (südlicher) wurde durch diese Prozesse auf ein höheres Niveau angehoben, wodurch sich die Sedimentbedeckung vom ursprünglichen Untergrund trennte. Nach Lein (1987) bildeten sich dadurch die so genannten „gravity nappes“ aus und die ersten Gleitdecken (Hallstatt-, Dachstein-, **Schneeberg** und Mürzalpen Decke) entstanden. Im Jura beginnt somit die Orogenese der Ostalpen mit dem „kimmerischen Stadium“ (Faupl, 2003).

2.2.1.4. Kreide

Das Treibhausklima war weiterhin vorherrschend, wobei es in der Unterkreide auch periodische kältere Phasen gab, in denen sich sogar Eis an den Polen bildete. Außerdem wurde die Trennung der Kontinente, die im ehemaligen Superkontinent vereint waren, abgeschlossen. Die Kollisionen zwischen Europa und Afrika gingen weiter und in den Ostalpen begann das 2. Orogenesestadium (kretazisches oder eoalpines Stadium). Dadurch wurden die ostalpinen Einheiten/Decken stark gefaltet und überschoben und es konnte sich ein äußerst komplizierter Deckenbau ausbilden. Am Übergang von Unter- zu Oberkreide lagerten sich auf den Deckenstapeln dann seicht marine und schließlich fluviatile Sedimente ab. Nach einer kurzen Verlandungsphase wurde das Oberostalpin langsam wieder vom Meer (Gosaumeer) eingenommen und marinen Sedimente der Gosau-Gruppe lagerten sich ab. Gegen Ende der Kreide wird die Sedimentauflast zu mächtig und zusätzlich bewirken die Überschiebungsprozesse, dass der ganze Bereich der Ostalpen absinkt und auch noch stark gekippt wird. Eben dieser Absenkungsprozess wird durch eine Tiefwasserfazies belegt.

2.2.2. Die Schneeberg Decke (Juvavikum)

„Die Schneeberg-Decke stellt einen, im Zuge der alpidischen Tektonik herausgeschnittenen Teil einer Karbonatplattform dar, wobei lokal auch Übergänge zu den Sedimenten der ursprünglich lateral angrenzenden Becken erhalten blieben“ (aus Mandl, 1996, S. 482).

Nach Mandl (1996) besteht die Schneeberg Decke, als höchste Einheit der Juvavischen Deckenabfolge (Abb. 8), aus einem Komplex, der sich aus mehreren Schollen zusammensetzt. Sie liegt auf der Göller Decke, welche durch jurassische und triassische Gesteine geprägt ist und der Werningzone, die überwiegend durch

Siliziklastika (Permoskyth) der Werfener und Präbichlschichten aufgebaut ist. Teile der Göller Decke sind im Ödenhof Fenster, SE von Puchberg und im Hengstfenster, SW von Puchberg, gemeinsam mit Mitteltriaskarbonaten des Schneebergs aufgeschlossen. Zwischen den Schollen der Schneeberg Decke, Göller Decke und der Werningzone liegen mehrere Schollen, die durch pelagische (Trias) Sedimente aufgebaut sind, aber nicht zusammen gehören und wahrscheinlich der Hallstätter Decke angehören. Diese Sedimente in Verbindung mit Tiefwassersedimenten (Trias-Jura) des Ödenhof Fensters und des Südrand der Kalkalpen, spiegeln wieder, dass es tatsächlich eine Bewegungslinie zwischen der Schneeberg Decke und der Werningzone gibt und es sich nicht um ein einziges kompaktes Sedimentpaket handelt. Schon anhand der Karte ist nach Mandl(1996) ein Versatz innerhalb der Schneeberg Decke zu erkennen, da der nördliche Teil durch Wettersteinkalke und der südliche Teil durch Werfener Sedimente geprägt ist. Es wird vermutete, dass die Schneeberg Decke von einem jungen tektonischen Bruchsystem, dem Krummbach-Störungssystem komplett durchbrochen worden ist.

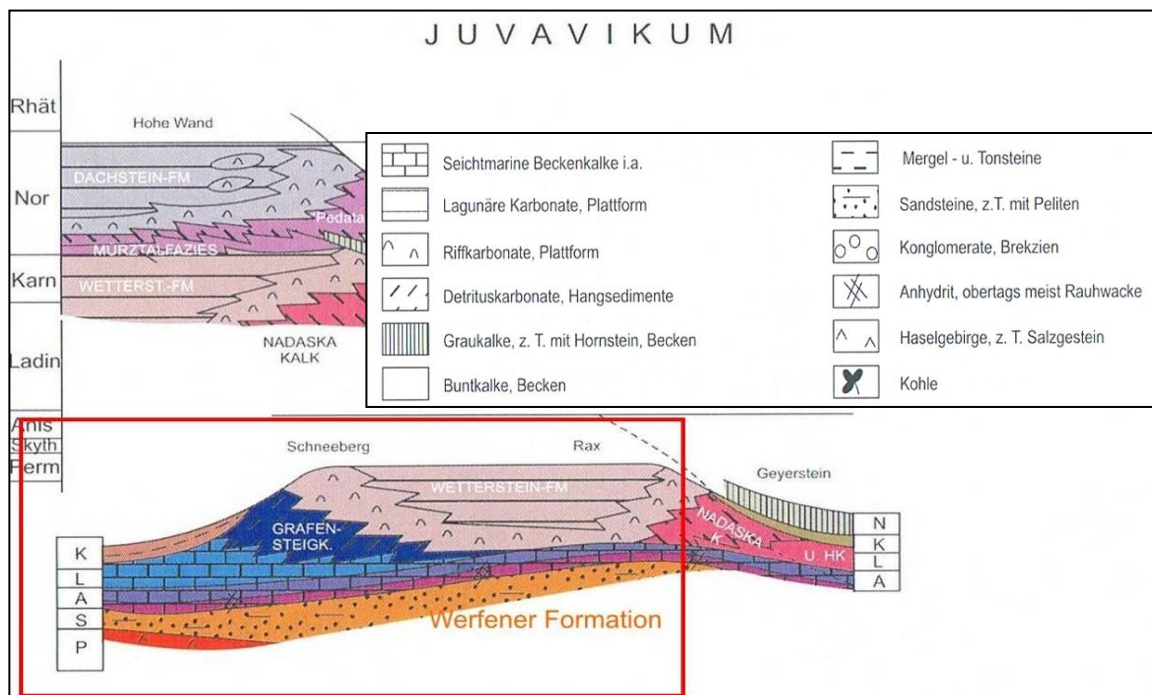


Abbildung 8: Faziesschema Trias-Perm nach Mandl (2001), aus Wessely (2006, Abb. 210, S. 116)

2.2.3. Lithologien innerhalb des Kartierungsgebietes

Präbichlschichten und Haselgebirge

Die im Perm abgelagerten Präbichlschichten und das Haselgebirge stellen im Untergrund das ursprüngliche Basement der Kalkalpen dar und liegen diskordant über den Sedimenten der östlichen Grauwackenzone. Auf diesem Basement wurden schließlich zuerst die Werfener Schichten und später die verschiedenen Karbonatformationen abgelagert. Die Präbichlschichten entsprechen einer kontinentalen, klastischen Fazies. Diese Fazies umfasst vorwiegend grobklastische Sedimente, wie Konglomerate, Sand- und Siltsteine. Im Gegensatz dazu steht das Haselgebirge, das eine feinklastisch-salinare Fazies darstellt, die einem seichtmarinen bis Sabhka ähnlichen Milieu zugeordnet wird. Aufgrund von Verdunstungsprozessen des Meerwassers in flachen Beckenbereichen wurden Evaporite in Form von Steinsalz, Anhydrit und Gips abgelagert. Diese Ablagerungen stellen bis heute wichtige Abbaugelände dar (Faupl, 2003). In der Nähe von Puchberg sei der Gips/Anhydrit Abbau bei Pfennigbach erwähnt. Doch die Gips- und Salzschiefer im Untergrund stellen nicht nur einen wichtigen Wirtschaftsfaktor dar, sondern bedingen auch eine aktive Naturgefahr! Durch Grundwasser können die Vorkommen ausgelaugt werden und es bilden sich Hohlräume aus, die dann oftmals einbrechen. Solche nach Wessely (2006) bezeichneten Gipstrichter oder Erdfälle prägen die Landschaft rund um Pfennigbach (Puchberg/Schneeberg, Schneebergdörfel, Losenheim).

Werfener Schichten

In der Untertrias wurden terrigene, klastische Sedimente vom Festland in Form der Werfener Schichten in einem randlich-marinen Bereich eingetragen und abgelagert. Im Bereich der Ostalpen bestehen die Werfener Schichten aus Tonschiefern, die eine rötlich bis grünlich und meist siltig bis sandige Fazies aufweisen. Auffallend sind Hellglimmerablagerungen direkt an den Schichtflächen und lokal treten auch dünne Kalklagen auf (Faupl, 2003).

Reichenhaller Schichten

Am Übergang von Unter- zu Mitteltrias ändern sich die Ablagerungsbedingungen und es lagern sich anfangs dolomitisch bis evaporitische Sedimente in Form der Reichenhaller Schichten ab. Dabei zeichnen vor Rauhwacken und vereinzelt Dolomit und Gips die Reichenhaller Schichten aus. Später schalten sich zusätzlich noch Kalke und Brekzien in die Schichtfolge ein. Die Farbe der Kalke reicht von dunkelgrau bis hin zu schwarz (Wessely, 2006).

Gutensteiner Schichten und Steinalmkalk (-dolomit)

Ab dem frühen Anis treten erstmals dunkelgrau bis schwarze, stark bituminöse Kalke auf, die den Gutensteiner Schichten angehören. Die feinkörnigen, dunklen Kalke und auch Dolomite sind oftmals von weißen Calzitadern durchzogen ist und bildeten sich aus Pelletschlamm, der sich zwischen oder direkt neben den Karbonatplattformen sammelte. Dort herrschten sauerstoffarme (anoxische) Bedingungen und wenig bis keine Wasserzirkulation war möglich. In der Literatur sind Mächtigkeiten von 50 bis 250m für die Nördlichen Kalkalpen angegeben. (Faupl, 2003; Wessely, 2006). Im untersuchten Gebiet ist lediglich ein kleines Vorkommen aufgeschlossen (SE Breite Ries), das in etwa eine Mächtigkeit zwischen 10-20 Metern erahnen lässt.

Über beziehungsweise neben den Gutensteiner Schichten tritt ab dem Mittelanisium der Steinalmkalk (-dolomit) auf. Dieser tritt in Form von feinkörnigen, hellgrauen und massigen Kalken auf, die jedoch stellenweise oder gänzlich eine Dolomitisierung erfahren haben. Aufgebaut wurde er vor allem durch Grün- und Blaualgen, die in einem seichten (Lagune) und gut durchmischten und belüfteten Bereich lebten. In den Nördlichen Kalkalpen erreicht der Steinalmkalk (-dolomit) eine Mächtigkeit von bis zu 100 Metern (Wessely, 2006).

Reiflinger Kalk

Ab dem Oberanisium bildet sich im tieferen Beckenbereich eine hell- bis dunkelgraue, sowie geschichtete Kalkfazies aus. Dabei handelt es sich um die Reiflinger Kalke, die leicht zu erkennen sind, da sie aufgrund der eingeschalteten Hornsteine eine unregelmäßige (knollige) Oberfläche besitzen und zusätzlich oft durch bräunlich bis grünlichen Tonmergellagen gekennzeichnet sind (Faupl, 2003).

Wettersteinkalk (-dolomit)

Im Gegensatz zu der Beckenfazies des Reiflinger Kalkes bildet sich auf den Karbonatplattformen ab dem Oberanisium bis ins Karnium eine hellgraue, massige Karbonatfazies aus. Diese Fazies stellt den Wettersteinkalk (-dolomit) dar, der vor allem aus Kalkschwämme und Mikroorganismen, wie Kalkalgen (*Diplopora*) aufgebaut wurde. Der weißlich bis hellgraue Kalk tritt einerseits gebankt, als auch geschichtet auf. Lithologisch kann er oft nur schwer vom älteren Steinalmkalk (-dolomit) unterscheiden werden (Thenius, 1974). In den Nördlichen Kalkalpen können Mächtigkeiten bis zu 1000m auftreten. Zeitgleich wurde seitlich der Karbonatplattformen an den steil ins Becken abfallenden Hängen, vermehrt Riffschutt abgelagert, der eine Übergangsfazies zwischen Plattform und Becken darstellt. Ebenso eine Übergangsfazies bildet der dunkelgraue, teilweise massige und mit Hornsteinen angereicherte, oftmals tektonisch verstellte Grafensteigkalk

(Wessely, 2006). Im Aufnahmegebiet stellen Wettersteinkalke und Wettersteindolomite sowie Gutensteiner Kalke, die i.w. die Flanken des Schneebergs aufbauen, die vorherrschenden Gesteinstypen dar.

Quartär

Der bisherige Kenntnisstand bezüglich der quartären Sedimente innerhalb des untersuchten Gebietes wird am Ende von Kapitel 4.2. erläutert. In der Geländebeschreibung (Kapitel 5) und im darauffolgenden Ergebnis- und Diskussionskapitel wird dann der neueste Wissensstand aufgrund der Kartierung erläutert.

2.3. Morphologische Entwicklung

Die Rax-Schneeberg Gruppe bildet als letzter Ausläufer der Nördlichen Kalkalpen gegen Osten in Richtung Wiener Becken ein mächtiges Gebirgsmassiv, das Erhebungen über 2000m besitzt. Der Schneeberg sticht mit einer Höhe von 2076m (Klosterwappen) deutlich hervor, umgeben von weitaus niedrigeren Erhebungen, wie der Hohen Wand.

Der Schneeberg gehört zu den Plateaubergen der Kalkalpen (Glaeßner, 1935), somit lässt er sich nicht nur durch schroffe Felswände, steile Flanken, Karformen und viel karbonatischem Felssturzmaterial charakterisieren, sondern auch durch eine auf rund 1810m Höhe liegende Plateaufläche genannt „Kuhschneeberg“ (Abb. 9).



Abbildung 9: Plateau Kuhschneeberg, aus:
<http://www.schneeberg.meisterworld.de/wp-content/Kuhschneeberg.jpg>

Nach Frisch et al. (2003) zählt dieses Plateau gemeinsam mit anderen Hochplateaus in den Kalkalpen (u.a. Rax, Hochschwab und Dachstein) zu den letzten Überresten der Dachstein-Altfläche. Diese Altfläche entwickelte sich gegen Ende des Eozäns bis zum frühen Oligozän (35 Millionen Jahre) und bedeckte eine Fläche von geschätzt 10.000km². Nach Frisch et al. (2003) passierte im Anschluss an die letzte große Gebirgshebung (Eozän) längere Zeit keine tektonische Verformung, und so kam es, dass Teile der Fläche, die entlang von Störungszonen lagen, einerseits durch Flüsse erodiert wurden, andererseits aber größtenteils verkarsteten. Durch die Verkarstung konnten sich große Karsthöhlensysteme ausbilden, wodurch hauptsächlich Abtragung im Inneren des Gebirges stattfand. Dies hatte zur Folge, dass nur mächtige, widerstandsfähige triassische Karbonate erhalten blieben. Im Bereich des Schneeberges waren dies die Wettersteinkalke und während der nächsten Absenkung konnten Flüsse Sande, Kiese und Schotter aus den Zentralalpen dort ablagern. Diese Sedimente sind charakteristisch für die Altflächen und werden Augensteinsedimente oder Augensteinschotter (Augenstein-Formation) genannt. Im Laufe von Millionen Jahren wurde eine fast 1000m mächtige Ablagerungsschicht gebildet (Frisch et al., 2003), bevor diese durch eine Abtragsphase wieder fast gänzlich abgetragen und größtenteils in die Molassezone oder in unterirdische Karsthöhlen abtransportiert wurden.

Durch die Augensteinsedimente blieb diese Altfläche sehr lange unberührt und konnte lange erhalten bleiben. Erst durch jüngere tektonische Prozesse in diesem Gebiet wurde die riesige Fläche zerrissen und es bildeten sich einzelne kleinere Plateaus aus, auf denen vereinzelt Reste der einst mächtigen Augensteinschotter zurück blieben (Frisch et al., 2003).

Die Augensteinschotter bestehen generell aus gut gerundeten überwiegend haselnussgroße Gerölle. Der Formenschatz der Augensteine beinhaltet neben kristallinen Quarzen, die oftmals reinweiß sind, auch metamorphe Komponenten, wie Gneise, Schiefer und Quarzite. Diese Sedimente sind selten und meist nur mehr als bereits wieder umgelagertes Material oder in Form von zusammengeschwemmten Material in Karsthöhlen vorzufinden (Glaeßner, 1935).

3. Methodik

3.1. Kartierung und Sedimentbeschreibung im Gelände

Um die Kartierung im Maßstab 1:10.000 zu ergänzen, wurden Laserscans mit einer Auflösung von 1m, die von der NÖ Landesregierung zur Verfügung gestellt wurden, verwendet. Anhand dieser Aufnahmen konnten bereits im Vorfeld markante Bereiche ausfindig gemacht werden.

Damit die Sedimente und ihre jeweilige Lithofazies genau und einheitlich kartiert und beschrieben werden konnten, wurden Lithofazies-Codes nach KELLER (1996) verwendet.

Um terrigene Lockersedimente zu klassifizieren gibt es unterschiedliche Klassifikationen, die ebenso unterschiedliche Schwerpunkte setzen. Dadurch können beispielsweise glaziale oder fluviatile Sedimente nur unzureichend oder besser gesagt unterschiedliche Prozesse oftmals nur mit einem einzigen Begriff/Code beschrieben werden. Deshalb versucht Keller (1996) die einzelnen Klassifikationen miteinander zu verbinden. Um die gesamte Bandbreite der Lockersedimente in Einklang zu bringen wählte er folgende Eckpfeiler als Grundlage aus:

- ❖ Lithologie
- ❖ Transport- und Ablagerungsprozesse (Abb. 10)
- ❖ Beschreibung

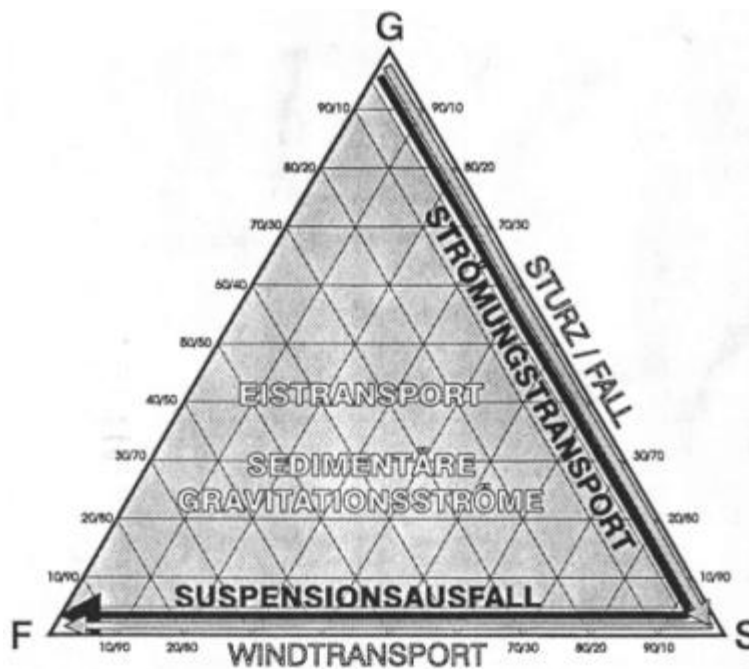


Abbildung 10: Sedimentverteilung in Abhängigkeit des jeweiligen Transport- und Ablagerungsprozesses, aus Keller, 1996.

Diese grobe Grundeinteilung wurde durch folgende Parameter erweitert und präzisiert:

- ❖ Korngrößenverteilung (Fein, Sand, Kies)
- ❖ Kiesunterteilung (Kies, Stein, Block)
- ❖ Rundungsgrad (gerundete Kiese/eckiger Schutt)
- ❖ Gefüge (matrix-/korngestützt)
- ❖ Diamikte sind erstmals extra ausgewiesen
- ❖ Sedimentologische Merkmale (Gradierung, Schichtung, usw.)
- ❖ Wechsellagerungen

Dadurch konnte Keller die ersten 12 Grundeinheiten des Lithofazies-Codes (Abb.11, 12) entwickeln. Mithilfe von ergänzenden Zusatzcodes (Abb.12) für Schichtung, Textur und Korngröße ist eine große Palette an Codes gegeben.

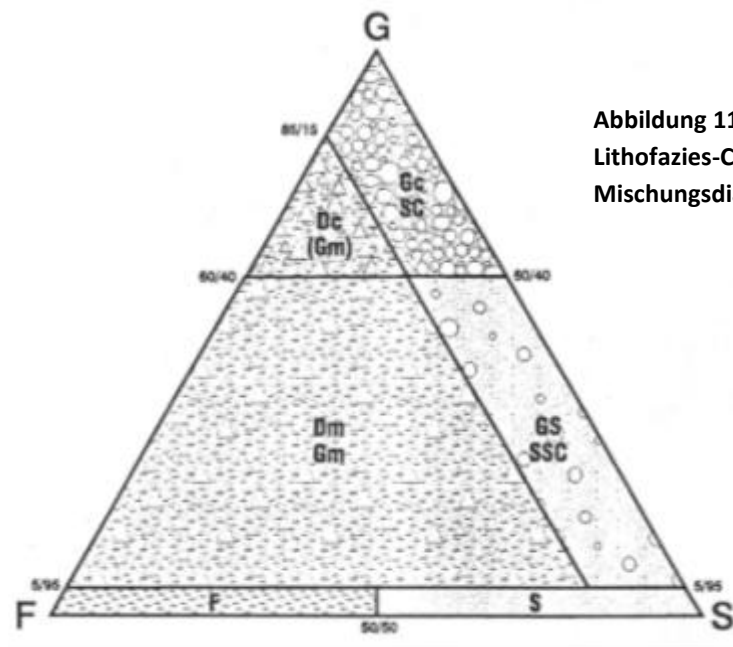


Abbildung 11: 12 Grundklassen der Lithofazies-Codes im ternären Mischungsdiagramm, aus Keller, 1996

	SC korngestützter Schutt <i>grain-supported scree</i>		GS Kies-Sand / gravel-sand
	Gc korngestützter Kies <i>grain-supported gravel</i>		S Sand / sand
	Gm matrixgestützter Kies <i>matrix-supported gravel</i>		H heterolithische Wechschichtung <i>heterolithic bedding</i>
	Dc korngestützter Diamiktite <i>grain-supported diamictite</i>		F Feinsedimente (Ton und Silt) <i>finer</i>
	Dm matrixgestützter Diamiktite <i>matrix-supported diamictite</i>		P Torf / peat
	SSC Schutt mit Sandmatrix <i>scree with sand matrix</i>		C Karbonat / carbonate

Abbildung 12: Die 12 Grundklassen des Lithofazies-Codes, aus Keller, 1996

Die in meinem Kartierungsgebiet am häufigsten auftretenden Lockersedimente sind folgende drei Grundklassen:

- ❖ D: Diamikt (Feinanteil > 15%, eckig bis angerundet)
- ❖ G: Gerundeter Kies/Schotter (angerundet bis sehr gut gerundet)
- ❖ SC: Eckiger Schutt (überwiegend eckig, teils angerundet)

Diamikt (D): Es handelt es sich dabei in Anlehnung an Keller (1996) um ein terrigenes Gemisch aus Sand und größeren Komponenten (eckig oder angerundet), das mäßig oder schlecht sortiert ist, und einen Anteil >15% an schlammige Matrix aus Ton und Silt besitzt. Die Ablagerung kann sowohl in Folge glazialer Prozesse, als auch durch Trübe- oder Schlammströme (Faziesraum: Schuttfächer, Delta) erfolgen. Moränen, Schuttfächer oder Deltabereiche stellen hierbei die typischen Faziesräume dar.

Es wird zwischen korngestütztem Diamikt (Dc) und matrixgestütztem Diamikt (Dm) unterschieden und durch die Zusatzcodes kann noch eine Unterteilung in massiv (m), geschichtet (s) oder gradiert (g) gemacht werden.

Gerundeter Kies/Schotter (G): Keller unterteilt die angerundeten bis sehr gut gerundeten Kiese/Schotter nochmals in Kiese (g), Steine (c) und Blöcke (b). Meist werden solche gut gerundeten Sedimente durch Flussströmung weitertransportiert und abgelagert. Fluviale oder fluvioglazial geprägte Bereiche, sowie Delta- oder Periglaziale Bereiche stellen die typischen Ablagerungsräume dar.

Mithilfe der Zusatzcodes kann zwischen matrixgestützten (m) Kiesen/Steinen/Blöcken (**gGm/cGm/bGm**) oder korngestützten (c) Kiesen/Steinen/Blöcken (**gGc/cGc/bGc**) Außerdem können verschiedene Arten der Schichtung hinzugefügt werden: trogförmige (t) oder planare (p) Schrägschichtung, massive Schichtung (G), kaum geschichtet (m) und geschichtet (s).

Eckiger Schutt (SC): Keller zählt hierzu größtenteils den eckigen bis teilweise leicht angerundeten Schutt. Schutthalden oder Moränen sind typischer Ablagerungsraum für solch eckige Sedimente.

Es gibt lediglich zwei Unterteilungen in korngestützten Schutt (**SCc**) und Schutt mit sandiger Matrix (**SSC**).

Der korngestützte Schutt kann noch nach Kies-/Stein-/Blockgehalt (**gSCc/cSCc/bSCc**) unterschieden werden.

Neben der ausführlichen Beschreibung der Lithofazies war auch die farbliche Beschreibung der Lockersedimente, die sich teilweise deutlich unterschieden, enorm wichtig und deshalb wurde die MUNSELL® Soil Color Chart benutzt.

3.2. Nasssiebung

Im Zuge der Kartierung wurden insgesamt 19 Sedimentproben genommen, wobei jede Probe circa 10 kg umfasste. Vor der Siebung wurden die Proben gewogen, dann 16 Stunden bei 105°C getrocknet, nochmals gewogen, um anschließend die Differenz zwischen Nass- und Trockengewicht zu ermitteln.

Da sehr viel Matrix an den groben Fraktionen haftete, war es notwendig die einzelnen Proben einer Nasssiebung zu unterziehen. Dazu mussten die Proben zuerst, mit Wasser bedeckt, 24 - 48 Stunden stehen und konnten dann gesiebt werden.

Um die einzelnen Kornfraktionen zu trennen wurden folgende Siebsätze genommen: **63.5, 31.5** (nach DIN 4187/2), **16, 8, 4** (nach DIN 4187) und **2mm** (nach DIN 4188).

Für <2mm wurden folgende Siebsätze verwendet:

1, 0.5, 0.25, 0.125 und **0.063mm** (nach Eckhardt 42781 HAAN Germany 3310/1).

Die <2mm Fraktion wies teilweise einen Anteil von bis zu 40% am Gesamtgewicht auf und deshalb wurden diese Proben zuerst mit einem Riffelteiler geteilt, um eine Menge von 150 g/Probe zu erhalten. Nachdem jede Probe eine Woche lang in einem H₂O₂ Bad eingeweicht war und so das organische Material aboxidiert worden war, wurde die Siebung durchgeführt, die Fraktionen im Trockenschrank bei 70°C getrocknet und anschließend ausgewogen.

Da die Klasse **<0.0063mm**, also Ton und Silt, in den meisten Proben einen hohen Anteil einnahm, erfolgte eine weitere Korngrößenmessung mit dem SediGraph 5100. Anschließend wurden alle Daten mithilfe von Excel verarbeitet und die Ergebnisse graphisch mittels einer Kornsummenkurve dargestellt.

3.3. Analyse der Lithologien, Kornformen & Kornrundungen

Um auf die Ablagerungsbedingungen und das Herkunftsgebiet zu schließen wurden Lithologie, Kornform und -rundung bestimmt. Dafür wurden jeweils 100 Kieskörner der 8-16 mm Fraktion entnommen und untersucht.

Zuerst wurde mit einer digitalen Schiebelehre Länge, Breite und Dicke der Kiese gemessen und die Werte im Verhältnis zueinander (B/L und D/B) dann in ein Kornformen Diagramm nach ZINGG (aus Tucker, 1985) eingetragen, um die Kornformen zu ermitteln.

Die Kornrundung der Kiese wurde qualitativ mit Hilfe der Klassifikationsbilder nach PETTIJOHN (aus Tucker, 1985, Abb. 13) bestimmt.

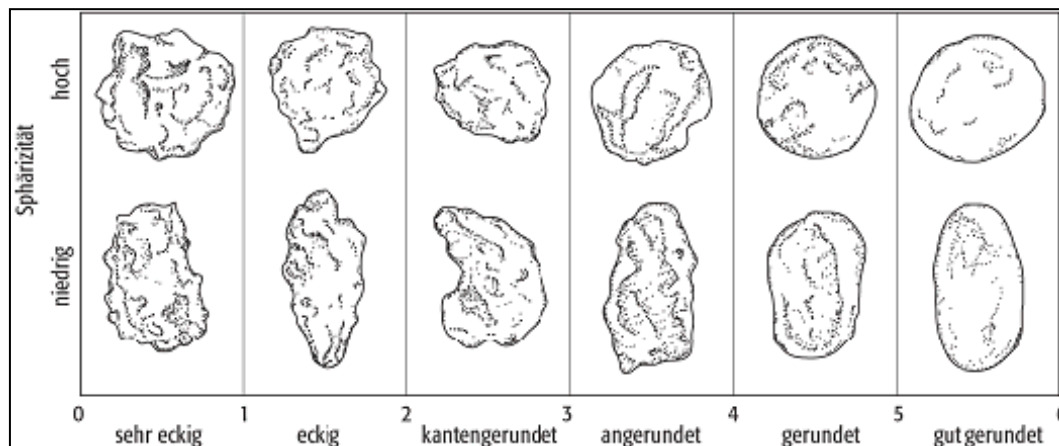


Abbildung 13: Rundungsklassen nach PETTIJOHN et al., 1987 (aus Tucker, 1985)

Anschließend wurden die Kiese zerbrochen, um die Lithologie zu bestimmen. Um die vorherrschenden Karbonate auch in Dolomit und Kalksteine zu unterscheiden, kam eine 3%ige HCl zum Einsatz.

3.4. Schneegrenze und Profilquerschnitte

Methoden der Schneegrenzbestimmung

Sowohl für die jüngere als auch für die ältere Vergletscherung wurde versucht die Höhenlage der Schneegrenze (Equilibrium Line Altitude - ELA) zu rekonstruieren. Um eine Grundlage für die Rekonstruktion zu schaffen, wird zuerst ein Überblick über verschiedene Bestimmungsmethoden der Schneegrenze gegeben. Dabei werden sowohl ältere, als auch moderne Methoden erläutert und die jeweiligen Vor- und Nachteile erwogen.

Methode Höfer (1879)

Höfer erarbeitete bereits 1879 eine Methode zur Ermittlung der Schneegrenze (ELA), wobei er diese in halber Höhe zwischen dem untersten Gletscheransatzpunkt und der mittleren Höhe der jeweiligen Kammumrandung ansetzte. Da die Kammumrandung mit der Firnlinie zusammenfällt, muss nach Höfer (1879) die ELA bereits bekannt sein, damit die Kammumrandung überhaupt bestimmt werden kann. Dies führt natürlich zu Schwierigkeiten bei der Bestimmung, denn meist ist die eben ELA nicht bekannt und soll ermittelt werden (Gross et al., 1978).

Somit kann diese Methode nicht für die Rekonstruktion der ehemaligen ELA eines Paläogletschers herangezogen werden.

Methode Brückner-Richter (1886/1885,1888)

Brückner (1886) setzte die ELA genau am Übergang von Akkumulationsgebiet (Sc) und Ablationsgebiet (Sa) fest. Er beschreibt die ELA für Talgletscher mit einem Verhältnis von 3:1 ($Sc:Sa = AAR = 0,75$) an. Richter versuchte bereits 1885 ein sinnvolles Verhältnis zu finden und nahm zuerst ein Verhältnis von 8:1 an. Dieses Verhältnis verwarf er bereits 1888 wieder, nachdem er das 3:1 Verhältnis an einigen Talgletschern getestet hatte und kam schließlich zum selben Verhältnis wie Brückner (1886) von 3:1 (Gross et al., 1978).

Gross, Kerschner und Patzelt (1978) stellten in ihrer Arbeit ein neues Flächenteilungsverhältnis von 2:1 ($AAR = 0,67$) vor und verglichen es mit dem 3:1 Verhältnis von Brückner und Richter. So kamen sie zu dem Schluss, dass die beiden Verhältnisse sehr gut miteinander korrelieren. An Gletschern der Silvretta wurden diese Verhältnisse dann ausgetestet, wobei sich etwas zu niedrige Werte ergaben. „Es besteht eine gewisse Abhängigkeit der Abweichungen vom Verlauf der hypsographischen Kurve und damit von der Gletscherform“ (Gross et al., 1978, 238). Somit muss zuallererst die ehemalige oder bestehende Gletscherform betrachtet werden um ein geeignetes Verhältnis zu wählen. In den Alpen wird meist ein Flächenteilungsverhältnis von 2:1 angenommen.

Methode Lichtenecker (1938)

„Nur dort, wo durch die vertikale Komponente der Gletscherbewegung die Stromlinien an die Oberfläche treten, kann es zur Bildung von Ober- und Ufermoränen kommen“ (Lichtenecker, 1938, 142). Somit setzt Lichtenecker den höchsten Ansatzpunkt einer Seitenmoräne mit der ehemaligen ELA und somit mit der Grenze zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet gleich. Diese Methode kann jedoch nur angewendet werden, wenn eine Seitenmoräne erhalten geblieben ist. Außerdem muss berücksichtigt werden, dass der höchste Punkt der Seitenmoräne nur den niedrigsten Gletscherstand anzeigt und somit dieser Wert für die ehemalige Schneegrenze nur als Minimalwert genommen werden kann. Generell stellt diese Methode jedoch eine sehr gute und genaue Möglichkeit dar, um die ehemalige ELA zu rekonstruieren (Gross et al., 1978).

Verfahren nach Louis (1955)

Louis beschreibt die Berechnung der Schneegrenze so, dass er den höchsten Punkt eines Berges (Gipfel), an dem ein Gletscher liegt und den tiefsten Punkt am Ende des

Gletschers addiert und dann einfach mittelt. Das Verfahren ist somit sehr leicht anzuwenden, aber generell sehr ungenau und eventuell nur für die grobe Erstabschätzung zu gebrauchen, da für die ELA zu hohe Werte ermittelt werden. Eine etwas bessere Berechnung gelingt, wenn nicht der Gipfel als höchster Bezugspunkt angenommen wird, sondern der höchste Punkt des Gletschers, doch auch das ist nur eine grobe Annäherung (Gross et al., 1978).

MELM Methode

Eine moderne Grundlage für die Rekonstruktion der ELA stellt die MELM (maximum elevation of lateral moraine) Methode dar. Diese Methode entwickelte sich aus der Methode nach Lichtenecker (1938). Generell können sich aufgrund der Gletscherdynamik Moränen erst unterhalb der ELA im Ablationsgebiet ausbilden und die höchsten Ansätze dieser Moränen stellen dann einen guten Ausgangspunkt für die Abschätzung der ehemaligen Schneegrenze dar (Kerschner, 1990).

AAR Methode

Die AAR (accumulation ablation ratio) Methode beschreibt ein Verhältnis (ratio) zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet von 2:1. Bei dieser Methode wird davon ausgegangen, dass das Akkumulationsgebiet immer doppelt so groß ist, wie das Ablationsgebiet. Diese Methode zählt zu den modernen Methoden, entwickelte sich jedoch aus dem Flächenteilungsverhältnis das Gross et al. (1978) bei 2:1 festlegten. Die AAR-Werte sind jedoch stark vom Klima in der jeweiligen Region in der sich der Gletscher befindet abhängig. So weisen tropische Gletscher ein höheres Verhältnis von 0,80 (Kaser und Osmaston, 2006) auf, als Gletscher in den gemäßigten Breiten, die AAR- Werte von 0,55 bis 0,65 zeigen (Porter, 1975). Auch ob der Gletscher schuttfrei oder schuttbedeckt ist spiegelt sich im AAR Wert wider. Kirkbride (1993) zeigt in seiner Publikation anhand neuseeländischer Gletscher, dass schuttfreie Gletscher einen hohen AAR-Wert von 0,78 zeigen und die schuttbedeckten Gletscher dagegen einen deutlich niedrigeren Wert von 0,46 aufweisen. Somit sollte die Geomorphologie des Gletschers bzw. des Paläogletschers bekannt sein.

Außer den eben angeführten Methoden, die auf Flächenverhältnissen (AAR) und Erhaltung von Seitenmoränen basieren, kann die ELA ebenso graphisch mittels einer hypsometrischen/hypsographischen Kurve des Gletschers ermittelt werden.

Nach Gross et al. (1978) kann eine hypsographische Kurve (Summenkurve) konstruiert werden, indem das Ablationsgebiet als gesamte Fläche auf der x-Achse

gegen die Höhe auf der y-Achse aufgetragen wird.

Um eine Summenkurve zu erhalten, wird eine Linie entlang der Gletscheroberfläche gelegt, die die größte Längserstreckung zeigt. Dann werden entlang dieser Linie die einzelnen Flächenfelder des Gletschers zwischen den einzelnen Höhenlinien ausgezählt und dann einfach zu einer Kurve aufsummiert. Durch zuordnen eines AAR-Werts kann dann ein Schnittpunkt zwischen Höhe und Ablationsfläche ermittelt werden und die Höhe der ELA kann abgelesen werden.

Profilquerschnitte

Profilschnitte wurden sowohl für die Moränensysteme, als auch für die Terrassenkörper im Vorfeld erstellt. Aufgrund der erstellten Längs- und Querschnittsprofile wurde einerseits die morphologische Gliederung der einzelnen Moränenkörper, andererseits die Korrelation der zerschnittenen und teils isolierten Terrassenkörper erleichtert. Nachdem der Verlauf und die Lage der sehr mächtigen, jungen und der überfahrenen, älteren Moräne im Gelände ermittelt war, wurde versucht, das aus dem heutigen Kar „entnommene“ Gesteinsvolumen zu ermitteln und jenes in Relation zu den vorhandenen glazialen Lockersedimenten zu setzen. Für diese Volumina Berechnungen wurde die Geoinformationssoftware „ArcGIS 10“ verwendet.

3.5. Dünnschliffe

Im Gelände wurden 2 Aufschlüsse, in denen Hangbrekzien zu finden waren, ausgewählt und insgesamt 4 Dünnschliffe angefertigt. Um eine detaillierte Beschreibung zu erhalten, wurde sowohl auf Matrixgehalt, Anteil an biogenen Komponenten und Anteil der verschiedenen Mineralien, als auch auf Zementbildungen (mehrere Generationen, primär/sekundär?) und eine eventuelle Dolomitisierung geachtet.

3.6. Tonmineralogie

Probenaufbereitung

An 6 Proben wurde eine Tonmineralanalyse durchgeführt, da bei diesen mithilfe des SediGraphs ein markant hoher Tonanteil festgestellt wurde. Es handelt sich um fünf Proben aus dem periglazialen Bereich der Schutthalde (P/11/5; P/11/6; P/11/7; P/11,8; P/11/10), die circa 1 km nördlich des Schneebergdörfli liegt und eine Probe aus dem älteren Moränenwall.

Zuerst wurde die getrocknete **<0.0063 mm** Fraktion mit destilliertem H₂O versetzt und dann 3 Minuten mithilfe eines Ultraschallstabes dispergiert. Daraufhin konnten die Proben in den Atterberg-Zylinder gefüllt werden. Um nur die Tonfraktion (**<0.002mm**) abzutrennen, blieben die Proben für 24 h 33 min im Zylinder und wurden dann abgelassen. Dann kamen diese für 3-4 Tage bei 65°C in den Trockenschrank.

Spezielle Probenvorbereitung für Röntgendiffraktometrie (XRD)

Die feinen „Tonschollen“ wurden nun vorsichtig mit einem Mörser zu einem Pulver zerstoßen. Danach wurde für jede Probe 10mg des Pulvers eingewogen, das anschließend mit 1ml destilliertem H₂O versetzt, 1 Minute per Ultraschall dispergiert, auf einen Objektträger (Glasplättchen) aufgetragen und luftgetrocknet wurde.

Da bei den luftgetrockneten Proben oftmals Tonminerale übersehen werden, weil sie von anderen Mineralen überlagert werden, werden die Proben mit Mg- und K-Ionen gesättigt. Dadurch können nun die verschiedenen Tonminerale, beispielsweise Smektit/Vermiculit oder Vermiculit/Chlorit, besser voneinander unterschieden werden, da sie aufquellen und sich somit der Abstand zwischen den Netzebenen ändert.

Dafür wurde von jeder Probe zweimal je 50mg Pulver eingewogen, anschließend wurde das Röhrchen mit KCl beziehungsweise MgCl₂ auf 50ml aufgefüllt und 24 Stunden geschüttelt.

Außerdem wurden die Proben mit Ethylenglykol (EG) und Glycerin (G) gesättigt, danach bei 550°C getempert und im XRD gemessen.

4. Gletscher und Quartär – ein allgemeiner Überblick

4.1. Das System Gletscher

Da diese Masterarbeit einen ehemaligen Gebirgsgletscher und seine Sedimente behandelt, wird in diesem Kapitel insbesondere auf die Charakteristika von Geländesystemen innerhalb vergletschter Gebirgstäler eingegangen. Um nun genauer auf das System eines Gletschers mit all seinen Facetten einzugehen, muss zuallererst der Begriff „Gletscher“ definiert werden.

„Gletscher sind große, hauptsächlich aus Schnee, Firn und Eis bestehende Massen, welche einer aktiven Bewegung unterliegen. Auch Schmelzwasser, Gesteinsfragmente und Luft, beispielsweise in Porenräumen des Schnees, können Bestandteile eines Gletschers sein.“

(Winkler, 2009, S 9)

„Glaciers and ice sheets are large, dynamic stores of water, constantly exchanging mass with other parts of the global hydrological system. Glaciers grow by the input of snow and other forms of ice accumulating on their surfaces, and lose mass by melting, the breakaway of icebergs, and other processes.“

(Benn & Evans, 1998, S 66)

„Gletscher sind Massen aus körnigem Firn und Eis, die aus mehreren Ablationsperioden (Sommer) überdauernden Schneeansammlungen durch Metamorphose entstanden sind, Gaseinschlüsse (Luftblasen), organische Substanz (Pollen) sowie Gesteinsmaterial (Moränen) enthalten und vom Nährgebiet mit Akkumulationsüberschuss zum Zehrgebiet fließen, wo sie abschmelzen.“

(Bachmann, 1978, S 8)

Die Bildung beziehungsweise das Entstehen eines Gletschers kann erst stattfinden, wenn über mehrere Jahre hinweg der Niederschlag, hauptsächlich Schneefall im Winter, deutlich höher ist, als die Menge, welche während der Sommermonate wieder verdunstet oder abschmilzt. Während nun jährlich mehr und mehr Schnee abgelagert und durch die Auflast immer stärker verdichtet wird, durchleben die Schneekristalle die so genannte Schneemetamorphose, wobei aus Altschnee Firn und schließlich das Gletschereis entsteht (Winkler, 2009).

MASSENHAUSHALT

Ob ein Gletscher anwächst oder sich zurückbildet kann mittels des Massenhaushalts festgestellt werden. Dieser bezieht sich immer auf 1 Jahr und gibt an, ob der Gletscher eine Zunahme oder Abnahme von Niederschlag, also Wasser, Eis und Schnee, aufweist. Somit spiegeln sich Temperaturschwankungen im Massenhaushalt wider. Außerdem können, wenn der Massenhaushalt bekannt ist, Beziehungen zwischen Klima und Gletscherwachstum oder Gletscherrückzug hergestellt und eine zukünftige Prognose für ein Gebiet erstellt werden.

Viele verschiedene Faktoren müssen zusammenspielen, damit ein Gletscher weiter wächst (oder abschmilzt), dabei sind jedoch die beiden wichtigsten Parameter des Massenhaushaltes die Akkumulation (Massengewinn) und die Ablation (Massenverlust). Eine gute allgemeine Übersicht über das System Gletscher vermitteln Benn & Evans (2010) in einer ihrer Abbildungen (Abb. 14).

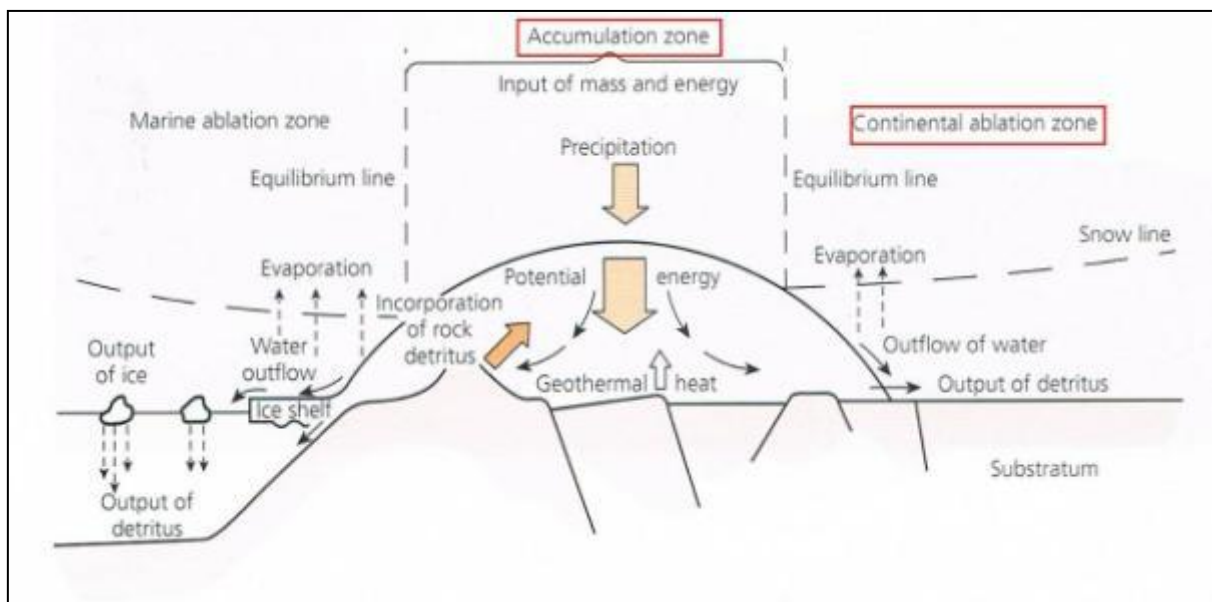


Abbildung 14: Massen- und Energiefluss in einem idealisierten Gletscher (nach Brodzikowski and van Loon, aus: Benn & Evans, 2010, Fig. 1.3, S 4)

Zwischen der Akkumulations- (Nährgebiet) und der Ablationszone (Zehrgebiet) liegt die so genannte GGL (= Gleichgewichtslinie/ Schneegrenze) oder auch ELA (equilibrium line altitude) genannt. Entlang der ELA entspricht die Akkumulation genau der Ablation und je nachdem, ob sich die Linie nach oben oder unten verschiebt, zeigt sich, ob der Gletscher anwächst und vorstößt oder ob er zurückschmilzt.

GLETSCHERTYPEN

Im Folgenden werden nun Landsysteme, die sich in vergletscherten Tälern befinden behandelt. Nach Evans (2003) können diese eine Vielzahl an unterschiedlichen Ablagerungsräumen entwickeln, da hier die verschiedensten Faziesräume (supra-, para-, sub-, pro- & periglazial, ice-marginal) aufeinandertreffen und ineinander einfließen. Trotz der großen Vielfalt neigen solche Landsysteme dazu bestimmte periodische Merkmale zu entwickeln, die aus zwei Hauptfaktoren resultieren:

- Geländetopographie (-relief): maßgeblich für die morphologischen Merkmale eines Gletschers, den Weg des Sedimenttransports und schließlich das Ablagerungsbecken (Größe, Ausbildung)
- Schuttzulieferung (Debris): wichtig ob und wie viel Schutt supraglazial in den Sedimenthaushalt des Gletschers gelangt

Aufgrund der Geländetopographie, an der sich der Gletscher anschmiegt und durch die er auch begrenzt wird und der Temperatur an der Gletscherbasis kann eine Einteilung in die verschiedenen Gletschertypen erfolgen. Nach der Gletscherbasis können warmtemperierte (warmbasale Gletscher) und kalttemperierte (kaltbasale) Gletscher unterschieden werden. In den meisten Hochgebirgen, so auch in den Alpen, treten überwiegend „warme“ Gletscher auf. Kaltbasale Gletscher kommen hingegen nur in polaren Gebieten, wie der Arktis und Antarktis. Die Temperatur des Gletschereises bestimmt ob ein warmtemperierter oder ein kalttemperierter Gletscher entsteht. Wenn die Temperatur bei 0°C liegt, also genau am Druckschmelzpunkt, entsteht ein warmbasaler Gletscher. Wenn die Temperatur unter 0°C liegt handelt es sich um einen kaltbasalen Gletscher (Winkler, 2009). Je nachdem welche Fläche im Gebirge für eine Vereisung zur Verfügung steht bilden sich der Geländeform übergeordnete oder angepasste Gletscher aus. Dem Relief übergeordnete Gletscher sind weitläufige Vergletscherungen und werden auch Deckgletscher genannt (Winkler, 2009):

- Plateaugletscher
- Vorlandgletscher
- Kontinentale Eisschilde und -kappen

Dem Relief angepasste Gletscher sind oftmals in ihrer Ausdehnung begrenzt und werden auch Gebirgsgletscher genannt. Dazu gehören folgende Typen:

- Kargletscher
- Talgletscher
- Eisstromnetze

Gebirgsgletscher können zusätzlich noch unterteilt werden in „saubere“ („clean glacier“) und „schuttbeladene“ („debris-covered glaciers/debris mantled glaciers) Gletscher (Benn & Evans, 2010). Entscheidend ist wie hoch oder niedrig das Geländere Relief rund um den Gletscher ausgebildet ist.

„Saubere“ Gletscher kommen meist in Gebieten mit niedrigem Relief vor und haben deshalb einen geringen Anteil an supraglazial transportiertem Material (debris). Ein „debris covered glacier“ besitzt meist ein steileres Geländere Relief und er wird von sehr viel Material, aus den umgebenden Steilhängen und Wänden, das durch Felsstürze auf den Gletscher gelangt, bedeckt. Der meiste Schutt befindet sich in der Ablationszone, wodurch die Wirkung der Sonneneinstrahlung deutlich vermindert wird und somit weniger Eismasse verloren geht, als bei Gletschern ohne Schuttbedeckung.

„Debris covered Glacier“ sind schuttbedeckte Gletscher und es wird vermutet, dass sie in „rock glacier“ übergehen können (Benn & Evans, 2010).

Auf den folgenden Seiten wird nun näher auf Gebirgsgletscher im Allgemeinen eingegangen, da diese den alpinen Raum noch heute formen und diesen auch schon in den vergangenen Kaltzeiten prägen.

Kargletscher (cirque glacier)

Ein Kargletscher (Abb. 15) bildet sich meist in einer Art Nische oder Firnmulde, auch Kare genannt, aus. Schneeförmiger Niederschlag kann sich dort leicht ansammeln und ist gleichzeitig vor Wind und Sonneneinstrahlung gut geschützt (Benn & Evans, 2010). Diese Art eines Gletschers kommt bevorzugt in höheren Gebirgslagen vor und erreicht keine großen Ausdehnungen. Meist sind Kargletscher die Reste von ehemals großen Talgletschern, aber oftmals zeigt ein Kargletscher auch den Verlauf eines sich neu bildenden Talgletschers an. Auffallend ist auch, dass Kargletscher keine Gletscherzunge, wie beispielsweise Talgletscher es tun, ausbilden (Benn & Evans, 2010, Winkler, 2009).

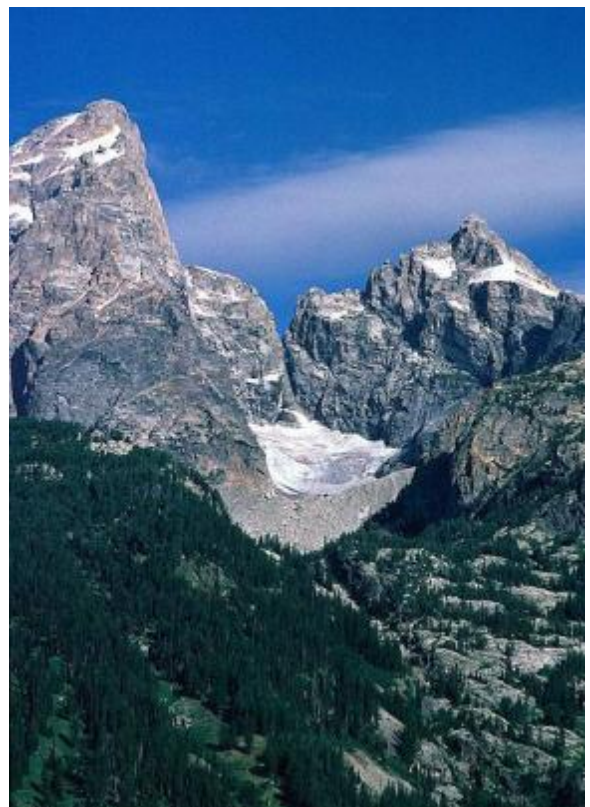


Abbildung 15: Tenton Gletscher (Kargletscher) im Grand Teton National Park in Wyoming, USA. aus: http://www.swisseduc.ch/glaciers/earth_icy_planet/glaciers02-en.html?id=4

Talgletscher (valley glacier)

Ein Talgletscher kann sich sowohl an steilen oder flachen Tälern ausbilden und bildet sich aus Kargletschern oder Eisfeldern, die weiter oben liegen. Wenn die Eismächtigkeit ansteigt, geht der Talgletscher in einen Hängegletscher über. Durch die Schwerkraft bewegt sich der Gletscher talwärts. Wenn ein Talgletscher die umliegenden Hänge überwindet und sich mit umliegenden Gletschern mittels Transfluenzen über Wasserscheiden hinweg verbindet, entsteht ein weitläufiges Eisstromnetz, wie es in den Alpen während den großen Vergletscherungen der Fall war. Ein Talgletscher hat im Idealfall ein Verhältnis zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet von 2:1.

Tal- und Kargletscher können sich, wenn die Karumrandung aus leicht verwitterbarem Material, wie Karbonat aufgebaut ist und somit immer wieder neuer Gesteinsschutt an die Gletscheroberfläche angeliefert wird, zu „Schuttbedeckten“ Gletschern umformen, die im folgenden Abschnitt näher erläutert werden.

„Schuttbedeckte“ Gletscher (Debris covered glacier, Debris mantled glacier)

Ein „Schuttbedeckter“ Gletscher (Abb.16) bildet sich aus, wenn viel Gesteinsschutt aus dem umliegenden Gelände abbricht und so auf die Gletscheroberfläche gelangt. Der größte Teil des Schutts sammelt sich in der Ablationszone an. Nach Evans (2003) wird der Gletscher durch die Schuttbedeckung vor starker Sonneneinstrahlung, die wiederum zu verstärktem Abschmelzen des Gletschers führen würde, geschützt. Falls die Schicht jedoch weniger als 5cm dick ist, hat es genau den gegenteiligen Effekt, denn das begünstigt ein Abschmelzen einerseits aufgrund der dadurch herabgesetzten Albedo, andererseits erwärmt sich der „Schuttmantel“, was aufgrund von Wärmeleitung ebenfalls ein Abschmelzen des darunterliegenden Eises begünstigt.



Abbildung 16: Khumbu Gletscher (debris covered glacier) in der Everstregion in Nepal, aus: http://www.swisseduc.ch/glaciers/earth_icy_planet/glaciers03-en.html?id=12

Erst eine mächtigere Schuttschicht bewirkt eine Isolierung des darunterliegenden Eises und somit eine verringerte Ablationsrate. Evans (2003) gibt für einen Schuttbedeckten Gletscher im Gleichgewicht eine AAR von 0,2 – 0,4 an, jedoch kann dieses Verhältnis auch 1:1 erreichen (AAR = 1). Die Moränen, die sich durch einen solchen Gletscher ausbilden, bestehen ebenfalls aus einem Gemisch aus Schutt. Und genau darin liegt auch der Unterschied zu einem „reinen“ Blockgletscher, denn ein „schuttbedeckter“ Gletscher zeigt keinen derartig graduellen Übergang zwischen grobblockigen und matrixreicheren Lagen. Das diamikte oder polymikte Gesteinsmaterial ist gleichmäßig durchmischt und weist keine Sortierung auf. Meist tritt im gesamten Verlauf der Moräne ein sehr einheitliches Material auf. Wie aus einem „schuttbedeckten“ Gletscher ein Blockgletscher entsteht, erklärt (? vermutet) Evans mit einem konzeptiven Modell so: „Wo der Gesteinseintrag sehr viel höher ist und Eis- und Schneelawinen als isolierte, jedoch verformbare Linsen innerhalb einer Schutthalde (talus) auftreten wird die resultierende Form ein Blockgletscher sein.“ (Evans, 2003, S 395)

GLETSCHERBEWEGUNG, MATERIALTRANSPORT

Wenn das Gletschereis nun eine Mächtigkeit von einigen 10er Metern erreicht hat, beginnt, aufgrund der Schwerkraft und des Eigengewichts des Eises als treibende Kräfte, die eigentliche Gletscherbewegung, die durch STRESS und STRAIN, bestimmt wird. Diese beiden Parameter geben uns eine Vorstellung, wie sich der Gletscher unter bestimmten Bedingungen verhält und somit bewegt.

Stress (Schubspannung) gibt an, wie stark ein Material (Eis, Wasser, Sediment oder Gesteine) durch die einwirkenden Kräfte zusammengepresst, gestreckt, verkürzt oder verbogen wird (Benn & Evans, 2010).

Strain (Deformation) und Stress sind indirekt voneinander abhängig, denn Strain gibt den Betrag/die Summe der Deformation an, die durch den Stress entsteht. Außerdem spiegelt er die Änderung der Form und der Ausdehnung wider.

Die durch Stress verursachte Deformation von Eis, verursacht also eine aktive Gletscherbewegung und zeigt sich, indem der Gletscher anfängt zu kriechen/fließen (creep) oder zu brechen (fracture). Dabei ist das Kriechen/Fließen die häufigste Art der Bewegung (Benn & Evans, 2010).

Generell wird diese Fließbewegung durch das Zusammenspiel von 3 wichtigen Komponenten gesteuert:

- a. Deformationsfließen od. -kriechen (Fließgesetz nach GLEN): Das annähernd plastische („pseudoplastische“) Verhalten von Gletschereis ist Grundlage des Deformationsfließens. Es kann mit dem Fließverhalten von Metallen nahe an

ihrem Schmelzpunkt verglichen werden (Benn & Evans, 2010, 116).

Deformationsfließen resultiert aus der Bewegung, die zwischen oder innerhalb der einzelnen Eiskristalle stattfindet (Benn & Evans, 2010).

- b. Basales Gleiten: An warmbasalen Gletschern kommt zusätzlich zum Deformationsfließen noch das Basale Gleiten hinzu.
Das Gleiten eines Gletschers wird erst durch einen dünnen Schmelzwasserfilm ermöglicht, der sich bildet, wenn das Eis an der Basis den Druckschmelzpunkt erreicht hat (Winkler, 2009).
- a. Bewegung durch Deformation subglazialer Sedimente: Im Gegensatz zum Basalen Gleiten findet diese Bewegung zwar auch an warmbasalen Gletschern statt, doch ist dabei das Gletscherbett aus Lockersediment und nicht gefroren. Der Gletscher kann dort zusätzlich durch Deformation der unterlagernden Sedimente in die vorgegebene Eisflussrichtung gleiten (Winkler, 2009, S 25).

An kaltbasalen Gletschern tritt also lediglich ein Deformationsfließen auf und nur warmbasale Gletscher können alle 3 Typen von Bewegungsmechanismen aufweisen. Aufgrund der Bewegung eines Gletschers wird nun das umgebende Gestein seitlich oder unterhalb erodiert und transportiert, dabei bildet sich Schutt (Debris), der nach Evans (2003) bei Talgletschern auf 2 Transportweisen weiterverlagert werden kann (Abb. 17):

- a. **Supraglazial oder Englazial**: passiver Materialtransport an Gletscheroberfläche oder innerhalb des Gletschers; Steinschläge, Felsstürze, Murenabgänge, grobkörnig, angulare Kornform
- b. **Subglazial/Basal**: aktiver Materialtransport entlang der Gletscherbasis und an der Gletscherfront

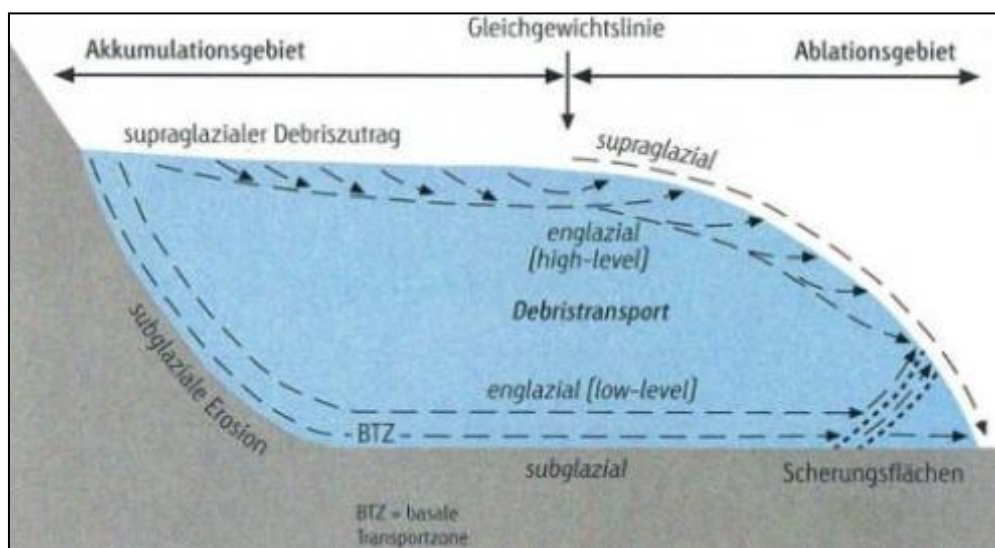


Abbildung 17: Transportmechanismen eines Gletschers, aus Winkler, 2009, Abb 8.1, S 87

GLETSCHERABLAGERUNGEN

Gletscherablagerungen werden allgemein mit dem Begriff „Till“ (früher auch „Moräne“) + Transportweise versehen. In einer aktuellen Tabelle, die von der INQUA *Comission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits* vorgelegt wurde, werden die verschiedenen deutschen Begriffe für Moränen den jeweiligen englischen zugeordnet (Ehlers, 2011). Oftmals wird im Zusammenhang mit Moränen auch der Begriff „Diamikt“ verwendet. Dieser Begriff bezeichnet lediglich ein unsortiertes Sediment (z.B. innerhalb einer Seiten-, End- oder Grundmoräne) und wird oftmals verwendet um eine neutrale Beschreibung zu geben.

Der folgende Abschnitt soll die verschiedenen Till- bzw. Morärentypen näher erläutern. Der Zusammenhang zwischen glazialen Material und der dazugehörigen Landschaftsform lässt sich über das jeweilige Ablagerungsmilieu innerhalb, unter oder auf dem Gletscher beschreiben.

Die beiden wesentlichen Typen sind:

- Grundmoräne
- Latero-frontal Moraine (End- und Seitenmoräne)

Grundmoräne

Eine Grundmoräne entsteht im subglazialen Bereich eines Gletschers, durch aktiven Sedimenttransport. Das Material wird entweder innerhalb des Gletschers nahe an der Basis oder direkt unterhalb des Eises am Gletscherbett transportiert. Durch diesen Transport wird das Material stark beansprucht und somit zerkleinert, zermahlen und zerbrochen, dies Sedimente einer solchen Grundmoräne werden als „Deformation till“ bezeichnet. Gekritzte und polierte Geschiebe sind eindeutige Belege für solch eine Grundmoräne. Doch es gibt auch Sedimente in Grundmoränen, die auf andere Weise gebildet wurden, dazu zählen der „Meltout till“ (Ausschmelzen) und der „Lodgement till“ (Setzung) (Benn & Evans, 2010).

„Meltout till“ bildet sich, wenn subglaziales Material aus dem Gletscher, während einer Stagnation, ausschmilzt. „Lodgement till“ entsteht während der Gletscher noch aktiv ist und zwar dadurch, dass der Reibungswiderstand zwischen Eis und Gesteinspartikel zu groß wird und sich dieser somit durch Druckschmelzen aus dem Gletschereis löst (Benn & Evans, 2010). Generell besteht eine Grundmoräne aus feiner Matrix (Sand, Schluff, Ton), in der sich gröbere und kleinere Komponenten (Kiese, Steine) befinden. Außerdem gibt es keine Schichtung, keine Sortierung, eine hohe Lagerungsdichte (Überkonsolidierung) und vorwiegend treten gerundete

Kornformen auf. Nach Keller (1996) werden solche Sedimente als matrixgestützter, massiver Diamikt (Dmm) klassifiziert.

Latero-frontal (dump) Moraine (End- und Seitenmoräne)

Nach Benn & Evans (2010) bilden sich Seiten- und Endmoränen so aus, dass ein Gletscher, der an seiner Oberfläche akkumuliertes Gesteinsmaterial mitführt, dieses mobilisiert und das Material durch Fließbewegungen, Abstürze oder fluviale Prozesse an den Gletscherrand verfrachtet, wo es auf dem angrenzenden Gelände abgelagert wird. Je länger ein Gletscherrand über einen Zeitraum stationär ruht desto länger wird Schutt aufgehäuft womit in Abhängigkeit von der Zeitdauer im Allgemeinen die Mächtigkeit der Moränen zunimmt, die dann als (latero-frontal) dump moraines bezeichnet werden. Dieser Prozess ist vergleichbar mit einem Förderband, an dessen Ende sich immer mehr Material ansammelt und dadurch ein immer höher werdender Berg aufgeschüttet wird. Die Größe einer Dump Moraine steht in einer direkten Beziehung mit dem angelieferten Schuttvolumen und der Dauer des Gletscherhaltes. Die größten Ausbildungen solcher Dump Moränen lassen sich an den Gletscherrändern von Debris mantled /Debris covered Gletschern finden, denn diese verweilen schon aufgrund der Schuttbedeckung meist über sehr lange Zeiträume in einem stationären Zustand.

Sedimentologisch weisen Seiten- und Endmoränen aufgrund des passiven Transports an der Gletscheroberfläche meist unsortiertes, grobes, sehr eckiges Material (Diamikt) auf. Meist zeigen diese Moränen in ihrem Kornklassenspektrum wenig bis kein Feinmaterial, da dieses, falls überhaupt etwas passiv mittransportiert wurde, meist durch supraglaziale Entwässerung größtenteils ausgewaschen wird (van Husen, 1981). Lediglich in Richtung Gletscherzunge kann stellenweise ebenfalls aktiv transportiertes, gerundetes Material auftreten. Wenn der Gletscher zurückweicht und abermals eine Stabilisierung der Gletscherzunge erfolgt, wird eine neue, jüngere Seitenmoräne hinter der älteren ausgebildet. Im Gegensatz dazu kann eine ältere Moräne von einer jüngeren komplett überlagert werden, wenn der Gletscher an Mächtigkeit gewinnt. Meist werden somit die älteren, begrabenen Moränen konserviert und können als paläoklimatisches Archiv dienen. Seitenmoränen, die innerhalb steiler Täler an Berghängen abgelagert wurden, haben nur geringes Erhaltungspotential, wohingegen Seitenmoränen die jenseits eines Kar oder steilen Tälern geformt werden, deutlich besser erhalten bleiben, weil dort paraglaziale Prozesse eine deutlich geringe Rolle spielen (Benn & Evans, 2010). Paraglaziale Prozesse zählen nach Benn & Evans (2010) zu den nicht-glazialen Prozessen, welche unmittelbar durch Vergletscherungen bedingt werden. Paraglaziale Aktivitäten entstehen sobald ein Gletscher zurückweicht und die Landschaft darunter eisfrei

wird, was zur Folge hat, dass es zu raschen Übergängen von glazialen zu nicht-glazialen Bedingungen kommt. Während paraglazialer Perioden wird vermehrt Sediment aus den Berghängen in fluviatile und äolische Systeme geliefert.

Im engen Zusammenhang mit Lateral- und Latero-frontal Moränen stehen Breach-lobe Moränen. Diese bilden sich aus, wenn der Gletscher eine Lücke im Seitenmoränenwall ausnutzt und hindurchfließt. Dadurch entwickelt sich dann eine typische Lobenformstruktur, die entweder aus großen übereinander liegenden Moränenkomplexen oder aus einer zusammengewachsenen Abfolge individueller Wälle besteht (Evans, 2003). Der Miage Gletscher (Italien) und der Tasman Gletscher sind typische Vertreter, die solche Moränen ausbilden können.

Neben den durch den Gletscher direkt abgelagerten d.h. glazigenen Moränensedimenten (Till), die die verschiedenen Moränensysteme charakterisieren und aufbauen, gibt es auch noch andere glaziale Sedimente die indirekt vom Gletscher beeinflusst werden und sich vor oder außerhalb des Gletschers ablagern. Dazu zählen pro- und periglaziale Sedimente, die im nächsten Abschnitt kurz erläutert werden.

Proglaziale Sedimente sind Ablagerungen, die sich entlang des Eisrandes der Gletscherzunge oder weiter weg im Gletschervorfeld ablagern oder erst dort ausbilden. Die beiden wichtigsten Faktoren, die Einfluss auf die Menge des an den Gletscherrand transportierten proglazialen Materials haben, sind die Schmelzwasserrate und der generelle Sedimenteintrag. Die Schmelzwasserrate wird sowohl durch die saisonalen Schwankungen, als auch durch tägliche Abflussraten, je nachdem ob der Gletscher eine positive oder negative Massenbilanz aufweist, stark beeinflusst. Direkte Sedimentanlieferung kann entweder durch Erosion an der Gletscherbasis oder durch Aus- und Abschmelzprozesse aus dem Gletschereis erfolgen. Nach Menzies (2002) können glazifluviatile und ebenfalls supraglaziale Sedimente (Hangschutt oder Material aus Rutschungen) passiv eingetragen werden und sich so zu proglazialen Sedimenten entwickeln.

Glazifluviatile Sedimente sind gut sortierte und gerundete Kiese und Schotter, die durch Schmelzwasser ein Gletscherbach oder im Zuge eines Gletscherseeausbruches transportiert und im Gletschervorfeld abgelagert werden. Während den Kaltzeiten kam es zu Schotterakkumulationen, die in der nächsten wärmeren Periode bzw. am Übergang dazu wieder von Flüssen eingeschnitten und erodiert wurden. Durch diesen periodischen Wechsel von Kalt- und Warmzeit kam es somit zur Ausbildung von verschieden hohen Terrassenniveaus, die zusammen eine Terrassenlandschaft

darstellen. Nach van Husen (1981) spiegelt sich das Alter der Terrassen einerseits in der jeweiligen Mächtigkeit ihrer Verwitterungsschicht wider, andererseits kann vor allem bei karbonatischen, klastischen Ablagerungen eine Verkittung bzw. Konglomerierung der Komponenten beobachtet werden.

Periglaziale Sedimente umfassen alle Ablagerungen, die sich im Einwirkungsbereich des Frostes ablagern und durch Bodenfrost bzw. Frostwechsel gebildet werden. Durch die immer wieder wechselnden Kalt- und Warmzeiten kam es zu Auftau- und Wiedereinfrierungsprozessen (Ehlers, 2011).

Folgende periglaziale Prozesse können unterschieden werden:

- Kryoturbation: entstehen an der Oberfläche des Permafrostbodens durch häufigen Wechsel zwischen Auftau- und Vereisungszyklen und die sich dadurch verändernden Eigenschaften des Wassers. Wenn Wasser friert, nimmt es an Volumen zu, wenn es wieder schmilzt, verringert sich sein Volumen wieder. Durch diesen Prozess kann das Sediment vermischt oder verwürgt werden.
- Frostsprengung: zählt zur physikalischen Verwitterung. Frostsprengung tritt auf, wenn Wasser in die Spalten/feinen Risse oder Hohlräume innerhalb eines Gesteins gelangt und durch wiederholtes frieren und auftauen diese Risse oder Hohlräume immer stärker vergrößert werden und schließlich das Gestein „sprengt“. Dieser Prozess hat eine Kornverkleinerung zur Folge.
- Eiskeile
- Solifluktion (Bodenfließen, soil creep): flächenhafte Abtragung von gefrorenem Bodenmaterial (Denudation)
- Löss: dabei handelt es sich um ein rein äolisches und sehr feinkörniges Sediment. Auswehungsgebiete für den Löss stellen glaziale Schotterterrassen dar, die während der Kaltzeit abgelagert wurden. Durch die geringen Korngrößen des Löss kann er vom Wind aufgenommen und transportiert werden. Meist wird das äolisch transportierte Sediment erst sehr weit entfernt vom Ursprungsgebiet wieder abgelagert.

Neben diesen Prozessen, gibt es einen speziellen Faziesraum, der sich nur im periglazial dominierten Bereich finden lässt und das ist der Blockgletscher (Rock glacier). Für den Begriff „Blockgletscher“ gibt es einige Erklärungen, wobei Barsch (1996) in seiner Arbeit „Rockglaciers“ eine nachvollziehbare Definition gibt: „Aktive Blockgletscher sind loben- oder zungenartig geformte Körper, die aus ganzjährig gefrorenem, unkonsolidiertem Material, welches übersättigt ist durch Eislinen und Eis in den Poren. Als Konsequenz der Deformation des im Gletscher enthaltenen

Eises, bewegen sie sich kriechend hang- oder talabwärts und besitzen somit ein kohäsives Fließverhalten.“ (Barsch, 1996, S 4)

Neben Reliefbeschaffenheit, steilen Hängen und genügend Sedimenteintrag spielt die Existenz von Permafrost die ganz entscheidende Rolle, denn ohne Permafrost kann sich kein Blockgletscher ausbilden. Heute lassen sich aktive Blockgletscher verschiedener Typen (Abb.18) im alpinen Raum in Gebieten, die durch verhältnismäßig kalte und aride Winter gekennzeichnet sind, finden. Dabei transportieren sie über hausgroße Blöcke bis zu Steinen alles, aber die Durchschnittslänge der Komponenten liegt zwischen 0,6 – 1 m (Barsch, 1996).

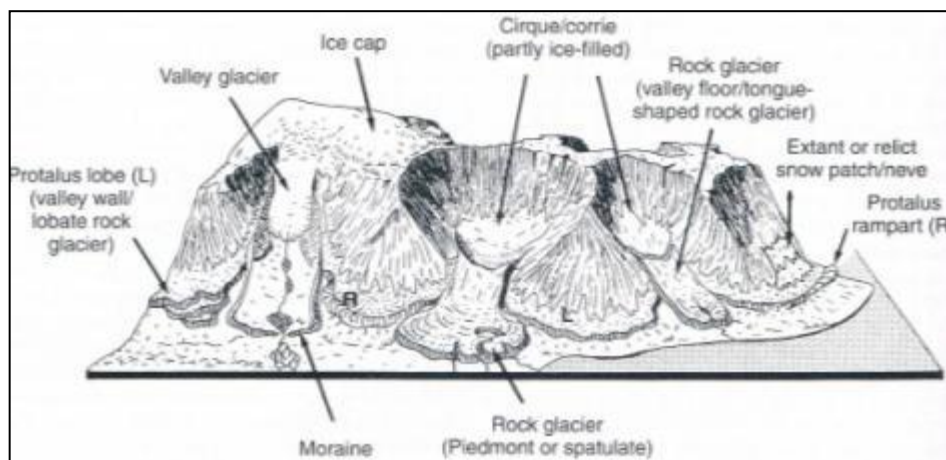


Abbildung 18: Rock glacier Klassifikation nach ihrer Morphologie & wie sie bei der Vergletscherung gebildet werden. (aus Benn & Evans, 2010, Fig. 12.29 , S 618)

4.2. Quartär in den östlichen Ostalpen

Die jüngste Periode der Erdgeschichte stellt das Quartär dar, das nach Gibbard et al. (2009) bei 2,588 Millionen Jahren beginnt und in die Epochen Pleistozän und Holozän eingeteilt wird (s. Abbildung 19).

Era	Period	Epoch & Subepoch	Age	Age (Ma)	GSSP
Cenozoic	Quaternary	Holocene			
		Pleistocene	'Tarantian'	0.012	Vrica, Calabria, Italy
			'Ionian'	0.126	
			'Calabrian'	0.781	
			Gelasian	1.806	
				2.588	
	Neogene	Pliocene	Piacenzian	3.600	Monte San Nicola, Sicily, Italy
			Zanclean	5.332	
		Miocene	Messinian	7.246	
			Tortonian	11.608	
			Serravalian	13.65	
			Langhian	15.97	
			Burdigalian	20.43	
			Aquitania	23.03	
		Oligocene	Chattian	28.4	
			Rupelian	33.9	
	Paleogene	Eocene	Priabonian	37.2	El Kef, Tunisia
			Bartonian	40.4	
			Lutetian	48.6	
			Ypresian	55.8	
			Thanetian	58.7	
		Paleocene	Selandian	61.7	
			Danian	65.5	

Abbildung 19: Aktuelle Geologische Zeitskala des Känozoikums, das Quartär (rot eingerahmt) beginnt bei 2,588 Ma. (aus Gibbard et al., 2009)

Ein Polsprung d.h. eine Umpolung des Erdmagnetfeldes, wobei ein normaler Polaritätszyklus (Gauss) in einen reversen Zyklus (Matuyama) übergang, kennzeichnet den Übergang vom Neogen ins Quartär. Nach van Husen (2000) zeigt sich das globale Klima während dieser Periode warm und feucht, jedoch werden diese Perioden ab dem späten Pliozän immer öfter von kalten und trockenen Perioden unterbrochen. Solche Schwankungen sind auch aus früheren Epochen bereits bekannt, denn die Abkühlung beginnt nicht erst ab dem Quartär sondern bereits etwa 50 Millionen Jahre früher im frühen Eozän. Die Abkühlung erfolgte über diesen langen Zeitraum sehr langsam durch das Zusammenspiel von mehreren Faktoren, dazu zählen die Milankovic Zyklen, Uplift, höhere Verwitterungsraten, Rückkopplungseffekte, Schließung von Meerengen, etc. So waren Teile der S-Halbkugel (Antarktis) bereits ab etwa 35 Millionen Jahren mit Eis bedeckt und ringsherum bildete sich ein mächtiger

Packeisgürtel aus. Die Vereisung der N-Halbkugel erfolgte jedoch weitaus später. So kam es beispielsweise in Alaska (5 Ma) und Grönland (7-3 Ma) früher als in N-Amerika und Eurasien (2,7 Ma) zu Vereisungen. Als Folge dieser Ereignisse sei das Einsetzen der Lössakkumulation in China, als auch der Anstieg von $\delta^{18}\text{O}$ (Pazifik) genannt, was den Beginn des Quartärs charakterisiert.

Im Folgenden werden die Prozesse des Quartärs, die in den Ostalpen, insbesondere im östlichsten Teil stattfanden, näher erläutert und im Anschluss folgt dann ein kurzer Abriss zum bisherigen Kenntnisstand über die quartären Sedimente im Bereich des Schneeberges.

4.2.1. Pleistozän (2,588 Millionen Jahre – 12.000 Jahre)

Nach van Husen (2000) war am Übergang vom Neogen zum Quartär das heutige Entwässerungssystem innerhalb der Ostalpen bereits vollständig entwickelt und im Laufe des Pleistozäns wurde dieses langsam immer weiter eingetieft. Sedimente innerhalb des Ostalpenkörpers, die auf eine große Vergletscherung im frühen Pleistozän (2,588-0,781 Ma, Gelasium bis Altpleistozän) hindeuten, können keine gefunden werden. Jedoch wurden im Alpenvorland bereits Schotter akkumuliert, die die Basis für die ersten Lössablagerungen (Bsp.: Krems Schießstätte) bildeten, welche wiederum häufig von Bodenbildungshorizonten unterbrochen sind (van Husen, 1981). Die $\delta^{18}\text{O}$ Werte schwanken in diesem Zeitraum zwar sehr, jedoch wurde die „100 K“ – Eis Grenze nie überschritten. Erst ab der Wende zum Mittelpleistozän, dessen Beginn mit dem Polsprung (reverser Matuyama Zyklus geht in den normalen (bis heute andauernden) Brunhes Zyklus über), sinken die Temperaturen stark ab und mit dem Günz-Glazial beginnen die Großvergletscherungen, die das Alpenvorland erreichten. ein. Deren zeitliches Auftreten fällt mit den in den $\delta^{18}\text{O}$ Kurven ersichtlichen großen globalen Vergletscherungen zusammen die ab dem Mittelpleistozän etwa im 100 ky - Rhythmus (sogenanntes „100 K“ Eis in Raymo, 1997) auftraten und von starken Erwärmungs- / Abschmelzphasen, sogenannten *Terminationen* gefolgt waren. Insgesamt kam es im Alpenraum während des Mittel- bis Jungpleistozäns zu 4 großen Eiszeiten in den Ostalpen, die durch jeweils eine Terminationen (=rasches Abschmelzen des Gletschereis) beendet wurden (Abb. 20):

➤ **Günz (MIS 16)**

- Termination VII, VI

➤ **Mindel (MIS 12)**

- Termination V (Holstein),IV,III → „GROßES INTERGLAZIAL“ - Phase ohne Großvergletscherung in den Alpen

➤ **Riß (MIS 6)**

- Termination II (MIS 5e, Eem)

➤ **Würm (MIS 5d bis 2)**

- Termination I

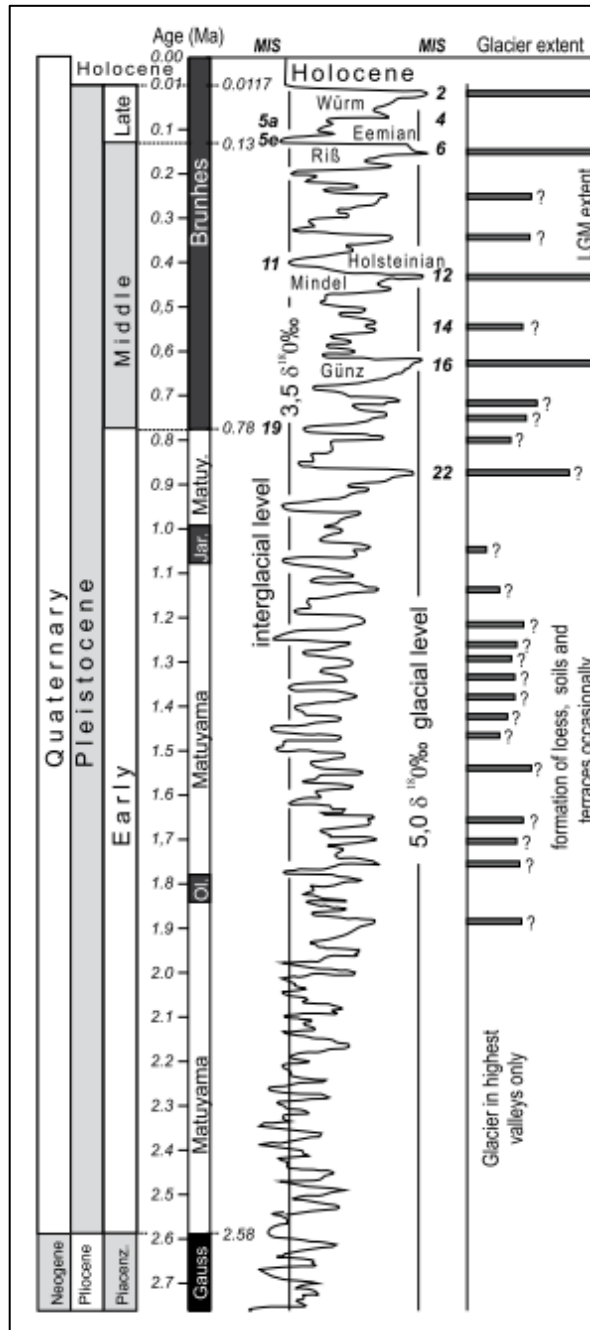


Abbildung 20: Quartärstratigraphie in Österreich mit den 4 großen Vereisungen (Günz, Mindel, Riss, Würm), aus van Husen & Reitner (2011a/2011)

Während der vier Großvergletscherungen etablierte sich jeweils ein, den Großteil der Ostalpen, umspannendes Eistromnetz und es kam zu einer Vorlandvergletscherung mit großen Piedmontloben (z.B. Salzachgletscher). Dokumente dieser Vergletscherungen sind heute nur selten (Günz → wenige, Mindel → etwas häufiger, Abb. 21) im alpinen Bereich zu finden, vermehrt jedoch im Alpenvorland anzutreffen.

Hier sind sie in Form von mächtigen Schotterterrassen, die den Vereisungen immer voraus gingen und nach Penck & Brückner (1909) als „Ältere Deckenschotter“ (Günz) und „Jüngere Deckenschotter“ (Mindel) bezeichnet werden. Während dieser Großvergletscherungen als auch der schwächeren Klimarückschläge kam es entsprechend der Stärke des jeweiligen Klimasignals zur Sedimentation von Löss, wovon die teils mächtigen Löss-Paläobodenabfolgen der Lokaltäten Krems Schießstätte (s. Literatur in van Husen & Reitner, 2011 a) und Wels/Aschet (van Husen & Reitner, 2011 b) zeugen., In diesen sind die Interglaziale in Form von Paläoböden dokumentiert.

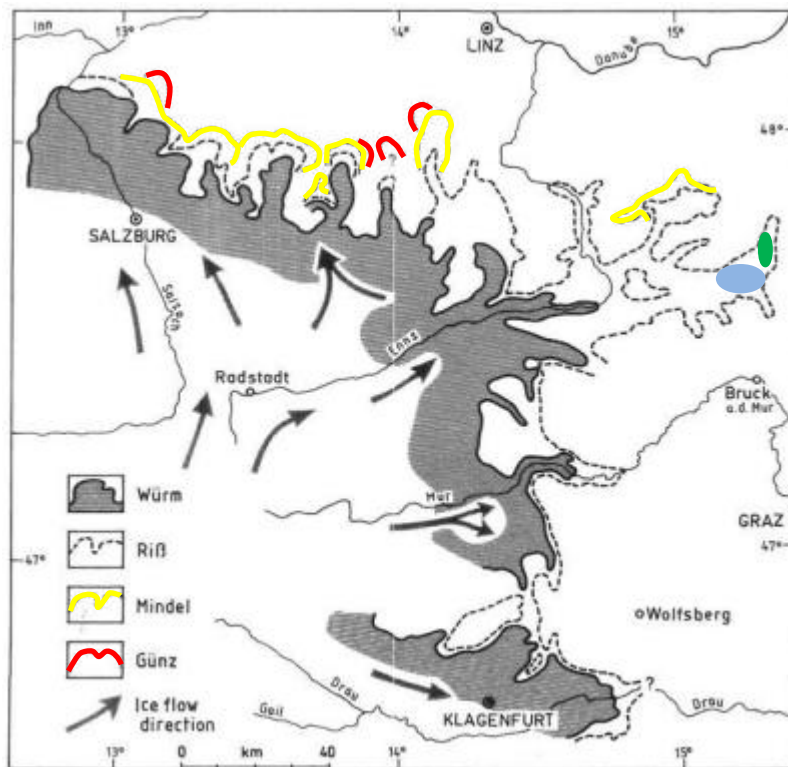


Abbildung 21: Ausdehnung der 4 großen Vereisungen im Ostalpenraum
(verändert aus van Husen, 2000, S 137); Hochschwab, Dürrenstein

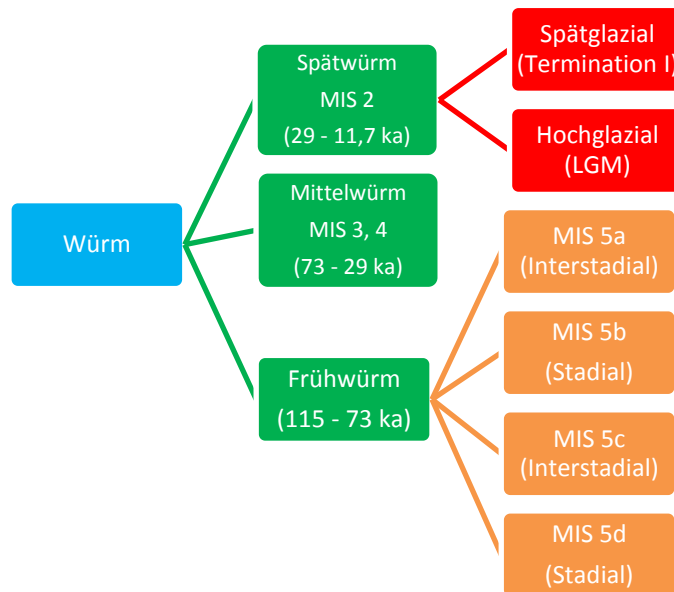
Nachdem die Mindel Kaltzeit endete (~ 400.000 Jahre vor heute), kam es bis zum Beginn des Riß-Glazials und damit über einen längeren Zeitraum zu keiner Vorlandvergletscherung im Ostalpenraum (van Husen, 2000; van Husen & Reitner 2011a & b) weswegen Penck und Brückner diesen Abschnitt als das „Große Interglazial“ bezeichneten in dem die zuvor abgelagerten Sedimente einer chemischen Verwitterung ausgesetzt waren, der sich im Vorhandensein von „Geologischen Orgeln“ in den Älteren und Jüngeren Deckenschottern manifestierte. In diesem „Großen Interglazial“ kam es erneut zu Hebungen des Alpenkörpers, was vermehrt zu Akkumulation von Gesteinsschutt führte. Die Hangschuttakkumulationen

dieser Phase liegen besonders am Kalkalpen-Südrand in Form als verkittete Sedimentkörper vor (Höttinger Brekzie mit Typuslokalität bei Innsbruck und Äquivalente, s.Kap. 7). Auf das „Große Interglazial“ folgt die Riß Eiszeit, die den gesamten Alpenraum über eine Zeitdauer von etwa 230.000 Jahre beherrschte und somit zwar die längste Eiszeit war, jedoch war die Ausdehnung deutlich kleinräumiger, als die der älteren Vereisungsperioden. Eisstromnetze (verzweigte und verbundene Talgletscher) beherrschten weiterhin weite Flächen des Ostalpenraums, reichten jedoch im Osten nur noch bis zum Hochschwab und Dürrenstein, sodass Ötscher, Rax, Stuhleck, Schneealpe und Schneeberg (Abb. 22) nicht mehr mit dem Eisstromnetz in Verbindung standen, sondern abgeschnittene, isolierte und somit eigenständige, unabhängige Gletschersysteme (Tal-, Kar- und Plateaugletscher) darstellten (Van Husen 1987, 2000). Im Alpenvorland wurden Schotter in Form der Hochterrassen akkumuliert.



Abbildung 22: Vergletscherte Gebiete in den östlichen Ostalpen während Riß und Würm, Ausschnitt aus der Geologischen Karte von NÖ 1:200.000 (Geol. B.-A.,2002), aus Wessely, 2006, Abb. 478, S. 237

Auf die Riß Eiszeit folgt das Eem (MIS 5e, Termination II), das etwa 15.000 Jahre lang andauert und durch Klima- und Vegetationsverhältnisse geprägt wird, wie wir sie heute im Holozän kennen. Ab 115.000 Jahren setzt ein neuerlicher Klimarückschlag ein, der den Beginn der Würm Kaltzeit markiert (van Husen, 1987, 2000, van Husen & Reitner, 2011a & b):



Zu Beginn des Würm, im Frühwürm wechselten sich immer wieder Interstadiale mit Bewaldung und Stadiale ohne Wald ab, erst ab dem Mittelwürm wurden die Klimaschwankungen empfindlich stärker, sodass gegen Ende des Mittelwürm die Vergletscherung in den Alpen sukzessive anwuchs und die Absenkung der Frostschuttgrenze bei 680 - 650m lag. Hier seien als Beispiel die bis zu 100m mächtigen Bänderschluße von Baumkirchen zu erwähnen, welche unter kalten und trockenen Bedingungen abgelagert wurden und danach von Till der letzten Kaltzeit bedeckt wurde (van Husen, 2000). Ab dem Spätwürm stellte sich dann das letzte große „Vereisungsevent“, das Würm-Hochglazial (Last Glacial Maximum = LGM, 29 – 21/20 ka) ein. Das Eisstromnetz weitet sich in dieser Phase von den Zentralalpen bis weit auf die Ostalpen und die dazugehörigen Längstäler aus. Die Gletscher des Enns- und Mur- und Drautals, sowie des Klagenfurter Beckens waren die östlichsten Ausläufer dieses Eisstromnetzes (Abb. 23, van Husen, 1987).



Abbildung 23: Vergletscherung des Ostalpenraums im Würm Hochglazial, verändert nach Van Husen 1994, aus Rocky Austria, 2002

Die östlichsten alpinen Bereiche, wie Hochschwab, Dürrenstein, Rax, Schneealpe, Schneeberg) lagen außerhalb des Eisstromnetzes, wiesen aber lokal noch Vergletscherungen in Form von Tal-, Kar- und Plateaugletschern auf (Abb.23, 24).

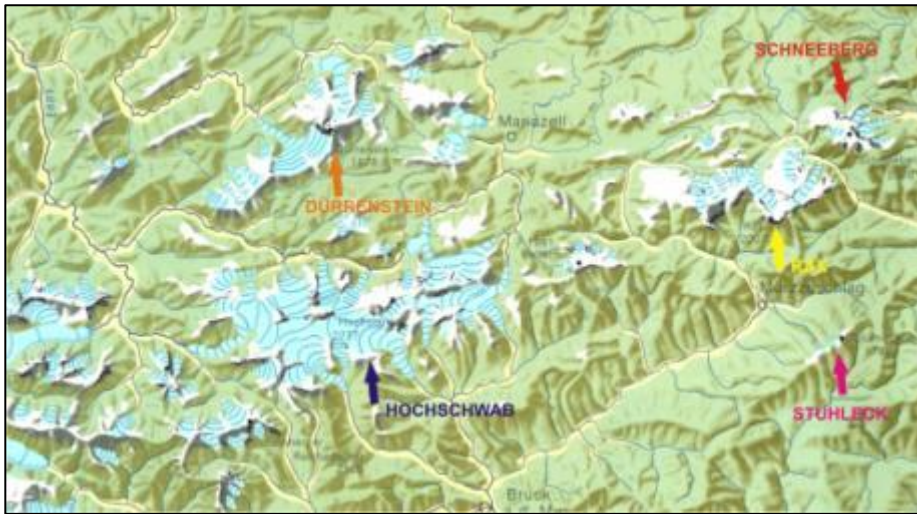


Abbildung 24:
Vergletscherung im Würm-Hochglazial: Schneeberg, Hochschwab, Rax, Stuhleck und Dürrenstein (verändert nach Van Husen 1987)

Die beiden Hauptfaktoren für die Abnahme der Vergletscherung gegen waren, die Verringerung der Höhe der Gebirge und auch der Täler gegen Osten und damit verbunden die Zunahme der Kontinentalität, die sich in Form trockenerer Bedingungen d.h. geringem Niederschlag äußerte. Dadurch wurde die Schneeakkumulation natürlich gehemmt und eine Ausdehnung und somit ein Anschluss an das große Eisstromnetz war nicht möglich (Van Husen, 1987). Nach der Paläoklimarekonstruktion für die Nördliche Hemisphäre nach Frenzel (1992) lagen im nördlichen Alpenvorland die durchschnittliche Jahrestemperatur im Alpenraum während des LGM bei -10 bis -12° Celsius und der mittlere Jahresniederschlag bei 500 – 750mm. Diese Werte liegen weit unterhalb der heutigen Mittelwerte, die für den Jahresniederschlag bei 897mm und für die durchschnittliche Jahrestemperatur bei $7,5^{\circ}\text{C}$ liegen (Hydrographisches Jahrbuch von Österreich, 2008). Auf das Ende des Würm Hochglazial, das zwischen 21.000 und 20.000 Jahren anzusetzen ist, folgt das frühe Spätglazial und eine damit verbundene Eiszerfallsphase in der das Eisstromnetz rasch kollabierte. Während die großen Talgletscher zuerst stagnierten in sich einsanken und letztlich in isolierte Toteiskörper auflöste, erfolgten in dieser Eiszerfallsphase des frühen Spätglazials (Reitner, 2007) kleiner Vorstöße von noch genährten Lokalglatschern. Die erste Eiszerfallsphase (Bühl) wird von der Steinach und der Gschnitz Phase gefolgt. Während des Gschnitz folgt ein weiteres große Abschmelzevent, das durch gutentwickelte, blockige Endmoräne im Gschnitztal bei Trins belegt wird, die um 16.000 Jahre stabilisiert wurde (Kerschner, 2009; Ivy-Ochs et al., 2006, van Husen, 2000). Unterbrochen vom Bølling-Allerød-Interstadial, in dem es zu einer Wiederbewaldung kam, folgt darauf noch eine Vorstoßphase, die Egesen

Phase (12,3 - 11,7 ka). Diese Phase ist in weiten Teilen des Alpenraumes zu finden und durch vielgliedrige Endmoränen, aufgrund mehrerer Gletschervorstoß- und –rückzugsphasen, die klimatische Schwankungen verdeutlichen, gut nachzuweisen. Während dieser Phasen bildeten sich vermehrt Blockgletscher in Gebieten aus, die vor diesen Phasen bereits eisfrei waren. (Kerschner, 2009, van Husen, 2000). Nach dieser Phase, am Ende des Spätglazials und Übergang zum Holozän, waren die Gletscher stark abgeschmolzen und fluktuierten nur bis an die heute bekannten Grenzen. Einzig im Holozän während der „Kleinen Eiszeit“ („Little Ice Age“) kam es zu einer erneuten Ausweitung der Gletscher (van Husen, 2000).

Im Alpenvorland wurden während des Würm Schotterterrassen (Niederterrasse) aufgebaut, die dann im Spätglazial und Holozän eingeschnitten und erodiert wurden.

Neben markanten Moränen (Seiten-/End- und Grundmoränen), die eine Stabilisierungsphase der jeweiligen Gletscherzunge anzeigen, stellen übertiefte und trogförmig ausgeräumte Täler, Rundhöcker, Gletscherschliffe und Kare die Vergletscherungen im alpinen Bereich dar. Besonders gut erhalten sind meist noch die Relikte aus den beiden jüngeren Vereisungsperioden Riß und Würm. Im Alpenvorland stellen Löss, Schotter (Terrassen) und Paläoböden die Belege für die letzten Vereisungen dar (van Husen, 2000).

Schneegrenzen Würm (östliche Ostalpen)

Bereits Penck & Brückner (1909) stellen in ihrer Arbeit „Die Alpen im Eiszeitalter“ (Band 3) einen Überblick auf, wie die jeweiligen Schneegrenzen im Würm-Hochglazial und Spätglazial (Beginn der Eiszerfallsphase = Bühl, nach van Husen (2000) im Gebiet des Murtals und in den umgebenden Regionen ausgesehen haben müssen, um solch mächtige Moränenwälle zu hinterlassen:

Würm	•Gurkthaler Alpen: 1900m •Seethaler Alpen: 1800m •Hochschwab: 1400m •Niedere Tauern: 1600-1700m •Schneeberg/Rax: 1250m •Semmeringgebiet: 1500m
Eiszerfallsphase (Bühl)	•Gurkthaler Alpen: 2000-2100m •Seethaler Alpen: 1950 - 2000m •Hochschwab: 1500-1650m •Niedere Tauern: 1900m •Schneeberg/Rax: 1500m •Semmeringgebiet: ??

Aktuellere Daten werden von Kolmer (1993) in seiner Arbeit „Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab Nordabdachung“ präsentiert. Darin vergleicht er die Schneegrenzen seines Gebietes (Hochschwabgruppe), mit den Ergebnissen aus dem Bereich der Gesäuseberge (Stmk.) (Blauhut (1992) und Weissenböck (1991)). Es zeigte sich, dass die Werte gut miteinander korrelierten. So lag die Schneegrenze im Gebiet der Hochschwabgruppe im Würm-Hochglazial bei etwa 1100m und ebenfalls im östlichen Gesäuse lag sie etwa genauso hoch bei 1100m. Für das Spätwürm, als sich die Gletscher im Rückzug befanden, variieren die Werte der einzelnen Gebiete stark. Dennoch wurden auf einer Höhe von etwa 1400m in allen Gebieten noch Endmoränenwälle ausgebildet und somit kann zumindest ein Schneegrenzniveau definiert werden (Kolmer, 1993).

Einen allgemeinen und ebenfalls sehr aktuelleren Überblick über die Schneegrenzen in den Nördlichen Alpen vom Hochglazial bis ins letzte Stadial (Kartell), am Übergang zum Holozän, geben Ivy-Ochs et al. (2008) mithilfe einer Tabelle, die verdeutlicht, dass die Schneegrenzen im Würm deutlich tiefer lagen als heute. Während des LGM war die Grenze um 1200 bis 1500m, im Gschnitz Stadial 650 bis 700m und während des Egesen Stadial immerhin noch 400 bis 250m niedriger als während 1850.

4.2.2. Holozän (12.000 Jahre – Heute)

Der Übergang Pleistozän/Holozän wird noch vom Kartell Stadial (Stabilisierung bei etwa 10,8k a) eingenommen, in welchem es geringfügig kühler war als im LIA und es aufgrund der Prä-borealen Oszillation zu einem neuerlichen Vorstoß der Gletscher kam (Kerschner, 2009). Im Zeitraum von 10.000 bis 3.300 Jahren wurde es dann etwas wärmer und die Temperatur- und Niederschlagswerte entsprachen den heutigen Klimawerten weshalb auch keine Gletscher mehr in diesem Bereich zu finden waren. Im Holozän waren Bereiche unterhalb von 2300m eisfrei und bewaldet, was Holzreste im Vorfeld der Pasterze (Talgletscher am Großglockner; mit 8km Länge der größte Gletscher der Ostalpen) belegen (van Husen, 2000). Um 3.300 Jahre begann eine langsame Abkühlung, die allerdings wieder starken Schwankungen unterworfen waren. In diesem Zeitraum bildeten sich besonders in den Westalpen lokal wieder Gletscher aus, die stark oszillierten und ihre Hochphase mit Stabilisierung der Gletscherzungen um 1850 hatten („Kleine Eiszeit“ = „Little Ice Age“). Die östlichsten Gebiete blieben allerdings weiter eisfrei bis heute.

Schneegrenzen Holozän (östliche Ostalpen)

Im Gegensatz zu den würmeiszeitlichen ELA's erreichen die Schneegrenzen im Holozän bereits fast ihre heutigen Ausdehnungen. Während des Höhepunkts der „Kleinen Eiszeit“ um 1850 veränderten sich die Schneegrenzen zwar noch etwas, jedoch waren diese Schwankungen eher gering. Lichtenecker (1938) gibt in seiner Arbeit „Die gegenwärtige und eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen“ einen guten Überblick über die Schneegrenzen um 1850 (Abb. 25). Sind die Schneegrenzen am Dachstein und am Hochkönig um 1850 noch auf etwa 2500m (Lichtenecker, 1938) anzusetzen, so liegen sie heute für den Dachstein um 2600m und für den Hochkönig zwischen 2750-2700m (v. Klebelsberg, 1942), was einer Schwankungsbreite von 100 – 150m entspricht.

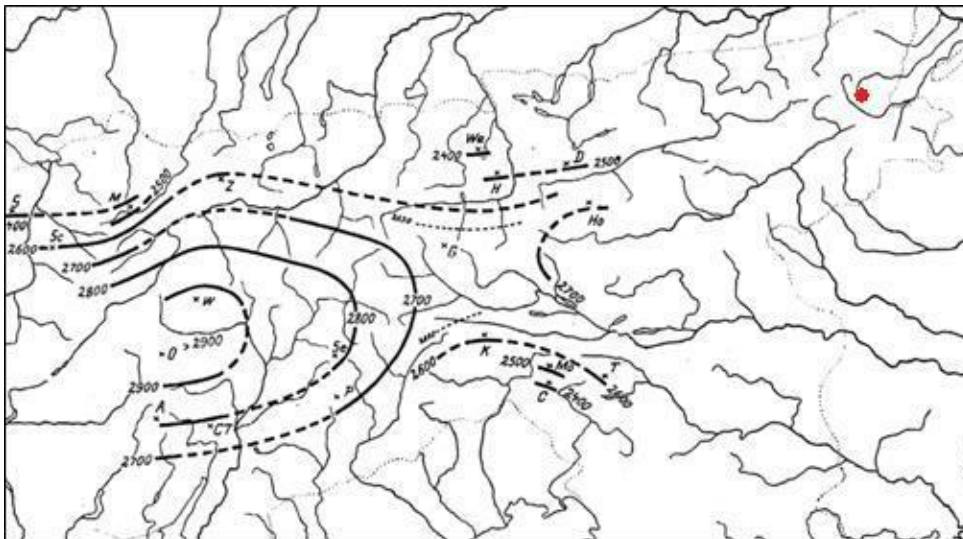


Abbildung 25:
Schneegrenzen im Ostalpenraum im 19. Jahrhundert, aus Lichtenecker (1938), roter Punkt zeigt die Lage des Schneeberges

4.2.3. Bisheriger Kenntnisstand zum Quartär im untersuchten Gebiet

Der bisherige Kenntnisstand über die quartären Sedimente im Bereich des Schneeberges beschränkt sich im weitesten Sinne auf die Arbeit von H.P. Cornelius (1951) in diesem Gebiet. Auf der geologischen Karte (siehe Abb. 2) zeichnete er bereits in groben Zügen den großen Moränenkomplex oberhalb des Schwabenhofs ein, der Richtung Losenheim hinabzieht. Der mächtige Moränenkörper wurde zwar bereits von Penck & Brückner (1909) erwähnt, jedoch nicht weiter beschrieben, bis auf die ELA, die aufgrund der Moräne bei 1200m angesetzt wurde. Cornelius (1951) unterschied ebenfalls zwischen einem eiszeitlichen Schotterniveau (E/N angrenzend an den Moränenkörper, von Losenheim und W des Lärchwegs Richtung Hof, Knipflitz) und den Alluvialböden (rezent verfüllter Talboden) und die Hangbrekzie oberhalb Losenheims war ihm ebenfalls bekannt.

5) Quartäre Sedimente und deren Interpretation

Im Zuge der Geländekartierung konnten verschiedene Sedimentkörper mit unterschiedlicher Charakteristik kartiert und mithilfe der Lithofaziescodes nach Keller (1996) genau beschrieben werden. Aufgrund dieser im Folgenden näher erläuterten Unterschiede war es möglich das Gebiet in mehrere Homogenbereiche mit gleichartiger Genese und chronologischer Stellung zu untergliedern.

Es konnten glaziale und glazifluviale Faziesräume voneinander getrennt werden. Der flächenmäßig sehr große glaziale Bereich konnte nochmals unterteilt werden in drei kleinere Areale, da hier, aufgrund der Geländeoberfläche und des jeweiligen Verwitterungsgrad, von unterschiedlichen Ablagerungszeiträumen ausgegangen werden muss. Somit konnten jüngste, junge und ältere Moränensedimente beschrieben werden.

Der glazifluviale Bereich konnte in drei Terrassenkörper unterschiedlichen Alters gegliedert werden.

Zusätzlich gibt es auch Areale, die außerhalb des glazial geprägten Raumes liegen. Hierzu gehören sowohl die Hangschutt- und Hangbrekzienbereiche, die durch gravitative Prozesse entstanden sind, als auch ein kleinflächiger Bereich innerhalb einer Kiesgrube in dem sehr gut aufgeschlossene, periglaziale Sedimente in Wechsellagerung mit Paläoböden zu sehen sind.

Einteilung in Homogenbereiche:

A) Glazial geprägte Bereiche

1. Jüngste Sedimente
 - a. Höchstgelegener Moränenkomplex im Kar der Breiten Ries
2. Junge Sedimente
 - a. Bereich Schwabenhof
 - b. Bereich SW Losenheim
 - c. Bereich Krumme Ries
3. Ältere Sedimente
 - a. Komplex zwischen Lärchweg – Losenheim – außerhalb Jungem System
4. Fazit zur Genese der glazialen Sedimente

B) (Glazi)fluviatil geprägte Bereiche

C) Erdfälle im Vergleich mit anderen Hohlformen

D) Gravitativ gebildete Formen und Sedimente(Hangschutt und Hangbrekzien)

1. Zerrspalten
2. Hangschutt
3. Hangbrekzie

E) Periglazialer Bereich mit Paläoböden

A) Glazial geprägte Bereiche

1. Jüngste Sedimente

a. Höchstgelegener Moränenkomplex im Kar der Breiten Ries

Beschreibung:

Die Breite Ries sticht im Gelände sofort durch das mächtige Kar, mit bis zu 160m hohen Steilwänden, ins Auge. Im unteren Bereich dieses Kars zwischen 1140m und 1260m NN gibt es einen kleinflächigen, aber sehr markanten Sedimentkörper, der auch auf dem Laserscan (Abb.26) heraussticht.

Dieser besitzt eine sehr unebene Oberfläche und zeichnet sich einerseits durch einen langen, fast durchgängigen Randwall und andererseits durch intern liegende, geradlinige kleinere Wälle aus.

Oberhalb wird dieser durch Schuttablagerungen aus den steilen Flanken der Breiten Ries begrenzt und unterhalb erstreckt sich der etwas ältere, flächenmäßig sehr viel größere Komplex vom Schwabenhof (s. Abschnitt 2.a.).

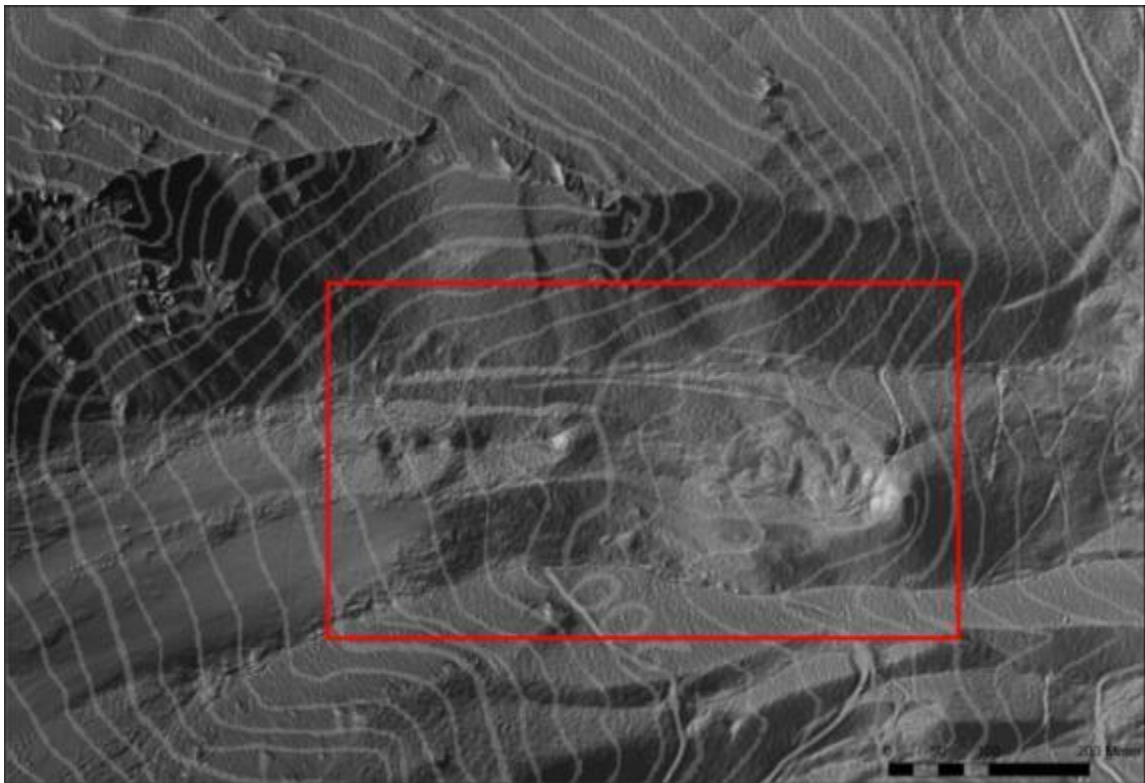


Abbildung 26: Laserscanausschnitt Bereich Breite Ries, rote Umrahmung: jüngster Moränenkörper, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)

Das unsortierte Schuttmaterial lässt sich hier nach Keller (1996) als Diamikt klassifizieren. Es kommen sowohl matrixgestützte und massive Diamikte (Dmm), als auch geschichtet Varitäten vor (Dms), sowie auch korngestützte und geschichtete Diamikte (Dcs) vor. Die hellrot-hellbraune Matrix (MUNSELL® Soil Color Chart 2.5YR 3/4, dark reddish brown bis 5/6, bright reddish brown), die meist sandig bis schluffig ist, scheint generell eher „frisch“ und wenig verwittert zu sein. Die überwiegend sehr kantigen Komponenten bestehen überwiegend aus Wettersteinkalk.

Nahe dem höchsten Ansatz des äußersten Walles liegt in 1260m NN ein circa 200m³ großer Block, der sogenannte Erich Zauder – Block, vor.

Der Block (Abb.27) besteht aus Wettersteinkalk und ruht dort massiv und gut eingesedimentiert durch angularen Gesteinsschutt.

Die durch Verwitterung schon sehr glatte und abgerundete Oberfläche und die zuvor beschriebene Lage im relativ feineren Sediment, zeigt, dass der Block zum einen kein Felssturzblock ist und zum anderen schon über einen längeren Zeitraum exponiert ist.

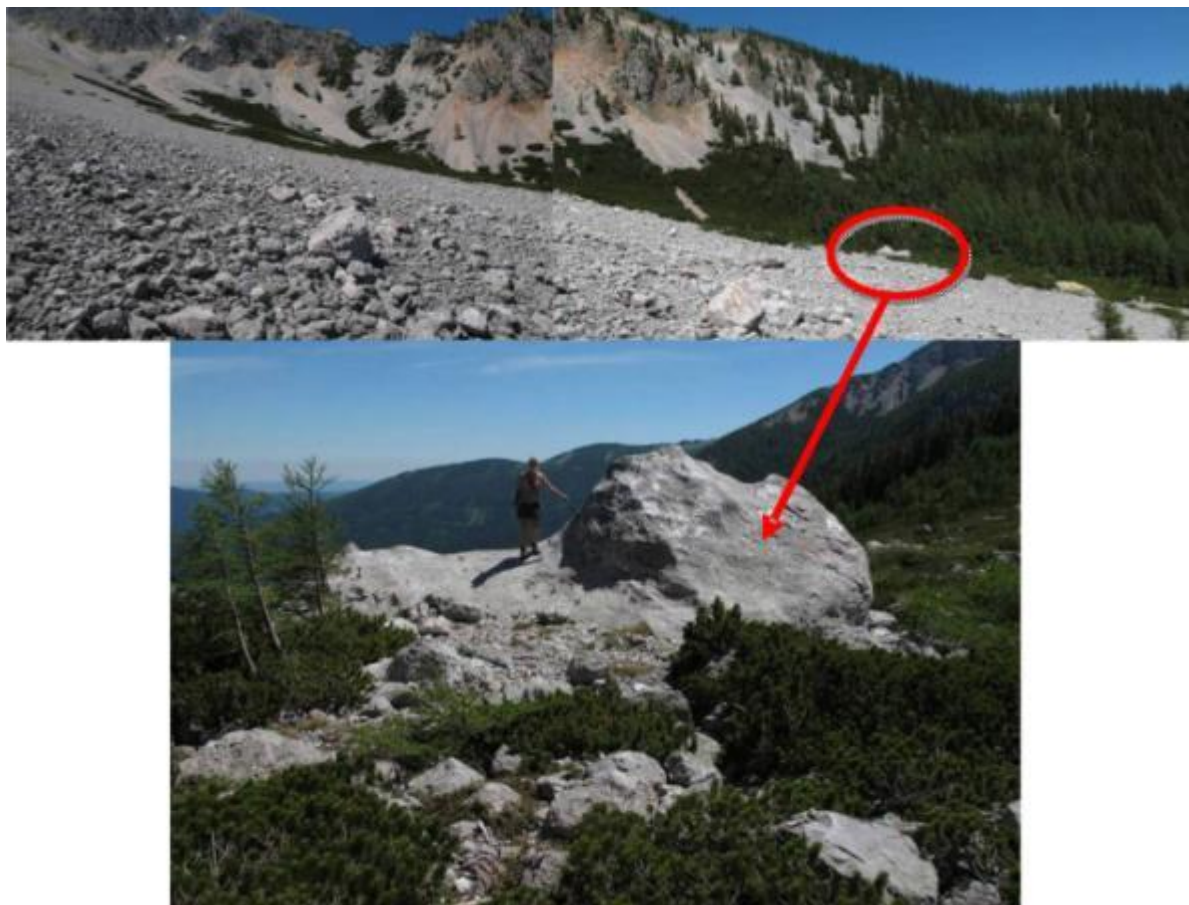


Abbildung 27: "Erich Zauder" Block auf 1200m NN

Etwa 20m nördlich des Erich Zauder – Blocks befindet sich ein weiterer Block auch direkt auf dem Wall auf 1235m NN, der ebenfalls aus Wettersteinkalk besteht. Zwei weitere erratische Blöcke, die etwas kleiner sind und sich auch nicht direkt auf dem Wall befinden, liegen zwischen 1180m und 1160m NN.

Interpretation:

Die Form des Sedimentkörpers mit einem markanten und deutlich über den Hangschuttbereich herausragenden Randwall deutet auf eine Endmoräne hin. Damit stehen auch die Lithofazies - matrixgestützte Diamikte mit Wettersteinkarbonat - Komponenten und die Kornform im Einklang. Durch die angularen bis subangularen Kornformen, kann von einem passiven Transport des Schutts ausgegangen werden, der entweder supraglazial (oberflächlich) oder englazial (innerhalb des Gletschers) erfolgte.

Ebenso passen die großen erratischen Blöcke, die direkt auf oder entlang der geradlinigen Wälle abgelagert wurden, zu dieser Transportweise.

Sowohl das unsortierte, im ganzen Sedimentkörper gleichmäßig auftretende, angulare Material in Form von korn- oder matrixgestützten Diamikten, als auch der hervorstechende, geradlinig verlaufende Außenwall lassen auf einen glazialen Bildungsbereich in Form eines SCHUTTBEDECKTEN GLETSCHERS (Debris covered glacier/ Debris mantled glacier nach Benn & Evans, 2010) schließen. Dieser Gletschertyp wurde durch Frostschutt und Felsstürze aus den umliegenden Berghängen mit Material (Schutt) versorgt und davon reichlich bedeckt. Der äußere hohe und markante Randwall zeugt von einer längeren Phase in der sich der Gletscher im Gleichgewicht mit dem Klima befand und somit eine Stabilisierung der Gletscherzunge erfolgte. Die kleineren Wälle belegen ein Zurückweichen der Gletscherzunge gefolgt von einer kürzeren Phase der Stabilisierung.

Alternativ zu diesem Erklärungsmodell, könnte der Sedimentkörper aufgrund der auffälligen Morphologie mit den mehrphasigen Wällen auch als reliktscher Blockgletscher bzw. Blockgletscherablagerung interpretiert werden. Diese Option wird gesamthaft im Kapitel 7 diskutiert.

2. Junge Sedimente

a. Bereich Schwabenhof

Beschreibung:

Der Bereich oberhalb des Schwabenhofs sticht nicht nur am Laserscan (Abb. 28) sofort ins Auge, sondern fällt auch im Gelände sehr markant auf, schon bevor der Ortseingang von Schneebergdörfel erreicht ist.

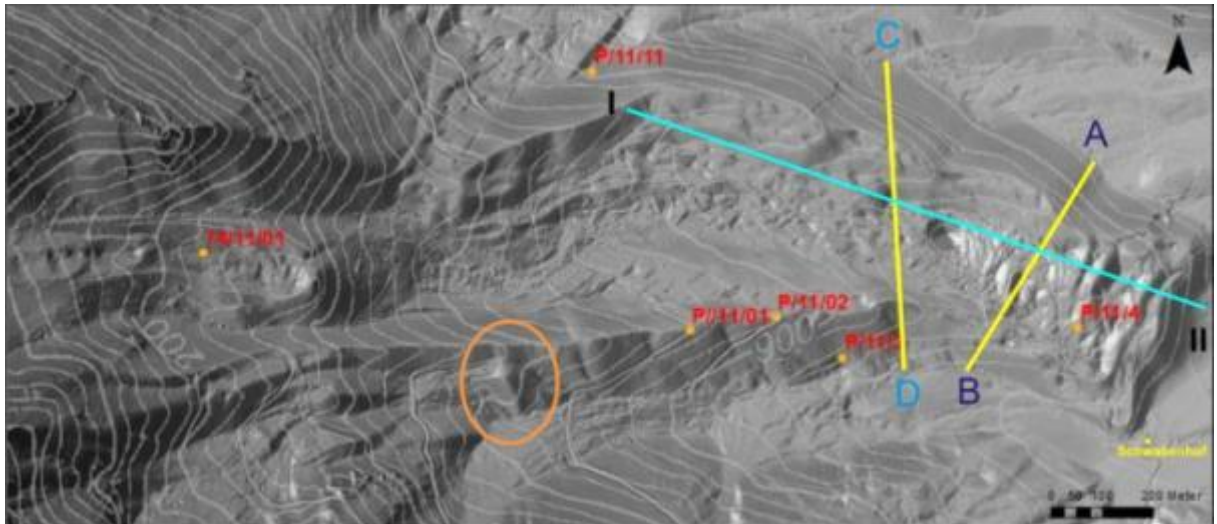


Abbildung 28: Laserscanausschnitt Bereich Schwabenhof mit Querschnittsprofilen A-B, C-D und Punkte der Probenahmen, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)

Das gesamte Ablagerungssystem beginnt östlich des Jüngsten Komplexes in einer Höhe von 1260m NN erstreckt sich bis 780m NN oberhalb, d.h. westlich des Schwabenhofs. Der Sedimentkörper weist somit eine Länge von 1700m und eine maximale Breite von 690m auf. An der nördlichen Flanke grenzt der Komplex an einen lobenförmigen bis 780m NN hinabreichenden Sedimentkörper (s. Abschnitt 2.b.) sowie an jüngere Schotter und ältere Sedimente. Im Süden ist ein Murenfächer angelagert. Der beste Überblick zur morphologischen Ausprägung dieses stark bewaldeten Gebiets ist mit dem Laserscan (Abb.28) gegeben. In diesem ist ein bis zu mächtig ausgebildeter Sedimentkörper zu erkennen, der sich durch eine Vielzahl morphologisch unterschiedlich ausgeprägter Wälle, die sich in ihrer Ausdehnung deutlich unterscheiden, unzählige Depressionen und ein, innerhalb des gesamten Komplexes, generell sehr unruhiges und unebenes Geländere relief auszeichnet. Der Hauptwall, welcher in 1250m seine maximale Höhe von bis zu 60m aufweist und somit deutlich über die Umgebung herausragt ist generell sehr mächtig und nahezu geschlossen ausgebildet. Nur im Bereich des lobenförmigen Sedimentkörpers SW Losenheim, der überwiegend vom Hauptwall

abgeschnitten wird, ist eine kleine Lücke entwickelt. Am Westrand dieser Lücke ist wiederum ein Wall ersichtlich, der höhenmäßig mit dem Verlauf des Hauptwalles am Südrand des Komplexes korreliert, der auf Abbildung 28 durch einen orangen Kreis gekennzeichnet wird. Diese Struktur zieht allerdings Richtung Losenheim NE. Somit ist mit dieser Situation sedimentär und morphologisch einerseits über den Verlauf des Hauptwalles eine klare Abgrenzung des Hauptwalles gegenüber dem Sedimentkörper von Losenheim ersichtlich. Andererseits liegt mit dem nach Losenheim hinabziehenden Wall eine Verknüpfung dieser beiden Sedimentkörper vor.

Außerdem fällt auf, dass der obere (westliche) und der mittlere Teil des Sedimentkomplexes, im Gegensatz zum unteren (östlichen) Bereich, der oberhalb des Schwabenhofs beginnt und bis zu einer Höhe von 840m NN reicht, nicht so unruhig ausgebildet sind. Eben genannter unterer Teil zeigt eine deutlich unebenere Oberfläche, die von vielen chaotisch angeordneten und geradlinig verlaufenden Wällen, kleinen Erhebungen und Depressionen dominiert wird. Ein Längsprofil von W nach E (Abb. 29) sowie zwei Querschnittprofile (Abb. 30, 31) wurden erstellt, um die oberflächlichen Unterschiede deutlich darzustellen. Das Längsprofil zeigt außerdem, dass der untere Teil rampenförmig ausgebildet erscheint.

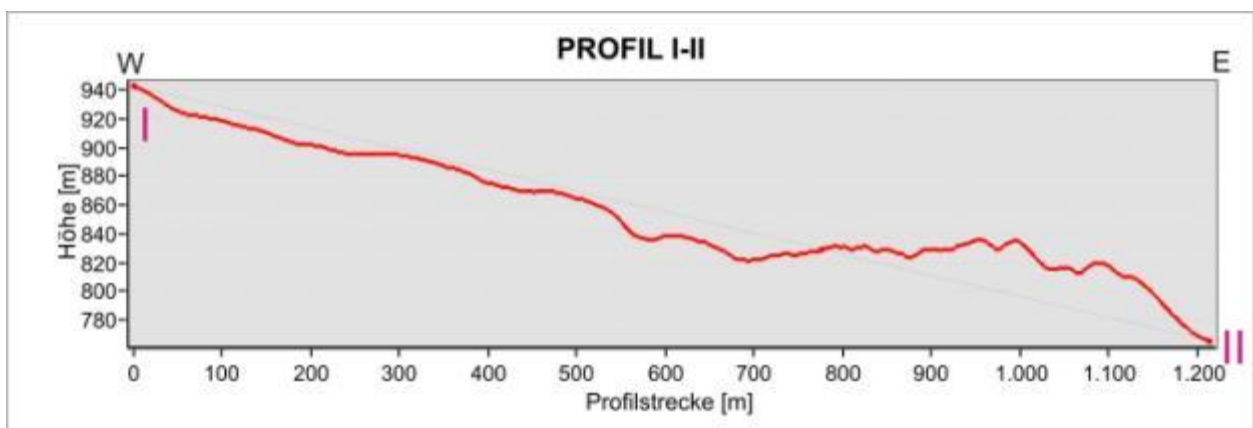


Abbildung 29: Längsprofil I-II Bereich Schwabenhof

Das Profil A-B (Abb. 30) zeigt ein Teilstück innerhalb des unebeneren Bereichs oberhalb des Schwabenhofs.

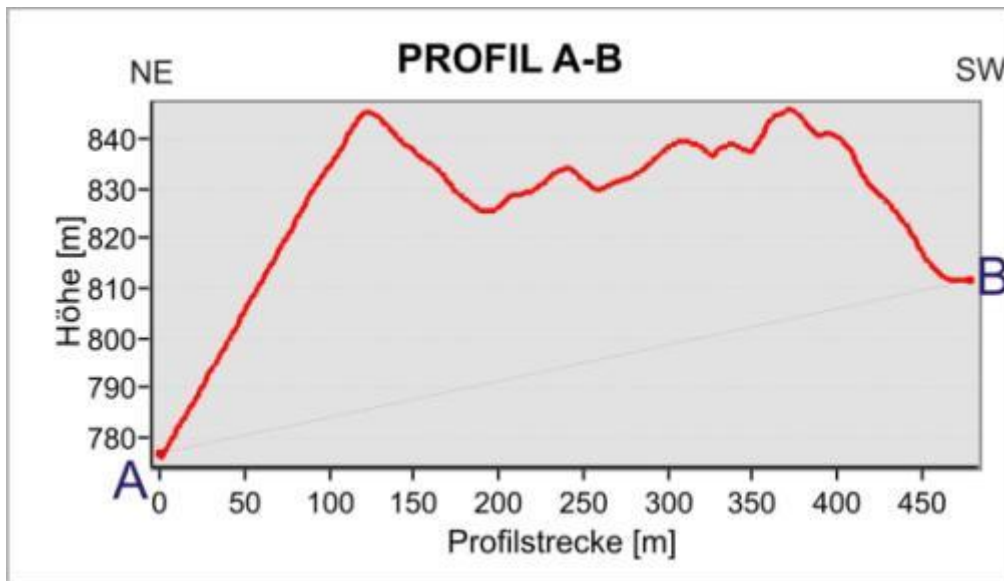


Abbildung 30: Querschnittsprofil A-B Bereich Schwabenhof

Profil C-D (Abb. 31) zeigt ein Teilstück, das innerhalb des oberflächlich etwas ruhigeren Bereichs liegt.

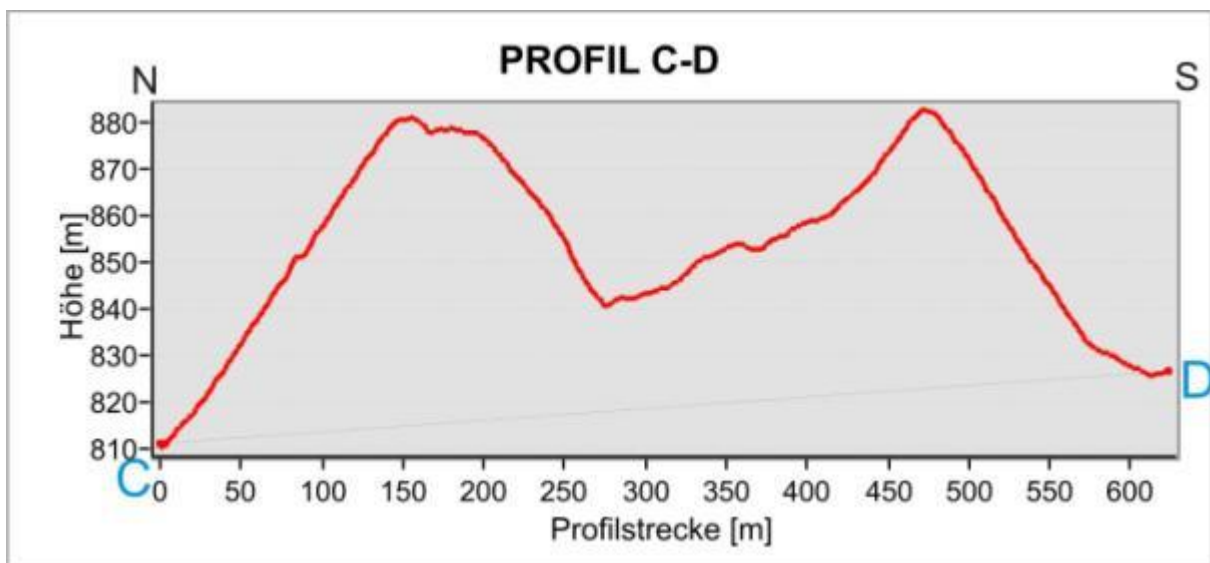


Abbildung 31: Querschnittsprofil C-D Bereich Schwabenhof

Entlang der Wälle fallen immer wieder zahlreiche erratische Blöcke auf, die unterschiedliche Volumina (bis zu 60m^3) aufweisen und gut gerundet und zerklüftet erscheinen. Die Blöcke bestehen aus Wettersteinkalk und zeigen deutliche Spuren der Verwitterung, wie offene Klüfte, Abrundung und Pflanzenbewuchs.

Das Sediment in diesem Bereich ist vorwiegend unsortiert und kann nach Keller (1996) als Diamikt bezeichnet werden. Dabei handelt es sich größtenteils um

sandige bis kiesige Diamikte, die sowohl sehr matrixreich, als auch korngestützt vorkommen.

Im Gegensatz zu den korngestützten, geschichteten Diamikten (Dcs, Abb. 33), treten die matrixgestützten Diamikte, sowohl nicht geschichtet (Dmm), als auch geschichtet (Dms, Abb. 32) auf.



Abbildung 32: Probe aus dem jungen Moränenwall westlich des Schwabenhofs (P/11/2), matrixgestützter, geschichteter Diamiktit

Abbildung 33: Probe aus dem jungen Moränen westlich des Schwabenhofs (P/11/3), korngestützter, geschichteter Diamikt



Die Hauptlithologie stellen hell- und dunkelgraue Karbonate (Wettersteinkalk >2/3, Gutensteiner Karbonate < 1/3) dar. Aber auch einige grüne, violette Tonsteine und Rauhwacken, die den Werfener Schichten an der Basis der Karbonate zugeordnet werden können, sind zu finden. Die Kornform lässt sich als angular bis subangular klassifizieren. Des Öfteren konnte an der Oberfläche der Komponenten eine schwache Karbonatzementation erkannt werden. Die hellrot-braun Farbe der sandig bis schluffigen Matrix der Diamikte lässt sich nach der MUNSELL® Soil Color Chart in den Bereich 2.5YR zwischen 3/4 (dark reddish brown) 4/6 (reddish brown), und 5/6 (bright reddish brown) einordnen. Generell fiel eine geringe Verwitterung und somit ein relativ „frisches“ Erscheinungsbild der Sedimente auf. Im Laufe dieser Kartierung wurden in diesem Gebiet insgesamt 5 Aufschlüsse ausgewählt aus denen Proben entnommen wurden, deren Analyse die im Gelände beschriebenen Parameter zusätzlich untermauerten.

Interpretation:

Die markante Form des Sedimentkomplexes, der von einem bis zu 60m hohen Wall begrenzt wird und intern viele, kleinräumige, polygenetische Wälle aufweist, lassen auf einen Seiten- bzw. Endmoränenwall schließen. Dieses Moränensystem wurde bereits früh erkannt und in Werken von Penck & Brückner (1909) und Cornelius (1951) erwähnt. Nach Benn & Evans (2010) kann dieses mächtige Moränensystem als „Latero-frontal dump moraine“ bezeichnet werden und zeigt eine Stabilisierung der Gletscherzunge über einen längeren Zeitraum an. Im Gegensatz dazu sind die deutlich kleineren, niedrigeren internen Wälle während kürzeren Stabilisierungsphasen der Gletscherzunge aufgebaut worden. Der morphologisch recht chaotische, „kastenförmige“ Frontbereich oberhalb des Schwabenhofs, könnte nach Benn & Evans (2010) noch am ehesten mit dem Begriff „Hummocky Moraine“ beschrieben werden.

Somit spiegelt der Hauptwall generell die Gletscherzunge wider, die eine Maximalausdehnung des Gletschers anzeigt und zur Bildung des Moränenkomplexes westlich des Schwabenhofs führte. Die einzige Abweichung ist mit der Lücke im NW gegeben, die ein laterales Ausbrechen einer Gletscherzunge („breach lobe“) belegt und in Abschnitt 2.b. im Detail diskutiert wird. Der auffällig nach S abzweigende Wall am Südrand des Hauptwalls (Abb. 28, innerhalb des orangen Kreis) könnte einerseits älter als der Hauptwall sein oder andererseits erst während der Vorstoßphase des Gletschers, der auch den Bereich Schwabenhof geformt hat, entstanden sein.

Auffallend ist auch das Fehlen eines Gletschertores, was auf eine geringe Schmelzwasserdynamik schließen lässt.

Die Hauptlithologie innerhalb der Seitenmoräne stellen Wetterstein- und Gutensteiner Karbonate dar, die die Karumrahmung der Breiten Ries aufbaut. Das unsortierte, angulare bis subangulare Material in Form von korn- und matrixgestützten Diamikten ist einheitlich innerhalb des gesamten Körpers zu finden. Die auffallende rötliche Färbung der Matrix kommt von den Werfener Schichten, die den Untergrund aufbauen, diese wurden vom Gletscher durch subglaziale Prozesse aufgearbeitet, mittransportiert und schließlich zusammen mit den Karbonatkomponenten als matrixgestützte Diamikte abgelagert. Die angulare bis subangulare Form der Komponenten, deutet auf einen passiven Transport des Schutts hin. Dieser erfolgte entweder supraglazial oder englazial. Ebenso passen die großen erratischen Blöcke, die direkt auf oder entlang der geradlinigen Wälle abgelagert wurden, zu dieser Transportweise. Aus diesen Befunden ist abzuleiten, dass der überwiegende Teil des Materials einerseits über Frostsprengung und andererseits aus Felsstürzen aus der Karrückwand stammt. Letzteres ist aufgrund des Vorhandenseins von Zerrspalten in der Umrahmung des Kars durchaus vorstellbar.

Um solch hohe Seitenmoränenwälle auszubilden mussten enorme Schuttmengen aus dem Kar zur Verfügung stehen. Alle diese Merkmale in Kombination mit dem passiven Transportmechanismus, als auch das enorme Schuttvolumen und die subglaziale Aufarbeitung des Untergrundes (Werfener Schichten) deuten auf einen glazialen Faziesraum in Form eines SCHUTTBEDECKTEN GLETSCHERS (Debris covered glacier/Debris mantled glacier, nach Benn & Evans, 2010) hin. Zusätzlich wird dieses Argument durch die „Kastenform“ des Frontbereiches unterstützt, da eine solche eckige/kantige und geradlinige Ausprägung des Zungenbereiches untypisch für andere Gletscher ist. Hier arbeitet der Schuttbedeckte Gletscher, wie ein Förderband, das am Ende einfach sein gesamtes supraglazial/englazial transportiertes Material ablagert und geradlinig aufschüttet.

b. Bereich SW Losenheim

Beschreibung:

Auch dieser Komplex, der sich in einem stark bewaldeten Gebiet befindet, ist am besten im Laserscan (Abb.34) zu erkennen und intern zu gliedern.

An der nördlichen Flanke des Bereichs Schwabenhof ab einer Höhe von etwa 1050m NN erstreckt sich diese auffällige Struktur bis kurz vor Losenheim. An der Westseite wird er durch ältere Ablagerungen und Schuttflächen begrenzt und östlich erstrecken sich wieder ältere Sedimente.

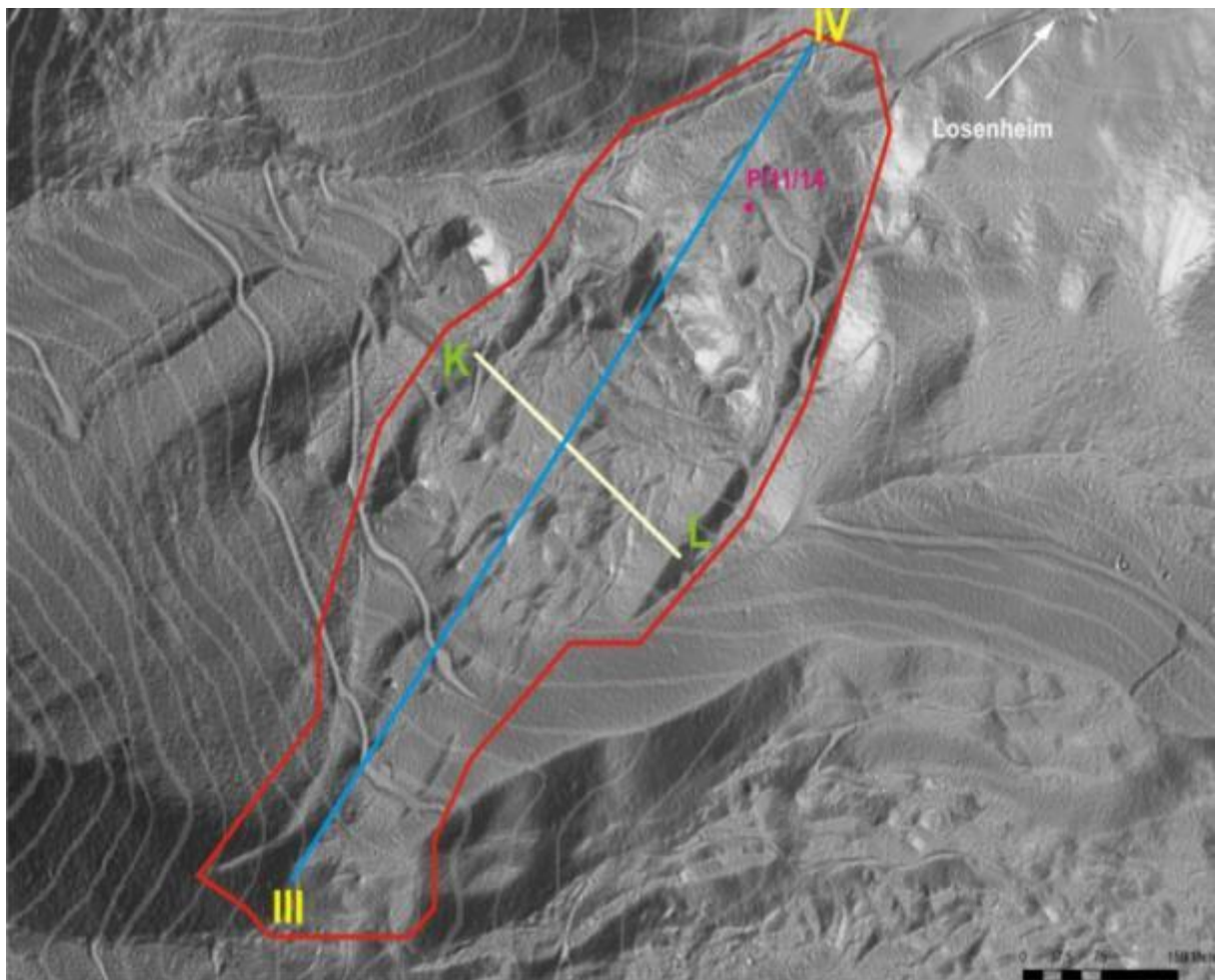


Abbildung 34: Der Laserscanausschnitt zeigt die auffällige Struktur Richtung Losenheim in roter Umrandung, Längsprofil III-IV, Querprofil K-L, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)

Nicht nur die markante lobenförmige Geometrie, sondern auch die unebene und unregelmäßige Oberfläche, die auf einem Querprofil auf Abb. 35 gut dargestellt wird, fällt sofort auf. Der gesamte Komplex weist eine Neigung zwischen 20° und 25° auf und fällt gegen NE in Richtung Losenheim ein. Dies ist deutlich anhand eines Längsprofils in Abb. 36 ersichtlich. Verschiedene

langgestreckte, geradlinige (gegen NE), hohe und steile Wallformen und zahlreichen Depressionen zeichnen sich auf dem Körper ab. Außerdem sind einige wenige kleinere Blöcke aus Wettersteinkalk und der Gutenstein Formation zu finden.

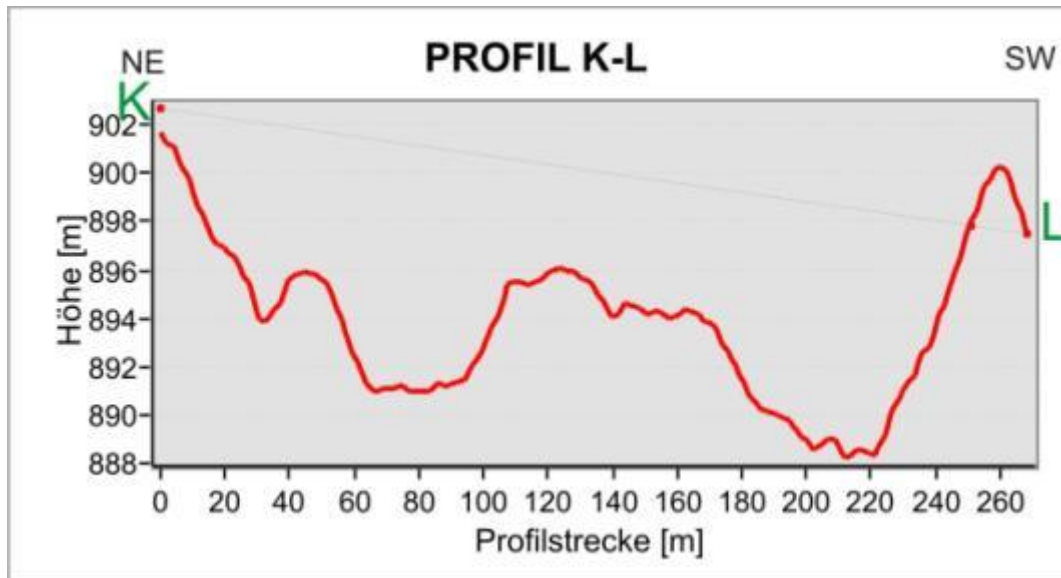


Abbildung 35: Querschnittsprofil K-L des lobenförmigen Körpers SW Losenheim

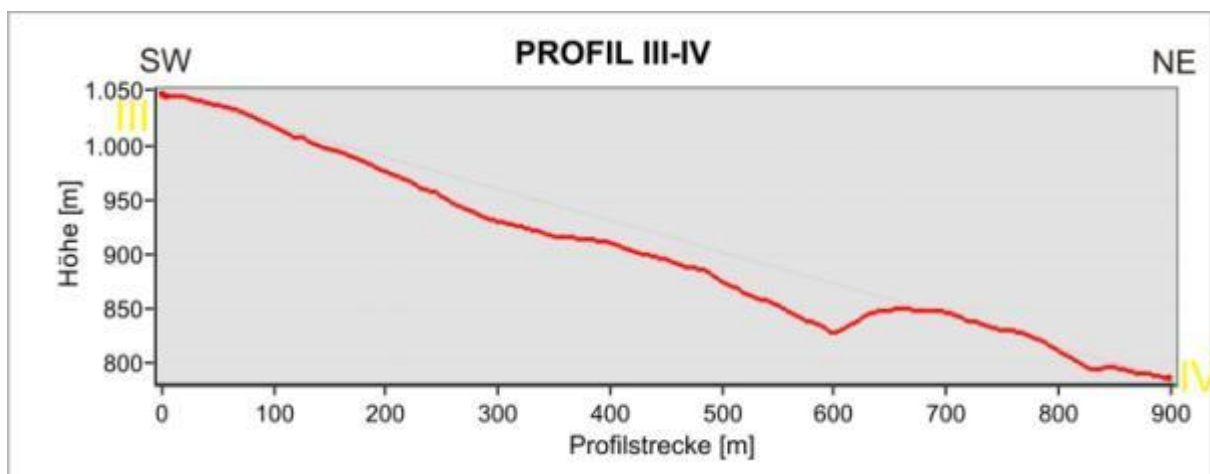


Abbildung 36: Längsprofil III-IV des Körpers SW Losenheim

Leider gab es nur wenige Aufschlüsse und deshalb wurde auch nur eine Probe entnommen. Bei dem Sediment handelt sich um unsortiertes Material mit angularen Komponenten und geringem Matrixanteil, der sich aus Sand und Schluff zusammensetzt. Das Sediment ist nach Keller (1996) als geschichteter, korngestützter Diamikt (Dcs) zu klassifizieren. Farblich konnte die wenig sandige Matrix nach der MUNSELL® Soil Color Chart im Bereich 2.5YR 3/4 (dark reddish brown) festgelegt werden. Lithologisch gibt es keine Unterschiede zu den

anderen Bereichen und so lassen sich überwiegend Wettersteinkalke (2/3) und einige Gutensteiner Karbonate (1/3) finden.

Interpretation:

Die angularen karbonatischen Komponenten, sowie die kleinen Blöcke entlang der Wälle sprechen für einen glazialen Faziesraum.

Die korngestützten Diamikte einerseits, welche die langgezogenen, geradlinigen Wälle aufbauen, wie auch durch die laterale Position direkt angrenzend an den großen Moränenwall des Schwabenhofs lassen am ehesten auf eine glaziale Genese d.h. auf eine Ablagerung durch einen SCHUTTBEBECKTEN GLETSCHER (Debris covered glacier/debris mantles glacier nach Benn & Evans, 2010) schließen (s. Abschnitt 4).

Aufgrund der lateralen Position an der linken Flanke des großen Moränensystems, kann der Moränenkörper nach Benn & Evans (2010) als „Breach-lobe moraine“ beschrieben werden.

Diese „Breach-lobe moraine“ Struktur konnte dadurch entstehen, dass der Gletscher eine Lücke oder einen Riss im Hauptwall nutzte und sich langsam in einer loben- oder lappenartigen Form hindurch bewegte und so einen großen Durchbruch formte (Benn & Evans, 2010). Dieses Phänomen ist rezent insbesondere bei „debris covered glacier“ (Schuttbedeckten Gletschern) beobachtet worden. Nachdem der bereits existierende große Moränenhauptwall durchbrochen war, wurde, aufgrund des recht steilen Geländereiefs, das Hangabwärtsfließen natürlich begünstigt. Somit konnte der Gletscherast nun Richtung Losenheim vorstoßen. Das gesamte System SW von Losenheim bildete sich wahrscheinlich im Zuge der Vorstoßphase bzw. einer Oszillation des großen Gletschers. In weiterer Folge trennte sich der Gletscherast Richtung Losenheim vom großen Gletscher ab und blieb als Toteiskörper zurück, welches dann langsam abschmolz und viele kleine Depressionen zurück ließ. Im späteren Verlauf wurde die Lücke nicht wieder mit Moränensediment verfüllt, jedoch baute sich der Hauptwall noch höher auf, was auch im Laserscan (Abb. 34) zu erkennen ist.

c. Bereich Krumme Ries

Beschreibung:

Südlich des großen Moränensystems des Schwabenhofs schmiegt sich, im Kar der Krummen Ries liegend, ein deutlich kleinräumiger, gegen E gebogener Komplex lateral an dessen Hauptwall an. Dieser Komplex lässt sich am Laserscan (Abb. 37) recht gut identifizieren, setzt in einer Höhe 1280m NN an und reicht bis 980m NN hinunter.

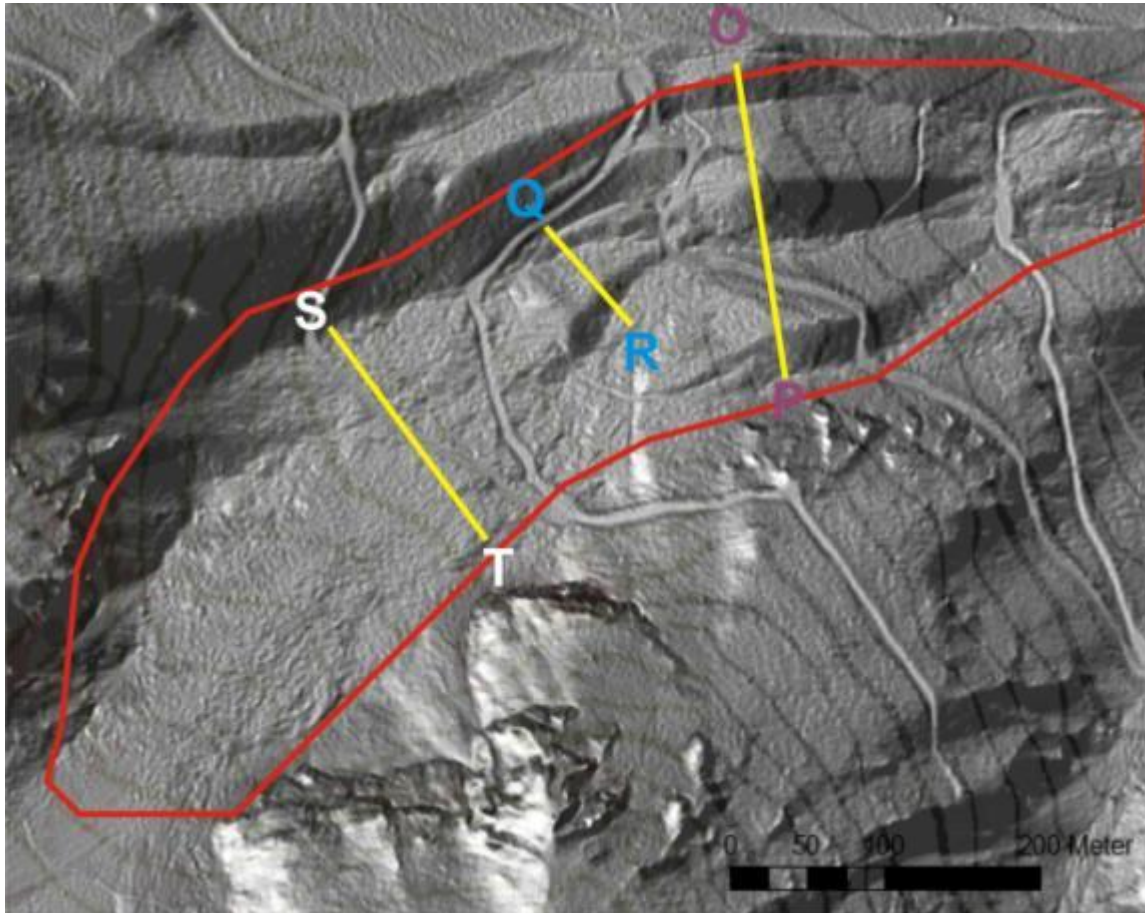


Abbildung 37: Laserscanausschnitt Bereich Krumme Ries mit vier Querschnittsprofilen, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)

Der oberste Bereich (oberhalb 1280m NN) der Krummen Ries ist, ähnlich der Breiten Ries, durch Steilhänge und Hangschuttflächen gekennzeichnet. Unterhalb lässt sich hier ein Sedimentkörper ausmachen, dessen Oberfläche sowohl im Gelände als auch am Laserscan nicht direkt ins Auge sticht, sowie beispielsweise der Schwabenhof Bereich oder der Bereich SW Losenheim. Die Oberfläche erscheint zwar stellenweise auch recht unruhig, aber die Unebenheiten sind generell kleinflächiger als in den anderen Komplexen. Der oberste Bereich von 1280m bis 1160m NN ist durch zwei Schutt- bis Schwemmfächer charakterisiert.

Darunter folgen nun 2 parallel verlaufende, geradlinige Wallgruppen, die bis zu einer Höhe von 1050m NN hinab verlaufen. Dabei gehen dem größeren, etwas weiter nördlicher liegenden Wall zunächst zwei niedrigere Äste voraus, die schließlich gegen E zusammen in diesen höheren Wall übergehen. Die beiden Äste sind auf dem Querschnittsprofil Q-R in Abb. 38 zu sehen und weisen Höhen zwischen 3 – 5m auf. Der deutlich höhere Wall wird mithilfe des Querschnittsprofils O-P in Abb. 39 dargestellt und lässt Höhenunterschiede von bis zu 20m erkennen.

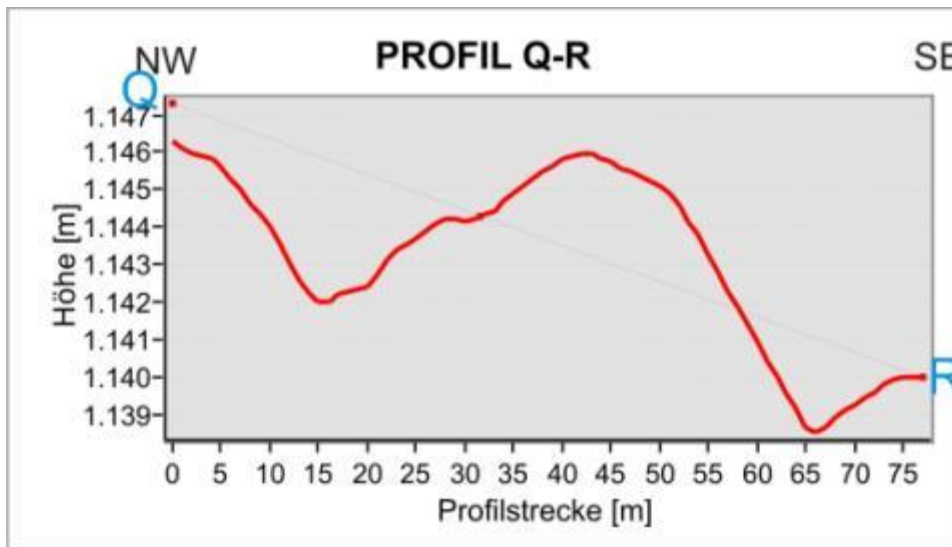


Abbildung 38: Querschnittsprofil Q-R zeigt die beiden niedrigeren Wälle im Bereich der Krummen Ries

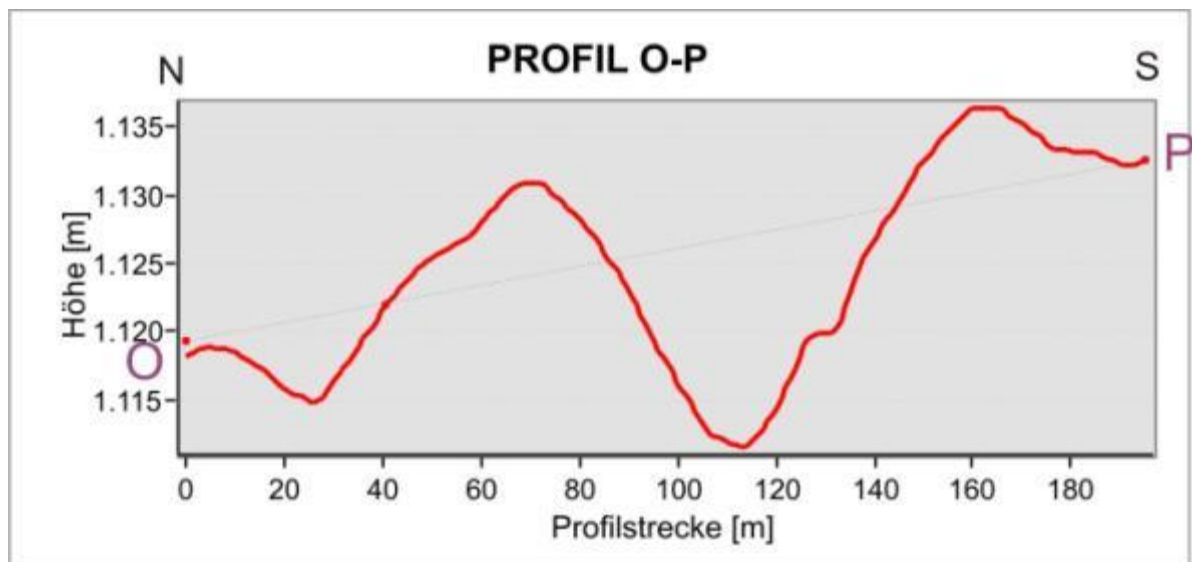


Abbildung 39: Querschnittsprofil O-P des größeren Walles innerhalb der Krummen Ries, der den Übergang der kleineren Wälle in einen größeren zeigt

Südlich dieser Wallgruppe verläuft parallel ein etwa gleich hoher, aber etwas kürzerer Wall. Zwischen den beiden Wällen zieht sich weiterhin in Fortsetzung vom oberen Bereich ein Schwemmfächer durch,

Vergleichbar mit den Sedimenten der anderen beiden Sedimentkörper ist hier ebenfalls unsortiertes Material zu finden, das nach Keller (1996) als Diamikt bezeichnet werden kann. Es treten matrixgestützte, massiv oder geschichtet (Dmm oder Dms) und auch korngestützte, geschichtete (Dcs) Diamikte auf. Auch die angulare bis subangulare Kornform der Karbonate (überwiegend Wettersteinkalk, geringe Anteile Gutensteiner Karbonate) lässt sich in diesem Bereich wieder finden. Erratische Blöcke aus Wettersteinkalk sind ebenfalls zu finden, aber generell nicht so zahlreich wie entlang der Breiten Ries.

Interpretation:

Der gesamte Komplex, der im Vergleich zum Bereich des Schwabenhofs deutlich kleiner ausfällt, setzt sich einheitlich aus massiven und korngestützten Diamikten zusammen, die angulare bis subangulare karbonatische Komponenten beinhalten. Das karbonatische Material entstammt den Felswänden der Krummen Ries. Außerdem sind geradlinig verlaufende Wallgruppen ausgebildet, die bis zu 20m hoch sind und ebenfalls sind einige erratische Blöcke zu finden. Alle diese Fakten belegen, dass dieser Sedimentkörper das Produkt eines KARGLETSCHERS ist, welcher jedoch mit Sicherheit auch eine gewisse Menge an Schutt an seiner Oberfläche, supraglazial, mit sich führte, wodurch die eckige Komponentenform erhalten geblieben ist. Natürlich ist der Schuttgehalt dieses Gletschers bei weitem nicht mit dem eines Schuttbedeckten Gletschers zu vergleichen, wie jener der den Bereich Schwabenhof formte. Im Fall der Krummen Ries, die durch ein deutlich kleineres Kar ausgezeichnet wird, wurde weniger Gesteinsschutt aus den Karwänden geliefert, wodurch während einer Stabilisierungsphase einer deutlich kleineren Gletscherzunge (als im Bereich Schwabenhof) auch deutlich kleinere und niedrigere Wälle entstanden. Zwei der höchsten Wälle befinden sich im schmalsten Abschnitt des gesamten Bereichs. Sie lassen sich dadurch erklären, dass der Gletscher hier einen sehr eng gestreckten Ablagerungsbereich hatte, da er nördlich vom Hauptwall und südlich von Festgestein (Gutenstein-Formation) eingeeengt wird.

3) Ältere Sedimente

a. Komplex zwischen Lärchweg – Losenheim – außerhalb Jungem System

Beschreibung:

Außerhalb des durch geringe Verwitterung gekennzeichneten „jungen“ Moränensystems sind im Gelände wie auch am Laserscan Wälle mit generell ruhiger und glatter Oberfläche ersichtlich (Abb. 40). Wallformen sind vorhanden, aber eher wenige und im Vergleich zum großen Hauptwall des jungen Körpers sind diese auch nur in etwa 1/3 so hoch.

Die Verbreitung dieser Sedimentkörper konnte auf drei voneinander getrennte Bereiche festgelegt werden.

Der erste Bereich (1, Abb. 40) liegt zwischen 760m NN und 700m NN und befindet sich direkt neben dem südlich angrenzenden großen jungen Körper. Getrennt durch einen Schotterkörper erstreckt sich der zweite flächenmäßig größte Bereich (2, Abb. 40) ab einer Höhe von 760m bis 880m NN. Der Bereich erstreckt sich südlich des jungen Körpers, nördlich der beiden Kuppen des Lärchwegs und oberhalb von Losenheim und wird schließlich westlich durch den mächtigen jungen „Breach-lobe“ Komplex SW Losenheim begrenzt.

Der dritte kleinflächige Bereich (3, Abb. 40) liegt zwischen 840m und 940m NN Höhe und befindet sich zwischen dem jungen Ausbruchkomplex und einem Hangschuttareal.

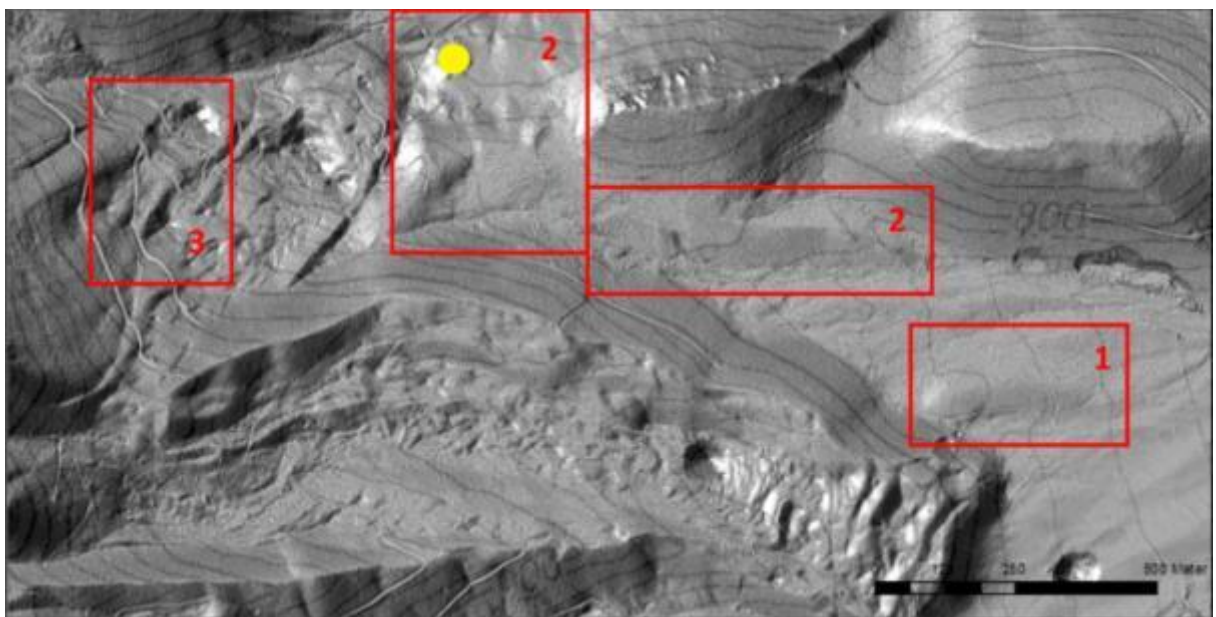


Abbildung 40: Laserscanausschnitt der 3 Bereiche des älteren Systems, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)

Das Sediment besteht aus stark verwittertem Diamikt. Es wurden sowohl geschichtete (Dms), als auch massive matrixreiche Diamikte (Dmm) gefunden. Die kiesige bis sandige Matrix erschien im Vergleich zu den jüngeren Sedimenten (s. Abschnitt 1.a und 2.a, b., c.) deutlich rotbrauner und feiner (höherer Sandanteil) und wurde nach der MUNSELL® Soil Color Chart mit einem Farbwert von 2.5YR 4/8 (dark brown) beschrieben (Abb. 41).



Abbildung 41: Teil des Älteren Moränensystems NW der Breach-lobe Struktur des Jungen Systems, matrixgestützter, massiver Diamikt

Neben den karbonatischen Komponenten (60% Wettersteinkalk, 40% Gutensteiner Karbonate) konnten auch sehr kleine (mm bis cm-Bereich) Bruchstücke von Hangbrekzien und noch seltener Werfener Komponenten (Tonsteine, Rauhwacken) gefunden werden. Die Komponenten sind überwiegend als subangular bis subrounded zu beschreiben. Große erratische Blöcke waren in all diesen Abschnitten nicht zu finden. Lediglich zwei kleine Bruchstücke einer Hangbrekzie mit einem Volumen von $0,06 - 0,08\text{m}^3$ konnten erfasst werden. Zwischen dem „Breach-lobe“ Bereich (SW Losenheim) und dem Lärchweg (Abb. 40, Bereich 2, gelber Kreis) wurde ein gut aufgeschlossener und verfestigter Bereich mit Hangbrekzie vorgefunden. Die Hangbrekzie lagert auf Werfener Schichten auf und wird oberhalb vom älteren Sedimentkörper überlagert.

Interpretation:

Die subangulare bis subrounded Kornform innerhalb der geschichteten bis massiven Diamikte, die rötliche Matrix, welche aufgrund der subglazialen Aufarbeitung des Untergrundes (Werfener Schichten) durch den Gletscher stattfand, sowie die langgestreckten vereinzelt Wälle sprechen für eine glaziale Genese dieses Sedimentkörpers. Große erratische Blöcke fehlen, lediglich zwei

kleinere Hangbrekzienstücke konnten auf einem Wall liegend vorgefunden werden. Aufgrund der starken Verwitterung des Sediments (Kornverkleinerung, Abrundung) sowie der geglätteten Geländeoberfläche und da ein Großteil des Körpers durch den jungen Moränenkörper und Jüngere Schotter überlagert wird, kann dieser Komplex vermutlich deutlich älter eingestuft werden, als alle anderen glazialen Bereiche im kartierten Gebiet. Ein noch älteres Element in diesem Bereich stellt jedoch eindeutig der Hangbrekzienbereich (Abb. 40, gelber Kreis) dar, da dieser lokal unterhalb des älteren Moränensystems auftritt und somit auch früher abgelagert worden sein muss.

Um nun ein Fazit zum Ablagerungsraum ziehen zu können, muss zuerst festgehalten werden, dass der gesamte Bereich Merkmale aufweist, die eindeutig Parallelen zum Bereich Krumme Ries zeigen. Alles deutet auf einen ehemaligen glazialen Faziesraum hin, welcher in Form eines KARGLETSCHERS tätig war. Der Kargletscher transportierte sicherlich oberflächlich, zumindest stellenweise, Material mit, das als Schutt aus dem Kar hinabstürzte. Jedoch kann davon ausgegangen werden, dass diese Schuttmengen bei weitem in keiner Relation zu denen des Bereich Schwabenhof stehen, wo der Gletscher übermäßig von Schutt bedeckt war, weshalb ein Schuttbedeckter Gletscher ausgebildet wurde. Aufgrund der deutlich älteren Einstufung dieses Systems im Gegensatz zum Bereich Schwabenhof kann davon ausgegangen werden, dass während einer früheren Vergletscherung ja auch das Kar morphologisch bei weitem noch nicht so großzügig und mächtig ausgebildet war, wie heute bzw. in einer darauffolgenden Vergletscherungsphase. Das Kar war also deutlich kleiner und deshalb wurde nicht so viel Material auf den Gletscher aufgebracht, so konnte sich dieser auch nicht zu einem Schuttbedeckten Gletscher ausbilden. Erst während der nächsten großen Vergletscherung war das Kar bereits mächtiger durch die erodierende Tätigkeit der vorangegangenen Vergletscherung ausgebildet und so konnte dann auch deutlich mehr Material an den Gletscher geliefert werden.

4) Fazit zur GENESE der gefundenen glazial geprägten Bereiche

Eine relativ eindeutige genetische Zuordnung zu einem Kargletscher konnte im Bereich Krumme Ries (2.c.) und dem älteren Moränensystem (3.) hergestellt werden. Die Entstehung des Bereichs Schwabenhof (2.a.) und des „Breach-Lobe“ Bereich SW Losenheim (2.b.) kann eindeutig auf einen Schuttbedeckten Gletscher zurückgeführt werden. Einzig die Zuordnung des Jüngsten Systems konnte nicht eindeutig gemacht werden, denn neben einem Schuttbedeckten Gletscher könnte vielleicht auch ein Blockgletscher das System aufgebaut haben. Deshalb wird im folgenden Abschnitt kurz ein Überblick und Vergleich zwischen beiden Genesen gezogen, denn oftmals ist eine Unterscheidung nur anhand des physiognomischen Erscheinungsbilds schwierig.

Schuttbedeckter Gletscher (Moränen) versus Blockgletscher

Schuttbedeckter Gletscher:

- Entsteht im glazialen Bereich
- Bildet sich in einem Kar aus, durch Zufuhr von Schutt aus den umgebenden Hängen
- Geprägt durch geradlinige Moränenwälle am Gletscherrand
- Das Moränensediment besteht aus unsortierten Diamikten/Diamiktiten
- Das Sediment ist gleichmäßig im Moränensystem verteilt
- Aufgrund des passiven (englazial/supraglazial) Transports bleibt die angulare Komponentenform erhalten
- Große erratische Blöcke werden transportiert und bei Abschmelzen des Gletschers an den Wällen zurückgelassen
- Kar Höhe von 80 - 160m muss nach Barsch (1996) gegeben sein
- Der Gletscher arbeitet auch den Gesteinsuntergrund durch Subglaziale Erosionsprozesse auf

Blockgletscher:

- Entsteht im periglazialen Bereich (Permafrost); wird durch Temperatur, Relief und Material beeinflusst
- Bildet sich in einem Kar aus, durch Zufuhr von Schutt aus den umgebenden Hängen
- Blockgletscher bilden sich unter Permafrost Bedingung aus. Das Wasser im inneren des Blockgletschers ist immer gefroren und bildet vermischt mit

dem Sediment den „frozen talus“. In warmen Phasen taut zumindest die oberste Schicht (active layer, „bouldery mantle“) auf und das Wasser fließt in den „Inneren Kern“ des Blockgletschers ab, wo es später wieder zu Eis wird. Unter dem meist 2-3m mächtigen „Bouldery mantle“ können dadurch mächtige Eiskörper (fast gesteinsfrei) ausgebildet werden. Dabei handelt es sich nicht um Gletschereis sondern um Eis, das durch Permafrost gebildet wurde und meist schon sehr alt ist (Barsch, 1996) → oftmals besteht ein aktiver Blockgletscher aus mehr als 60% Eis (Wasserspeicher!)

- Durch Wiederholung dieser „Freeze/Thaw“ Prozesse kommt es zur Übersättigung an Schutt. Es gibt unter der Schuttdecke nur noch wenige Eislinen und gefrorenes Sediment. Unter der zunehmenden Schuttlast beginnen sich die Eislinen und das gefrorene Sediment schließlich zu deformieren und zu bewegen → Bogenförmige, hangabwärts gerichtete Wälle entstehen! (Barsch, 1996; Benn & Evans, 2010).
- Das Sediment besteht aus Sanden, Kiesen, Steinen, Blöcken, die jedoch sortiert auftreten → Blockgletscher besitzen nicht in jedem Bereich dasselbe Material, denn es bildet sich ein 2-Lagen-System bzw. 3-Lagen System aus. An der Oberfläche liegen Kiese, Steine, Blöcke und im Kern herrschen Sand und Silt vor (Barsch, 1996).
- Angulare Kornform bleibt erhalten, da die Komponenten nur an der Oberfläche des Blockgletscher liegen und somit nicht aktiv bewegt werden
- Große (erratische) Blöcke treten ebenfalls auf
- Die Kar Höhe sollte mindestens bei 250m ($\pm$ 140m) liegen (Barsch, 1996). Dies stellt allerdings einen Überlappungsbereich zur Karhöhe eines Schuttbedeckten Gletschers dar und kann somit für die Argumentation nicht benutzt werden.
- Keine subglaziale Tätigkeit!

Aufgrund dieser Fakten kann die Genese des Jüngsten Systems durch einen Schuttbedeckten Gletscher erklärt werden!

B) (Glazi)fluviatil geprägte Bereiche

Beschreibung:

Rund um die Gemeinden Losenheim, Sonnleiten und Schneebergdörfel bis kurz vor Hof konnten unterhalb von 800m NN immer wieder sehr gut gerundete Schotter (Kies) flächendeckend auf verschiedenen Niveaus gefunden werden. Diese Schotterflächen innerhalb des Puchberger Beckens wurden bereits 1951 von H.P. Cornelius erwähnt: „Diese bis gegen 2km breite, westöstlich verlaufende Senke (Puchberger Becken) ist an der Oberfläche fast ganz mit eiszeitlichen Schotterfeldern und mit jungen Alluvionen erfüllt“ (Cornelius, 1951, S 75). Bereits der Laserscan (Abb. 42) lässt zumindest zwei voneinander abgrenzbare Sedimentkörper in diesen Bereichen erahnen. Auch im Gelände kann der höhere von beiden sofort ausgemacht werden und auch der etwas niedrigere Bereich kann bei genauer Ansicht vom rezenten fluviatilen Niveau ganz gut unterschieden werden. Außerdem fällt im Laserscan, so wie im Gelände sofort auf, dass es kein Gletschertor am Rande des Jungen Systems gibt!

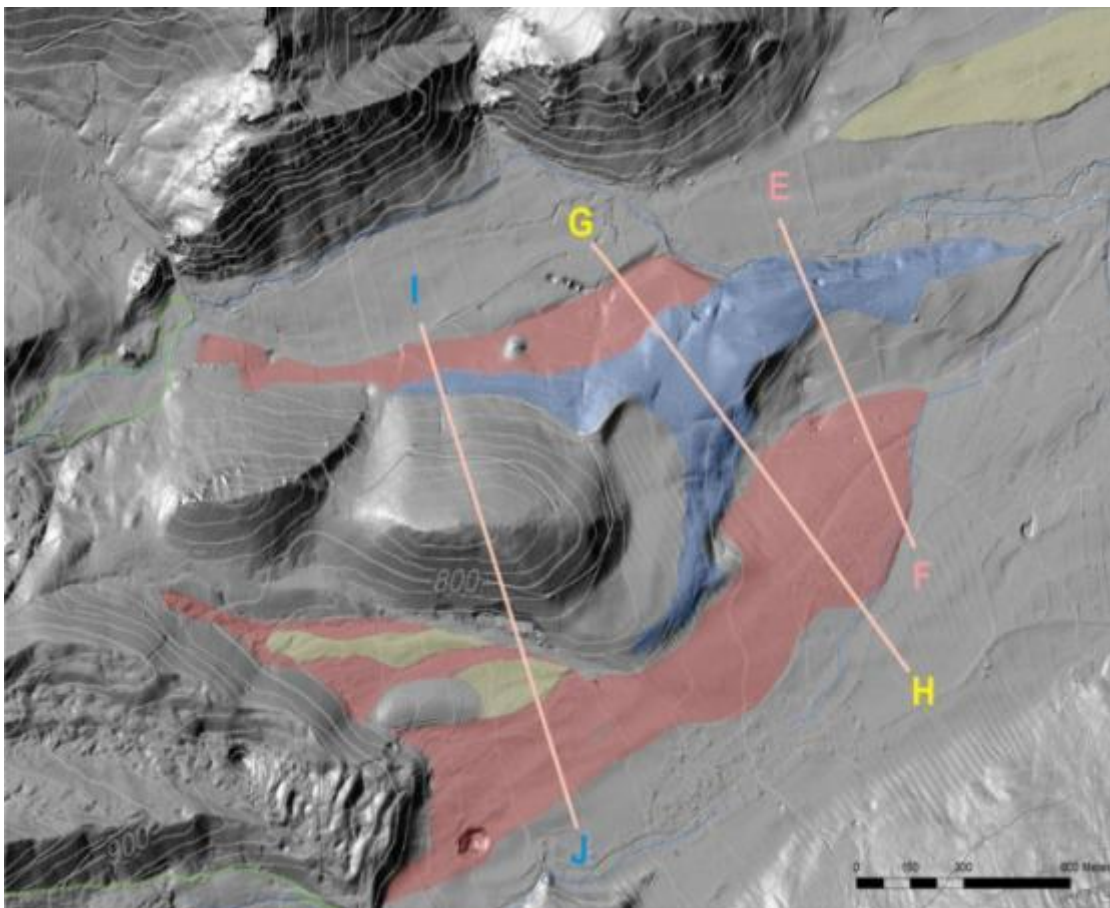


Abbildung 42: Laserscanausschnitt mit den glazifluviatilen Bereichen (rot = Niederer Terrassenkörper, gelb= Mittlerer Terrassenkörper, blau = Höherer Terrassenkörper, Querschnittsprofile E-F, G-H, I-J © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)

Im Zuge der Geländeaufnahme wurde dann noch ein weiteres Schotterniveau ausgemacht, wobei dieses eher kleinräumig ist und nur einen ganz geringen Niveauunterschied zu dem umgebenden Zug aufweist. Im ganzen Gebiet fällt innerhalb der Schotterzüge auf, dass stellenweise immer wieder Werfener Schichten, die den Untergrund aufbauen, zu Tage treten. Im folgenden Abschnitt wird nun näher auf die einzelnen Schotterniveaus eingegangen. Als erstes wird der höchste Schotterkörper charakterisiert, der teilweise auf Abb. 43 abgebildet ist.



Abbildung 43: Mächtigster Terrassenkörper, der sich nordöstlich von Schneebergdörfel Richtung Hof erstreckt, Blickrichtung NW, innerhalb der gelben Fläche sind Hangbrekzien zu finden.

Darauf folgenden werden der (vermutlich) mittlere und der niedrigste Schotterzug erläutert. Der im Laserscan (Abb. 42) als blaue Fläche eingezeichnete Terrassenkörper stellt den mächtigsten Körper dar. Sein Top befindet sich auf 700m NN und die Basis bei 680m NN und mittels des Querprofils G-H (Abb. 44) kommt dieser Körper besonders gut heraus.

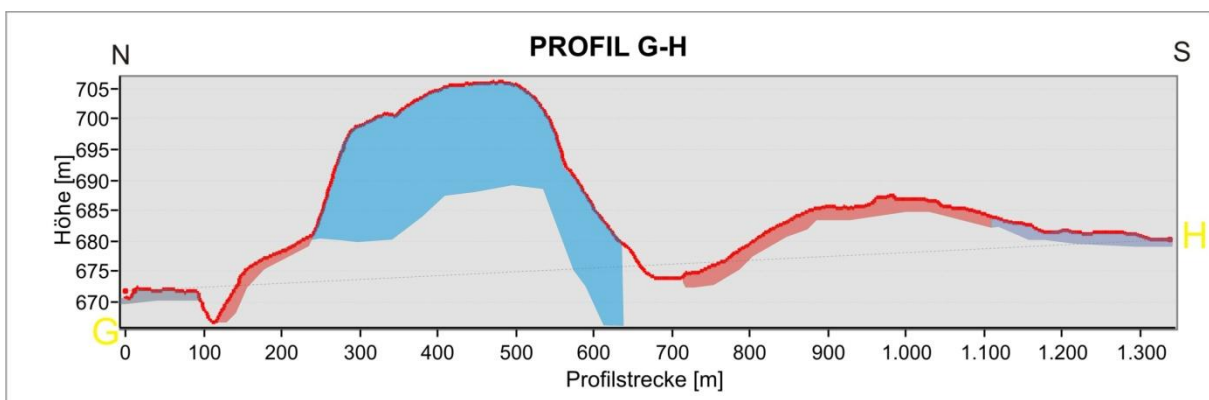


Abbildung 44: Querschnittsprofil G-H Schotterkörper, (blau = Höherer Terrassenkörper, rot = Niederer Terrassenkörper, hellgrau = Werfener Schichten, dunkelgrau = rezente Flussablagerungen)

Er zeichnet sich einerseits durch markante Erosionskanten, an welchen die Werfener Schichten zu sehen sind, andererseits durch Hangbrekzien, die lokal im Schotterkörper auftreten (Abb. 42, gelbe Fläche) und einige Hohlformen aus. Nördlich und südlich wird er vom niedrigsten Schotterzug und rezenten Flussablagerungen bzw. Werfener Schichten begrenzt. Westlich und östlich sind ebenfalls Werfener Schichten vorhanden. Weder der ältere noch der junge Moränenkörper stehen in einer direkten geometrischen Beziehung mit diesem Zug. Der Sedimentinhalt zeigt gut gerundete Schotter, der in einer rötlich, sandigen Matrix lagert, und setzt sich hauptsächlich aus Karbonaten (Wetterstein-, Gutensteiner und Reiflinger Kalke) und akzessorisch aus Rauhwacken zusammen. Generell konnte eine Verwitterung der Kiese festgestellt werden, jedoch zeigt sich diese nur durch leichte karbonatisch Verkittung und Zementation der Komponenten. Besonders auffällig war, dass innerhalb des mächtigen Schotterkörpers etwas unterhalb des Top stellenweise lokal Bruchstücke leicht verkitteter Hangbrekzien gefunden wurden (Abb. 42, gelbe Fläche). Dadurch kann eine geometrische Beziehung zwischen diesen beiden Elementen hergestellt werden Diese Hangbrekzien wurden beprobt und Dünnschliffe wurden erstellt (s. Kapitel 6).

Das nächste Schotterniveau stellt die gelb gefärbte Fläche im Laserscan (Abb. 42) dar. Dieser Zug ist nicht mehr so mächtig ausgebildet wie der höhere Körper und zwei Teile sind im Bereich nördlich des Jungen Moränenkörpers nur schwer vom Niedrigsten Schotterzug zu trennen. Sein Top liegt auf ~ 745m NN und die Basis, soweit feststellbar, bei ~ 741m NN. Lediglich der größere der drei Bereiche, der durch die blaue Fläche im Laserscan (Abb.42) dargestellt ist und im Bereich zwischen Losenheim, Schneebergdörfel und Knipflitz lokalisiert ist, kann eindeutig vom umgebenden rezenten Flussbereich abgegrenzt werden. Allerdings liegen die beiden kleineren Schotterfelder teilweise sogar im Zungenbereich des älteren Moränensystems und somit kann eine geometrische Beziehung hergestellt werden. Die gut gerundeten Schotter bestehen aus hellen und dunklen Karbonaten (Wetterstein-, Gutensteiner und Reiflinger Kalke) und es können lokal auch wieder Komponenten der Wefener Schichten ausgemacht werden. Die fast unverwitterten Schotter (Kiesgröße) lassen sich großzügig im Gelände verteilt antreffen und weisen bei weitem keine so enge Lagerungsdichte auf, wie im Höheren terrassenkörper (blau). Sandige Matrix und karbonatische Verkittung, die teilweise Konglomerate ausbildete, wurden seltener vorgefunden. Der flächenmäßig größte Schotterzug stellt zugleich den am geringmächtigsten Körper dar. Dieser ist im Laserscan (Abb. 42) als rot eingefärbte Fläche zu erkennen und lässt sich nördlich und südlich des Lärchkogel finden. Das Top befindet sich auf ~ 680m NN und die dazugehörige Basis bei ~ 678m NN. Auf den Querschnittsprofilen G-H (Abb. 44) und E-F (Abb. 45) sind unter anderem

auch diese beiden niedrigsten Körper zu erkennen. Morphologisch ist dieses System ähnlich dem vermuteten mittleren recht schwer von der unebenen Umgebung abzugrenzen, da der Niveauunterschied stellenweise nur maximal 2m beträgt. Beide Einheiten dieses Schotterzuges weisen zwar keine direkte, aber eine indirekt geometrische Beziehung zum Jungen Moränensystem auf, was ebenfalls am Laserscan (Abb. 42) sichtbar wird. Außerdem sieht es so aus, als ob dieser Schotterzug Teile des mittleren Systems überlagert bzw. stellenweise auch ersetzt hat und sich somit wahrscheinlich die ehemalige Schwemmfächergeometrie änderte. Der Sedimentinhalt zeichnet sich durch karbonatische, gut gerundete Schotter mit geringen Beimengungen von Rauhwacke aus, die keine bis wenige Spuren von Verwitterung aufweisen.

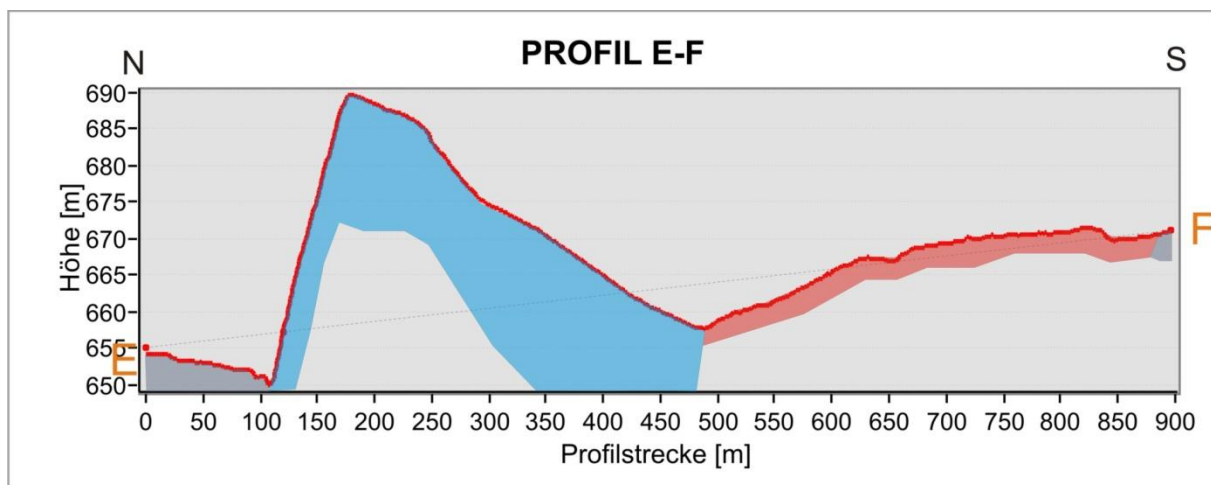


Abbildung 45: Querschnittsprofil E-F Schotterkörper, (blau = Höherer Terrassenkörper, rot = Niederer Terrassenkörper, hellgrau = Werfener Schichten, dunkelgrau = rezente Flussablagerungen)

Abschließend ist auf Abbildung 46 nochmals ein Profil zu sehen, dass über alle 3 Schotterzüge gelegt wurde.

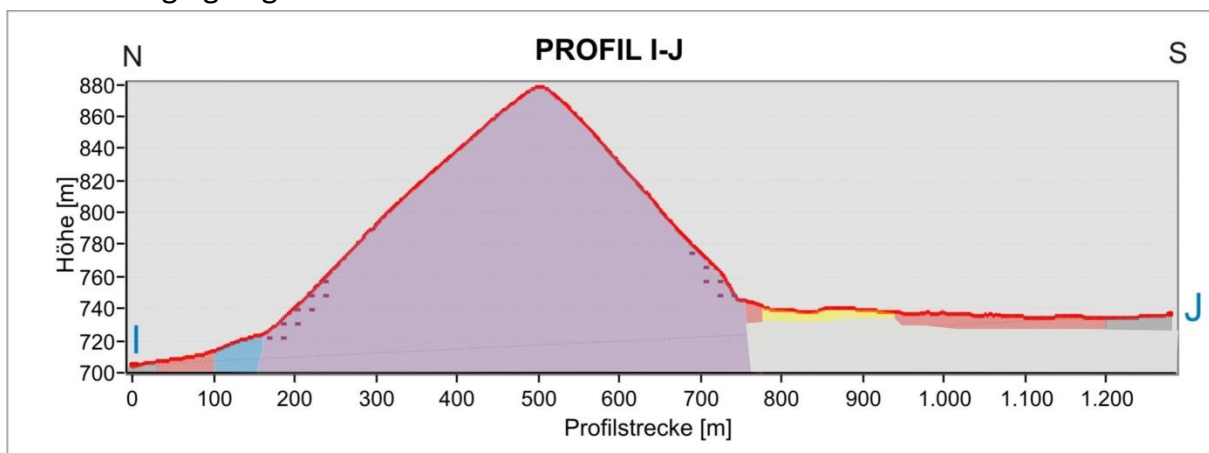


Abbildung 46: Querschnittsprofil I-J (blau = Höherer Terrassenkörper, gelb = Mittlerer Terrassenkörper, rot = Niederer Terrassenkörper, hellgrau = Werfener Schichten, dunkelgrau = rezente Flussabl., violett = Wetterstein Formation mit Hangschuttbereichen)

Interpretation:

Die karbonatischen Komponenten in den Schotterflächen können eindeutig den Gesteinen des Schneebergs zugeordnet werden, wohingegen die wenigen Rauhwacken und die teilweise sandige Matrix den Werfener Schichten zuzuordnen ist. Die verkitteten Hangbrekzien-Komponenten stammen aus dem Bereich oberhalb des älteren Moränensystems (Bereich SW Losenheim). Hinzu kommt, dass die Kiese generell sehr gut gerundet sind. Der Rundungsgrad, sowie die Herkunft der Sedimente deuten auf eine fluviatile Transportweise hin. Da es jedoch rezent keine großen Flusssysteme im Gebiet des Schneeberges gibt, welche solche Gesteinsmassen in der Vergangenheit bewegt haben könnten, stellte sich nun die Frage über welches Medium die Kiese transportiert wurden. Da ein sehr mächtiges, junges und ein kleinräumiges, älteres Moränensystem im Hinterland existiert, das einerseits von einem ehemaligen Schuttbedeckten Gletscher bzw. Kargletscher zurück gelassen wurden und da ein Gletschertor fehlt, kann die Entstehung der Schotterflächen vorwiegend auf FLUVIATILE und PERIGLAZIALE Prozesse unter eiszeitlichen Bedingungen im Periglazialraum zurück geführt werden. Glazifluviatile Prozesse spielten vermutlich eine untergeordnete Rolle, was eben das Fehlen des Gletschertors erklären würde und auch die gut ausgebildete und erhaltene „Kastenform“ der jungen mächtigen Moräne des Schwabenhofs. Der überwiegende Anteil des Schmelzwassers floss wahrscheinlich unterirdisch ab. Im bearbeiteten Gebiet konnten eindeutig zumindest zwei Terrassenkörper ausgemacht werden, die sich sowohl vom jeweiligen Niveau als auch von der Mächtigkeit unterscheiden. Aufgrund der Höhenunterschiede konnten diese folglich nicht zeitgleich akkumuliert werden, sondern wurden in unterschiedlichen Sedimentationszyklen abgelagert, wobei zwischen diesen Phasen zumindest ein Erosionszyklus gelegen haben muss. Die unterschiedlichen Mächtigkeiten kann als ein Hinweis auf die Dauer bzw. Intensität des Klimasignals der verschiedenen Kaltphasen betrachtet werden, wogegen die Höhenlagen bzw. Höhenunterschiede als Hinweis auf die Dauer des erosiven Einschneidens nach den jeweiligen Akkumulationen zu betrachten sind. Die mächtigste Schotteraufschüttung des Gebietes (Abb. 42, blaue Fläche) stellt hier der „Höherer Terrassenkörper“ dar. Dieser weist keine geometrische Beziehung zu einem der beiden Moränensysteme auf und stellt somit auch die älteste Terrasse dar, die aufgrund der Funde von Komponenten aus Hangbrekzien zumindest jünger als diese ist. Der in Abb. 42 rot eingefärbte Schotterkörper steht geometrisch nur indirekt über Schwemmfächer in Verbindung mit dem mächtigen, jungen Moränensystem des Schwabenhofs und kann daher am ehesten als „Niederer Terrassenkörper“ bezeichnet werden, der den jüngsten und somit den letzten größeren Sedimentationszyklus widerspiegelt. Innerhalb dieses „Niederer Terrassenkörpers“

wurde jedoch noch ein weiterer Schotterkörper abgegrenzt („Mittlerer Terrassenkörper“, Abb. 42, gelb). Bei diesem Körper lag jedoch die Schwierigkeit darin zu beurteilen, ob er nun nur ein durch ein kurzwährendes Erosionsereignis gebildetes morphologisches Element des jungen Schotterkörper darstellt, also jünger als dieser Körper ist oder aber eine ältere eigenständige Terrassenschüttung darstellt, die entweder jünger oder zumindest zeitgleich mit dem älteren System ist.

C) Erdfälle im Vergleich zu anderen Hohlformen

Beschreibung:

Im gesamten Gebiet sind Depressionen, auch Hohlformen genannt, mit variierenden Durchmessern und Tiefen zu sehen. Diese sind auf den Laserscans oftmals bereits gut erkennbar (Abb. 47). Die Depressionen sind sowohl in stark bewaldeten, teils steilen Gebieten, als auch innerhalb landwirtschaftlich genutzter Flächen, immer wieder als morphologisch auffällige, kreisförmige Formen vorzufinden.

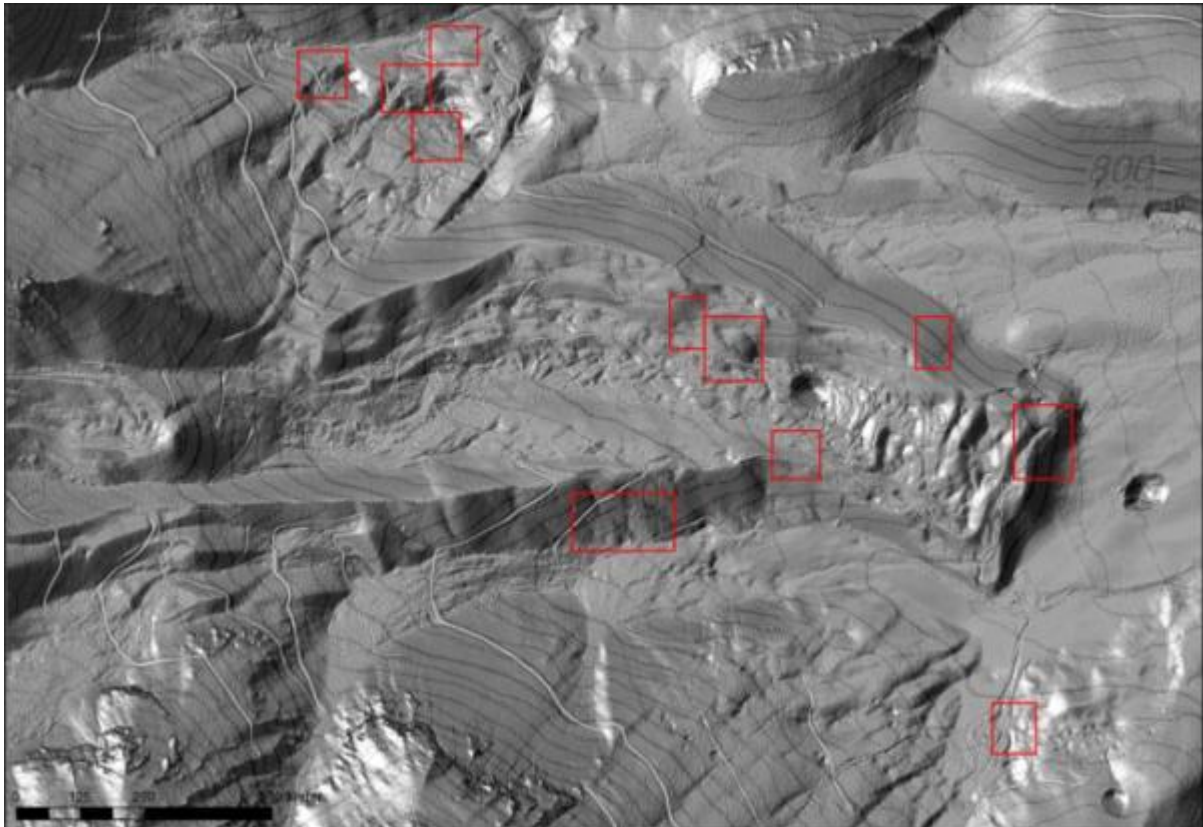


Abbildung 47: Laserscanausschnitt mit zahlreichen Depressionen (rot umrandet), © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)

Am häufigsten konnten die Hohlformen innerhalb der glazialen und glazifluviatilen Bereiche ausgemacht werden. Doch sie sind auch in Muren- und Schwemmfächern, den Schotterkörpern, sowie im rezenten Flussablagerungsbereich zu finden. Innerhalb der Festgesteinsareale sind sie kaum zu finden und nur im Bereich der Werfener Schichten zu finden. Somit erscheinen die Hohlformen also fast ausschließlich auf Flächen, die von Lockersedimenten bedeckt sind. Depressionen die innerhalb des glazial geprägten Bereichs liegen, erscheinen im Gelände und auf den Laserscans im Gegensatz zu den anderen Depressionen etwas gleichmäßiger gerundet. Viele Depressionen (Abb. 48), die außerhalb dieses glazialen Bereichs auf

Schotterflächen, älteren Gesteinsschichten, Muren- und Schwemmfächern oder rezenten Bereichen liegen, scheinen eine eher unregelmäßige Umrandung und eine manchmal eher elliptische Form zu haben. Im Gebiet außerhalb des glazialen Bereichs ist die Bildung der Hohlformen noch im Gange (Bsp.: Gipsabbau Pfenningbach), sodass dabei entweder ganz plötzlich neue Hohlformen entstehen oder die bereits vorhandenen sich vergrößern.

Abbildung 48: Deutlich sichtbare Depressionen im Bereich eines Murenfächers etwa 600m westlich des Schwabenhof (N47 46.902 E15 52.195)



Interpretation:

Die Hohlformen in diesem Gebiet sind durch zwei unterschiedliche Prozesse entstanden. Einerseits gibt es Depressionen innerhalb des glazial geformten Bereiches, die als Toteisloch bezeichnet werden können. Die Genese solcher Toteislöcher kann dadurch erklärt werden, wenn ein Gletscher zurückschmilzt und sich dabei Teile des Gletschers abtrennen und zurückbleiben in Form von „Toteis“. Diese „Toteiskörper“ wurden in weiterer Folge über einen langen Zeitraum durch glazifluviatile/fluviatile/periglaziale Prozesse mit Sedimenten bedeckt und einsedimentiert. Dadurch wurde das Abschmelzen natürlich starkverzögert (Benn & Evans, 2010). Infolge dieser langsamen Abschmelzvorgänge begannen sich Vertiefungen durch Absenken des Untergrunds auszubilden, die, nachdem das Eis komplett geschmolzen war, nicht wieder verfüllt wurden und als sogenannte Toteislöcher zurück blieben.

Die anderen Hohlformen können als Erdfälle bezeichnet werden. Diese wurden bereits 1951 von H.P. Cornelius in seiner Erläuterung zur geologischen Karte des Schneeberggebietes erwähnt. Die Genese von Erdfällen kann aufgrund von Auslaugung oder Auswaschung von Ablagerungen im Untergrund erklärt werden. In diesem Fall handelt es sich um permoskytische Ablagerungen, die im Untergrund als Gips- und Anhydrit-horizonte vorliegen (Wessely, 2006). Durch Grundwässer können

solche Horizonte ausgelaugt werden, wodurch wiederum Hohlräume entstehen. Die darüber liegenden Schichten verlieren an Stabilität und brechen oder sinken irgendwann ein. Im Gegensatz zu Toteislöchern, sind Erdfälle aktive Formen, die plötzlich entstehen und aktive Naturgefahren darstellen. In der Umgebung des Arbeitsgebietes stellen Erdfälle eine ernstzunehmende Gefahr für die Bebauung der dortigen Gemeinden dar.

D) Gravitativ gebildete Formen und Sedimente (Hangschutt und Hangbrekzien)

1) ZERRSPALTEN

Beschreibung:

Oberhalb der Breiten Ries konnten entlang des Schneebergplateaus auf dem Laserscan in Abb. 49, innerhalb des gelb umrahmten Bereichs, deutlich zahlreiche verzweigte kleinere und größere Risse/Brüche entdeckt werden. Diese Strukturen wurden von Reitner (1993) in einem Bericht über Aufnahmen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 (Hohenberg) erwähnt.

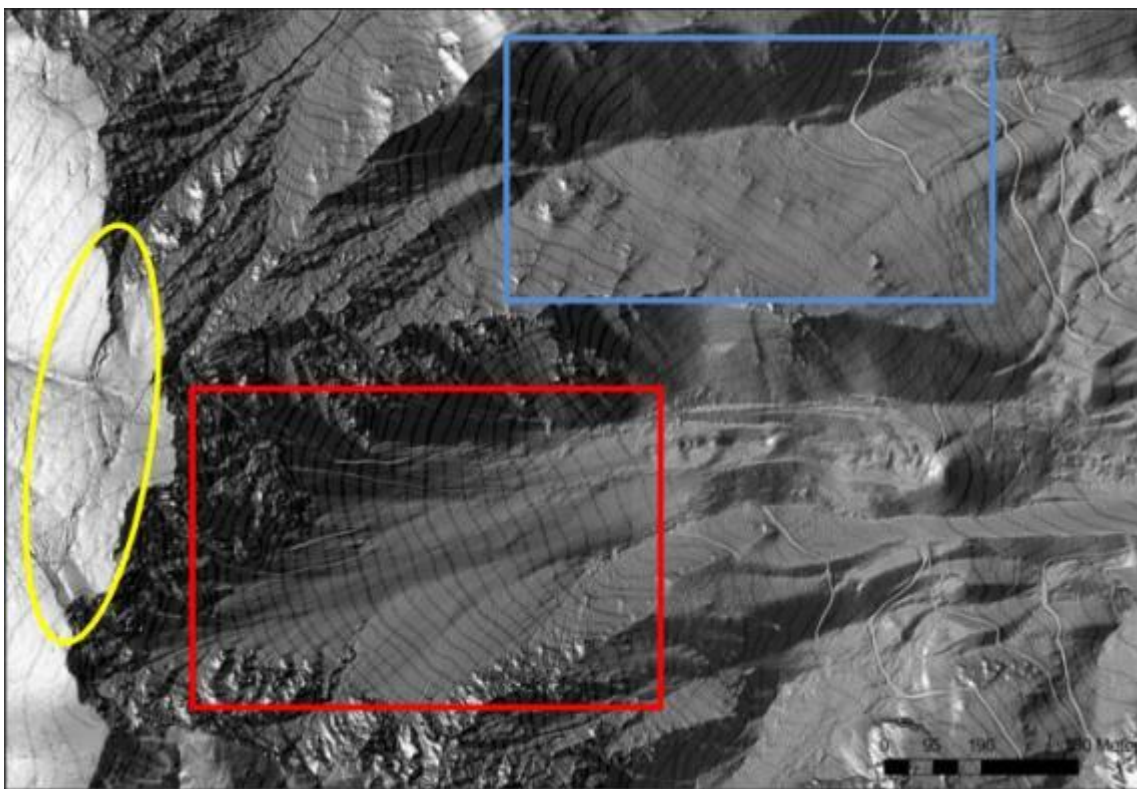


Abbildung 49: Zerrspalten gelb umrandet, Hangschutt Breite Ries (rot umrahmt) und Bereich nahe Nandlboden (blau umrahmt) © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)

Interpretation:

Aufgrund von Bruchtektonik innerhalb der Schneebergdecke, die bereits von Reitner (1993) beschrieben wurde, konnten sich diese Risse ausbilden. Solche kleinräumigen Bergzerreißen werden auch Zerrspalten oder Zerrgräben genannt. Durch Bildung solcher Zerrgräben wurde und wird auch noch rezent immer wieder neues Material in Form von Schutt in die Breite Ries eingebracht. Diese Strukturen stellten zusätzlich aktive Materiallieferanten dar, die auch infolge von Felsstürzen den einstigen Schuttbedeckten Gletscher im Kar mit Schutt „nährten“.

2) HANGSCHUTT

Beschreibung:

Das meiste Hangschuttmaterial kann innerhalb der Breiten Ries, sowie nördlich des Kars im Bereich des Nandlbodens gefunden werden. Bereits am Laserscan (Abb. 49, 50) können diese Bereiche sehr gut ausgemacht werden.

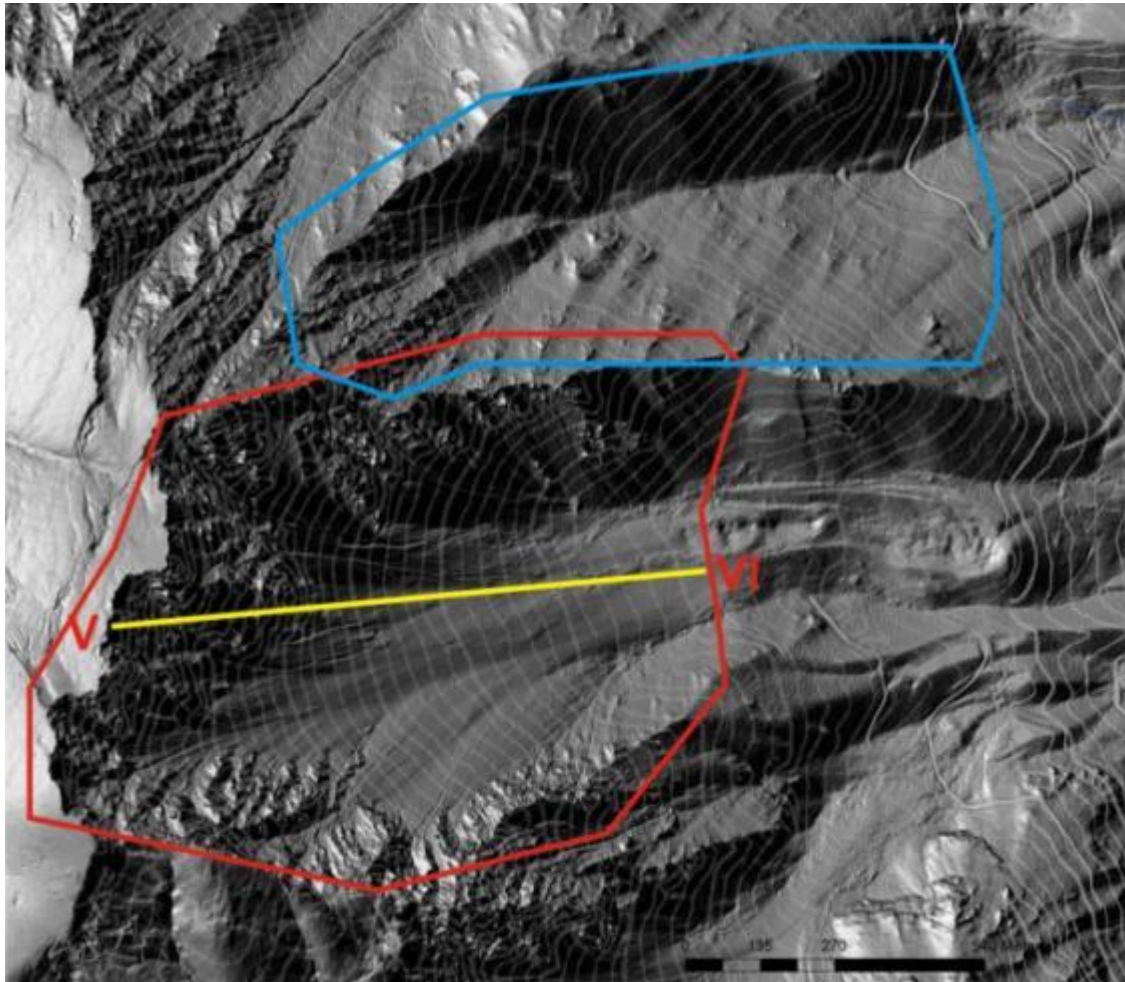


Abbildung 50: Felswände und Hangschutt der Krummen Ries (rot) und des Nandlboden (blau), Verlauf des Längsprofil V-VI in der Krummen Ries

Beide Lokalitäten weisen lithologische Unterschiede auf. So lässt sich im Bereich der Breiten Ries nur Wettersteinkarbonat finden, jedoch am Nandlboden vorwiegend Karbonate der Gutenstein-Formation, aber auch Reiflinger und Wettersteinkalk. Ein kleineres Hangschuttareal lässt sich rund um den Lärchweg ausmachen, der nur von Wettersteinkarbonaten aufgebaut wird. Der Schutt der Breiten Ries und des Nandlbodens setzt sich hauptsächlich aus angularen, teilweise auch subangularen, Komponenten zusammen. Kiese, Steine und sogar teilweise Blöcke stellen das Korngrößenspektrum dar. Im Bereich des Lärchwegs lassen sich ebenfalls angulare bis subangulare Komponenten finden, die jedoch eher den Kies- bis

Steinbereich abdecken. Generell kann die Lithofazies beider Hangschuttbereiche nach Keller (1996) als SCc beschrieben werden. Eine Aufnahme (Abb. 51) im Bereich der Breiten Ries, zeigt sowohl die steilen Felswände, als auch den bereits abgelagerten Hangschutt, der eine Art „Sortierung“ von feinerem Material im oberen Bereich des Kars zu gröberem Material im unteren Bereich erkennen lässt.



Abbildung 51: Schutthalde im Kar der Breiten Ries, Blickrichtung W, N47 46.576
E15 49.450

Das folgende Längsprofil (Abb. 52) verläuft von W nach E beginnend an einem der höchsten Punkte des Kars und zieht sich entlang der Felswände und schließlich über die Hangschuttbereich hinweg. Darin kann ein Böschungswinkel von 25-30 Grad im oberen Bereich und 10-15 Grad im unteren abgelesen werden.

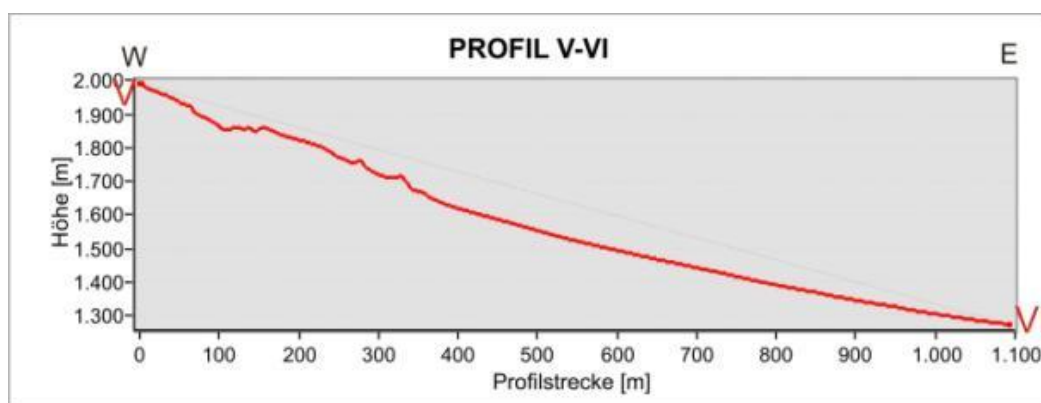


Abbildung 52: Längsprofil V-VI, Felswände und Hangschuttbereich Breite Ries

Interpretation:

Die Entstehung solcher Hangschutthalden kann auf gravitative Prozesse (s. Sanders et al., 2009) zurückgeführt werden, wodurch der Schutt im Kar abgelagert, nicht weit transportiert wurde und so seine angulare Form beibehielt. Die steilen Bergflanken wurden überwiegend durch physikalische Verwitterung erodiert, wobei die Frostverwitterung, durch ständig wechselnde Frost-Tau-Zyklen, in diesem Bereich die größte Rolle spielte. Besonders durch den Wechsel von Tau und Frost-Zyklen kommt es zur Schwächung des gesamten Gesteinsverbandes, da sich durch diese Prozesse aus kleinen Rissen mächtige Klüfte entwickeln, die irgendwann das Gestein von der Karwand aus dem Verband „absprengt“. Infolge solcher Destabilisierungen kommt es vermehrt zu Fels- und Steinstürzen. Felsstürze werden nach Abele (1974) als Massenbewegungen definiert, die Volumina $< 10^6 \text{ m}^3$ aufweisen. Aufgrund des kalten und rauen Klimas in den letzten Kaltzeiten wurde natürlich die Frostsprengung begünstigt, wodurch die Ausräumung/Ausschürfung des Kars immer weiter fortschritt. Durch die häufige Zufuhr von Schutt aus oben genannten Sturzereignissen bilden sich Schutthalden aus, die eine gravitative „Sortierung“ (Abb. 51) der angularen Komponenten aufweisen, wobei die größten Komponenten auch am weitesten transportiert wurden. Die teilweise gefundenen subangularen Komponenten, befinden sich bereits längere Zeit als Schuttmaterial im Kar und sind durch Verwitterungsprozesse schon etwas zugerundet. Die Lithofazies in Form von eckigem bis bereits leicht abgerundete Schuttmaterial kann nach Keller (1996) nur durch Fels- und Bergstürze, sowie supraglazialen Eistransportprozessen abgelagert werden und bildet somit als Faziesraum entweder eine Schutthalde oder einen Schwemmfächer aus. Zusätzlich zu den Felsstürzen aus den Steilwänden liefern die Zerrgräben auf dem Plateau oberhalb des Kars ebenfalls immer wieder neues Material. Aufgrund all dieser Begebenheiten konnten sich langsam die sehr ausgedehnten Schutthalden aufbauen. Ein Faziesmodell nach Sanders et al. (2009, Abb. 56) zeigt den typischen Aufbau einer Schutthalde mit den distalen und proximalen Bereichen. Dieses Modell spiegelt sich auch in den beiden Hangschutthalden des Gebietes wider.

3) HANGBREKZIE

Beschreibung:

Hangbrekzien wurden im Arbeitsgebiet vereinzelt lokal, sowie in unterschiedlichen Ausdehnungen angetroffen (s. Laserscan Abb. 53, braune Flächen) vermerkt. Gerade innerhalb der Nördlichen Kalkalpen sind solche Bereiche mit teils versteinerten Bergschuttflächen (lihified talus-slope) häufig vorzufinden (Sanders et al., 2009).

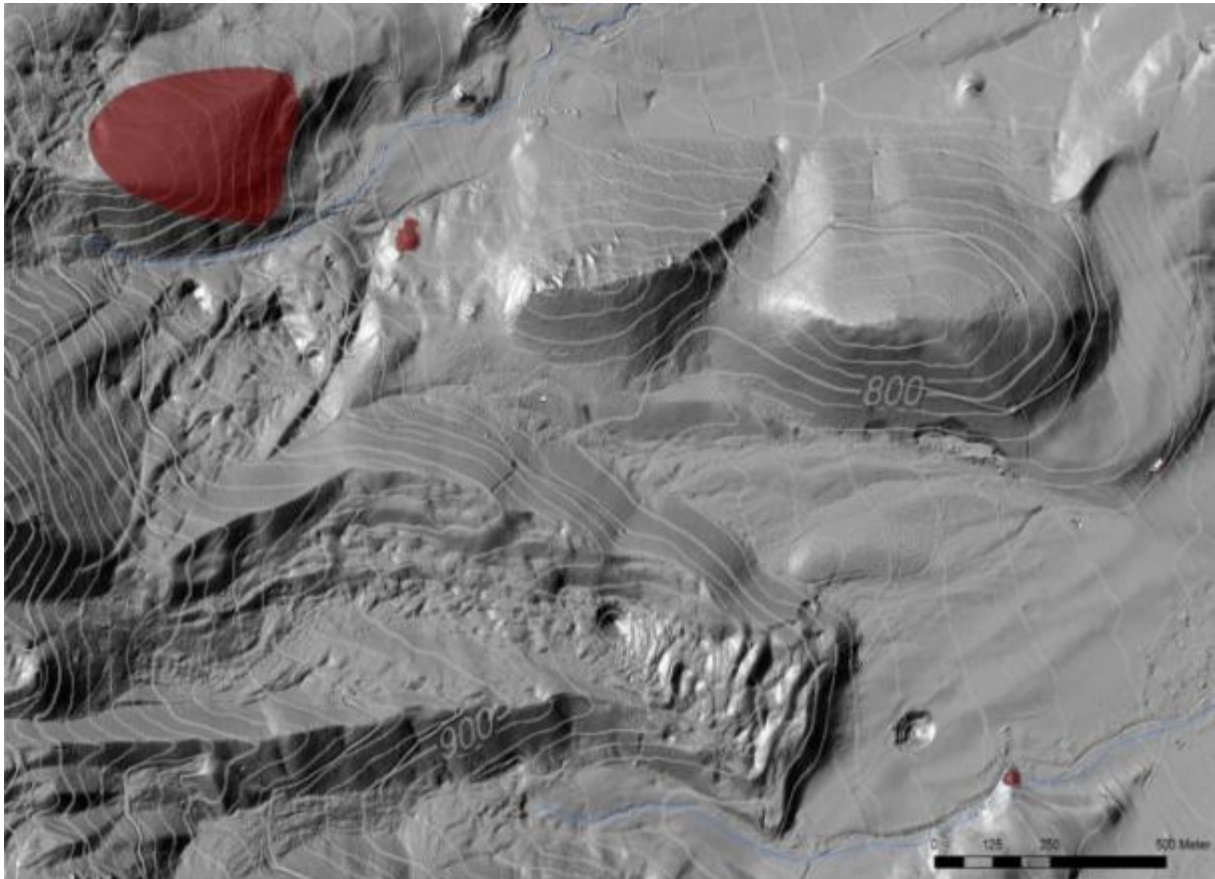


Abbildung 53: Verbreitung der Hangbrekzien (braune Flächen) im Untersuchungsgebiet

Zuallererst wird hier die bereits von Cornelius (1951) als „Gehängebreccie“ beschriebene Hangbrekzie oberhalb von Losenheim behandelt. Innerhalb eines recht stark bewaldeten Gebietes auf 960m bis etwa 840m NN Höhe liegt das größte Vorkommen aus verkitteten Hangbrekzien im gesamten Gebiet. Die Hangbrekzien sind vorwiegend matrixgestützt, bestehen aus angularen Karbonaten der Wetterstein-, Reifling- und Gutenstein- Formation und lassen sich nach Keller (1996) mit dem Lithofaziescode gGm bis cGm beschreiben. Seltener sind Komponenten der Werfener Schichten in Form von Rauhwacken, Sandsteinen und Tonschiefern eingebaut. Dieses Vorkommen befindet sich unterhalb der Schutthalde des Nandlbodens und oberhalb des jüngeren und älteren Moränensystems. Die

Hangbrekzien sind aufgrund von Verwitterung oberflächlich bereits stark abgerundet. Des Weiteren fällt hier auf, dass die karbonatischen Bestandteile intern oftmals durch karbonatischen Zement stark verkittet sind. Der gesamte Bereich weist einen Böschungswinkel von etwa 35 - 40° und fällt gegen NE ein. Ansonsten konnten keine eindeutigen hangparallelen Schichtungen erkannt werden. Ein weiteres kleinräumigeres Vorkommen lässt sich ab einer Höhe von 800 bis 780m NN unterhalb des vorher erwähnten Bereichs finden. Dieses Vorkommen liegt eingebettet zwischen Werfener Schichten im Liegenden und Till des älteren Moränensystems im Hangenden. Teilweise lassen sich auch einzelne Blöcke dieser Hangbrekzie in der Umgebung finden (siehe Abb. 54), als auch auf einem Wall des älteren Moränensystems, zu sehen als weiß eingezeichnete Blöcke auf dem Laserscan (Abb. 53).



Abbildung 54: einzelner Block aus Hangbrekzie im Bereich der älteren Moränenablagerung

Einen besonders gut aufgeschlossenen und erwähnenswerten Aufschluss stellt die massive Hangbrekzie in Schneebergdörfel gegenüber des Bruckerhof dar, die auf Abb. 55 zu sehen ist.



Abbildung 55: Massive Hangbrekzie beim Bruckerhof

Sowohl angulare bis subangulare Karbonate, als auch Komponenten der Werfener Schichten bauen diesen etwa 3m x 5m breiten Hangbrekzienkomplex auf. Vorwiegend treten Korngrößen im Kies- bis Steinbereich auf, die stark karbonatisch verkittet sind. Abbildung 56 stellt einen Ausschnitt aus Abb. 55 dar und zeigt, dass zwischen den grobblockigen Steinschichten auch öfters Lagen aus gröberen und feineren Kiesen eingeschaltet sind. Das Einfallen der Schichten gegen SE wurde mit 110/15 eingemessen. Doch nicht nur auf den Wällen des älteren Moränensystems waren Hangbrezienstücke zu finden, sondern auch innerhalb des fluviatilen Bereichs unterhalb des Top eines mächtigen Schotterkörpers („Höherer Terrassenkörper“).



Abbildung 56: Detail aus Abb. 55, zeigt die gegen SE einfallende Schichtung innerhalb der massiven Hangbrekzie mit 110/15

Interpretation:

Nach Sanders et al. (2009) wurde während des Quartärs besonders in den Nördlichen Kalkalpen an steilen Flanken vermehrt Schutt abgelagert, der dann teilweise lithifiziert wurde. Infolge dieser gravitativen Prozesse bildete sich auch der Hangbrekzienbereich oberhalb von Losenheim aus. Aufgrund von häufig wechselnden „freeze-thaw“ Zyklen (Gefrieren/Auftauen) wird der Gesteinsverband einer Felswand enorm geschwächt und in Folge kommt es immer wieder zu Ablösen/Absprengung von Gesteinsfragmenten, die dann hinabstürzen und nach und nach kommt es zu einer Ausbildung eines Schuttfächers (talus slope). Nach Sanders et al. (2009) zeigt sich bei Wetterstein Dolomit/Kalkstein ein sehr hoher Verwitterungsgrad. Die Seichtwasserkarbonate verwittern sehr leicht zu Sand, Kies und (reichlich) Matrix. Innerhalb eines solchen „talus slope“ Schuttfächers gibt es unterschiedliche Bereiche (Abb. 57). Beispielsweise finden im proximalen Teil Massentransportprozesse (grain flows) und Felsstürze (rock falls) statt. Dieser Bereich umfasst Hangschutt aus Felsstürzen, der im vorherigen Kapitel (2) bereits erläutert wurde. Im Gegensatz dazu ist der distale Bereich hauptsächlich durch Murenströme und kurzlebige alluviale Prozesse gekennzeichnet. Vom proximalen in den distalen Bereich nimmt die Korngröße zu, die Sortierung Schichtung nimmt jedoch ab, was an einer Grafik (Abb. 57) von Sanders et al. (2009) besonders deutlich gemacht wird. Hangbrekzien können sich nun auf 2 Arten ausbilden, einerseits durch „Rockfall deposits“ oder aufgrund von „Grain flows“. „Rockfall deposits“ sind sehr grobkörnig und Klastengestützt, wo hingegen die „Grain flow breccias“ durch Schuttströme die vorwiegend Kiesgrößen beinhalten abgelagert werden und aus dem distalen meist lithifizierten Schutthaldenbereich stammen.

Die Matrix setzt sich aus Ton zusammen, doch auch sekundäre karbonatische Matrix tritt auf. „Grain Flow breccias“ können einen Böschungswinkel von 25° bis 35°, manchmal sogar bis 40° aufweisen. Bei den „rockfall deposit breccias“ gibt es im oberen Bereich Winkel von 10-20° und im unteren Bereich können Böschungswinkel bis 45° auftreten.

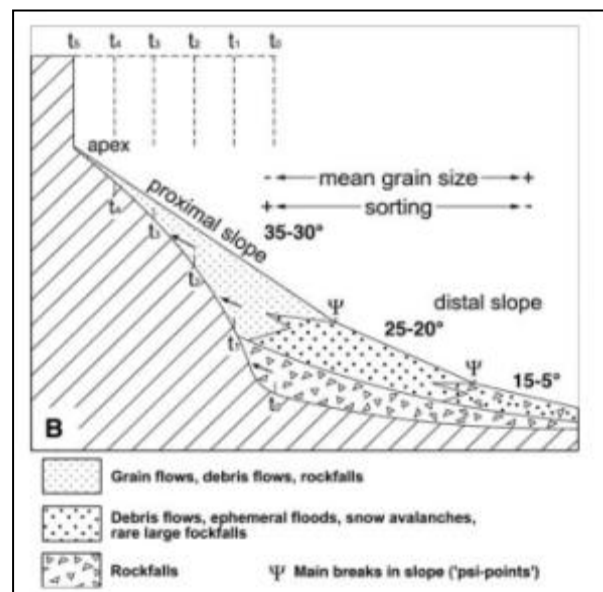


Abbildung 57: Generelle Ausbildung und Aussehen einer Schutthalde, aus Sanders et. al (2009)

Nach Sanders et al. (2009) kann die Genese der Hangbrekzien (oberhalb Losenheim) aufgrund der Lithofazies (gGm - cGm), matrixreich bis korngestützt, und des hohen Böschungswinkels durch eine Mischung aus „Grain flows“ (Körnerströme) und „Debris flows“ erklärt werden, weshalb sie als „Grain/Debris flow breccias“ klassifiziert werden können.

Nun wurden neben dem Vorkommen oberhalb Losenheims auch Blöcke und größere Einschaltungen von Hangbrekzien innerhalb und auf dem älteren Moränensystem sowie im Höheren Terrassenkörper gefunden. Deshalb kann eine geometrische Beziehung zwischen diesen drei Bereichen hergestellt werden. Da die verkittete Hangbrekzie bereits im älteren Moränenkörper zu finden ist, wurde sie bereits vor diesem gebildet und stellt somit das älteste Glied in dieser Abfolge an verschiedenen Sedimentkörpern dar.

Die Altersstellung der massiven Hangbrekzie gegenüber vom Bruckerhof ist dagegen nicht eindeutig zu klären.

Die stratigraphische Stellung des Hangbrekzienbereichs oberhalb von Losenheim kann mit der der Höttinger Brezie bei Innsbruck (am südlichen Rand der Kalkapfen) verglichen werden, da diese unter ähnlichen Rahmenbedingungen entstanden ist. Einen kurzen Abriss und ein Resümee dieses Vergleichs wird es abschließend im Kapitel 7 geben.

E) Permafrost Bereich - Periglaziale Paläoböden

Beschreibung:

Im Bereich unterhalb des Lärchkogels befindet sich eine größere Kiesgrube, die auch am Laserscan gut zu erkennen ist (Abb. 58).

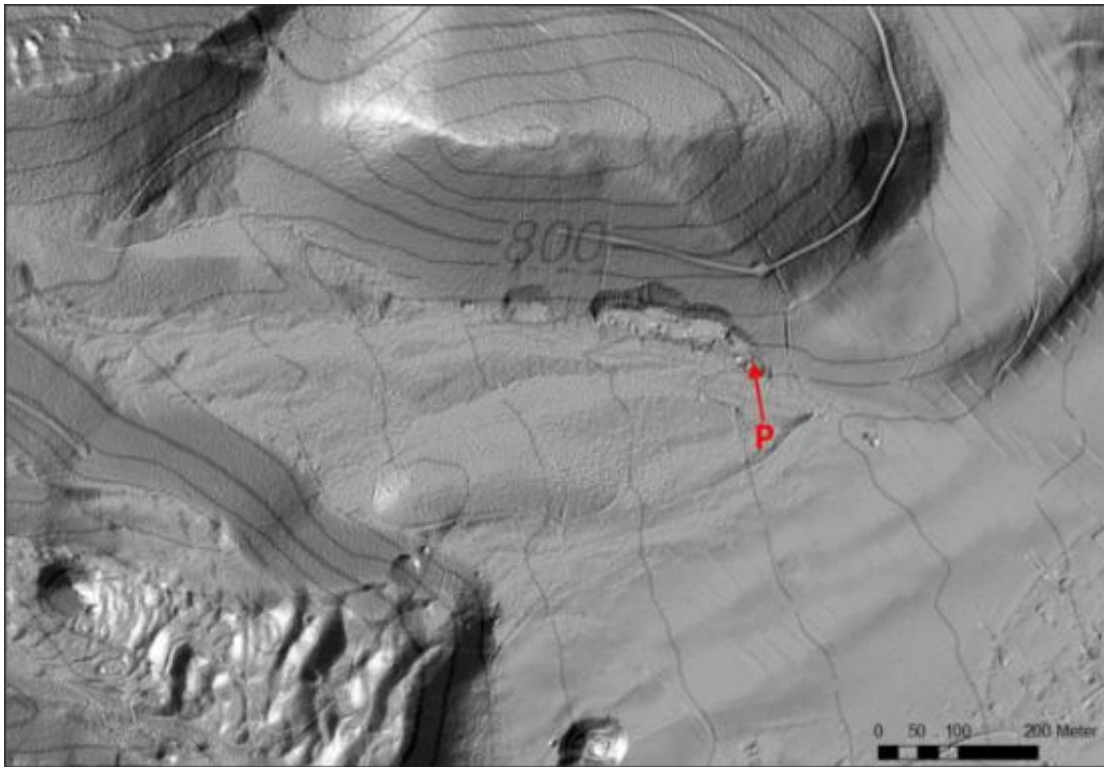


Abbildung 58: Kiesgrube (P) unterhalb des Lärchwegs, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)

Im distalen Hangbereich (Böschungswinkel 20-23 Grad) ist eine Wechsellagerung zwischen hellbraunen korngestützten und dunkelbraunen matrixreicheren Sedimentlagen festzustellen (Abb. 59), die von NW gegen SE einfallen und anhand eines Profils (Abb. 61) dargestellt sind. Die korngestützten Kalkschuttlagen, bestehen aus stark karbonatisch verkitteten, monomikten Karbonaten, die eine angulare Form aufweisen (Abb. 60). Die Komponenten sind durchschnittlich zwischen 1 und 2 cm groß. Nach Keller (1996) können diese Lagen mit dem Lithofaziescode SCc beschrieben werden. Zwischen diesen Schuttlagen treten (immer wieder) 5 gut erkennbare feinkörnige, matrixreichere Lagen auf, was in den Abbildungen 59, 60 gut zu erkennen ist. Farblich können diese als hell- bis mittelbraun beschrieben werden und nach der MUNSELL® Soil Color Chart fallen sie in den Bereich 10 YR 5/4 (dull yellowish brown). Die Mächtigkeit der Bodenlagen liegt zwischen 20 und 60 cm und sie verlaufen recht gleichmäßig und geradlinig und weisen im Gegensatz zu den jeweils darauffolgenden und unterlagernden Kalkschuttlagen keine karbonatische Verkittung/Ausfällung auf. Im Zuge der Aufnahme wurden 3 Proben aus den

feinkörnigen Lagen (P/11/6, P/11/7, P/11/8) und zwei Proben aus den korngestützten Schuttlagen (P/11/5, P/11/10) entnommen, sowie eine Probe die den Übergangsbereich zwischen korn- und matrixgestützten Lagen zeigt (P/11/9).



Abbildung 59: Überblick über die Kiesgrube mit den Wechsellagerungen aus Boden- und Schuttlagen, Profil (gelbe Linie)

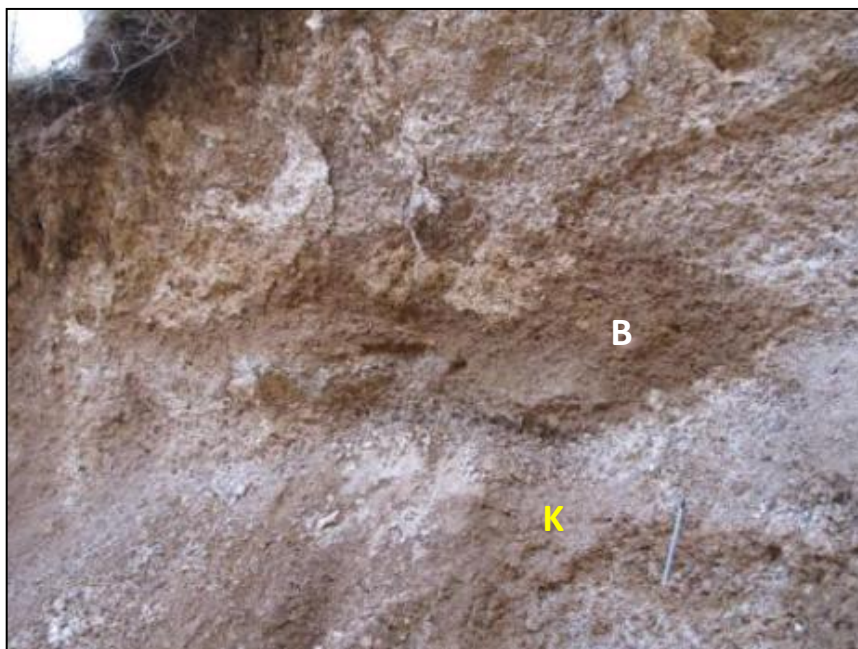


Abbildung 60: Korngestützte Lage mit weißen Kalkkonkretionen (K), darüber liegt eine mittelbraune feinkörnige, matrixreicher Lage (B) mit einer auffälligen Faltenstruktur

Die matrixreicheren, verfestigten, jeweils auf eine Schuttlage folgenden feinkörnigeren Lagen bestehen ebenfalls aus karbonatischem, angularem Material, wie in Abbildung 60 deutlich zu erkennen ist, jedoch sind die Komponenten deutlich feinkörniger, als in den Schuttlagen. Die Mehrheit der Komponenten weisen eine Korngröße <2mm auf, aber es lassen sich auch immer wieder Körner bis etwa 1 cm finden. Die Matrix setzte sich vorwiegend aus Schluff mit einem geringen Tongehalt zusammen. Auffällig innerhalb der feinkörnigen Lagen ist einerseits die dichte Packung der Körner, andererseits, dass es stellenweise Bereiche in den einzelnen Lagen gibt, in denen die Kalkausfällung ganz unterschiedlich stark ausgeprägt ist und wo es sogar zu sekundären Zementationsprozessen gekommen ist. Zusätzlich fällt auf, dass besonders in diesen Lagen eine auffällige Faltenstrukturen zu erkennen sind, wie beispielsweise in Abbildung 60 zu sehen. Neben dieser großen „Verfältelung“ waren weiters noch kleinräumigere innerhalb des Aufschlusses zu finden, jedoch konnten diese sehr schlecht nachverfolgt werden.

Die Bodenlagen weisen eine etwas dunkleres Braun als die gröberen Schuttlagen auf und konnten nach der MUNSELL© Soil Color Chart mit 7.5 YR 4/6 (brown) bis 5/6 (bright brown) bewertet werden. Aus diesen Lagen wurden insgesamt vier Proben entnommen. Alle Proben dieses Aufschlusses wurden nicht nur sedimentologisch, sondern auch tonmineralogisch untersucht, wobei auffällt, dass Chlorit, Illit, Smektit und Kaolinit häufig in den Proben zu finden war (s. Kapitel 6.5).

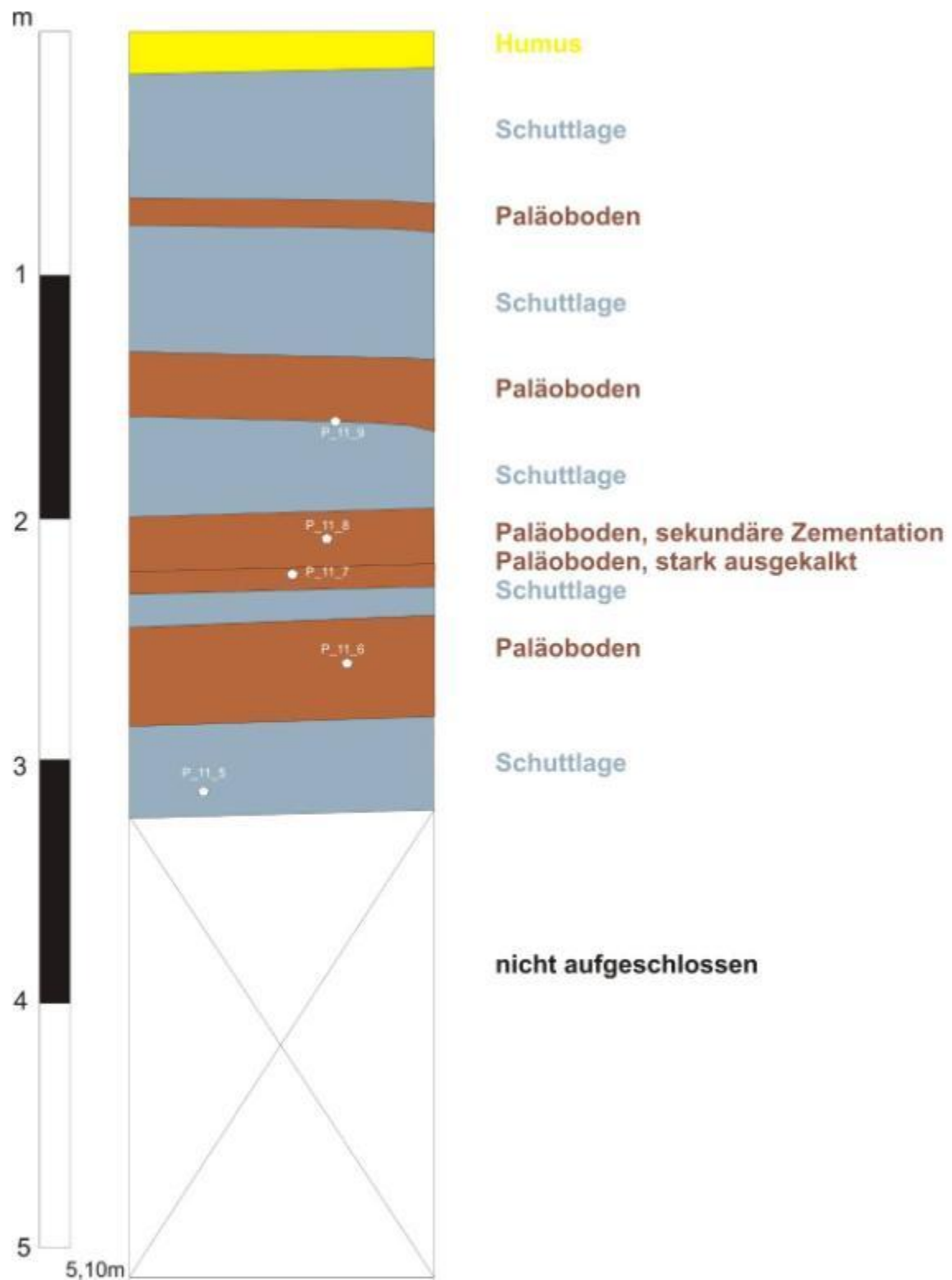


Abbildung 61: Profil Kiesgrube, Wechsellagerung aus Schutt- und Paläobodenlagen mit Probennummerierung

Interpretation:

Aufgrund der Lokalisation dieses Aufschlusses (735m NN Höhe) etwa 220m südwestlich der größten Ausdehnung des älteren Moränensystems und noch weiter weg vom Jungen Moränenkomplex, ist sofort klar, dass er sich nicht mehr in einem ehemals vergletscherten Gebiet befindet und somit entspricht dieses Areal dem periglazialen Faziesraum. Einerseits begünstigten die kalten und trockenen Bedingungen in den Kaltzeiten die Bildung von Schutthalden. Andererseits konnte sich während eines Interglazials aufgrund von Klimaerwärmung Vegetation ausbilden, die natürlich durch chemische und biologische Prozesse den Untergrund beeinflusste. Während eines Glazials wurde nun der Lärchkogel, der hauptsächlich aus Wettersteinkalk besteht, besonders durch das rauhe, kalte Klima angegriffen und erodiert. Die Felswände wurden durch mechanische Verwitterung, hier in Form von Frostsprengung (Wasser gefriert zu Eis → Volumenerhöhung, Eis wird wieder zu Wasser → Volumenerniedrigung), so stark angegriffen, sodass immer wieder Teile instabil wurden. Gerade Frostsprengung greift das oftmals bereits zerklüftete Karbonatgestein sehr schnell an und es bilden sich zuerst Klüfte aus, in denen sich das Wasser sammelt. Durch häufiges Gefrieren und Auftauen dieser Wasseransammlungen werden die Klüfte nach und nach größer und irgendwann gesprengt. Das so in viele kleine Bruchstücke zerlegte Gestein (Kornverkleinerung) geht dann in Form von Steinschlägen nieder und so bildet sich über eine längere Periode eine Schutthalde aus. Wenn das Klima dann wärmer und feuchter wurde, ging ein Glazial in ein Interglazial über. Durch die wärmeren und feuchteren Bedingungen kommt es auch zu Änderungen in der Vegetation. Es kam zu vermehrtem Auftreten von Sträuchern und Bäumen, die bald auch die Oberfläche der Schutthalde bedeckten. Die Durchwurzelung und Ausbildung einer Humusschicht (Abbau von toten Pflanzenresten) führte dazu, dass vermehrt Wasser, das mit Sauerstoff und Nährstoffen (Minerale) angereichert war, in die Schuttlagen eindrang. Dadurch wurden Teile der obersten Karbonatschuttlage durch chemische Verwitterung (Kohlensäureverwitterung) zu Paläobodenlagen umgearbeitet. Durch frei zirkulierende Wässer, die Kohlensäure $[H_2CO_3]$ enthalten, die durch Reaktion von Wasser $[H_2O]$ mit Kohlenstoff $[CO_2]$ aus der Luft entsteht, kann neben Sulfaten, hauptsächlich Kalziumhydrogenkarbonat $[Ca(HCO_3)_2]$ aus den Karbonaten gelöst werden. Wenn mehr $Ca(HCO_3)_2$ gelöst wird, als das Wasser aufnehmen kann, fällt es wieder aus. Dies geschieht meist in Form von Kalkausfällung an der Oberfläche der Karbonate (Tucker, 1985, Benn & Evans, 2010). Dadurch kann es zur Verkittung der Partikel kommen. Außerdem kam es dadurch zu Kornverkleinerungen, wodurch feineres Sediment in Form von Sand und Schluff entstanden. Der hohe Tongehalt lässt sich nach Schlichting (1986) so erklären, dass es in Folge der Entkalkung zu einer

„Residualakkumulation“, also einer Anreicherung, durch die übrig gebliebenen Tonminerale kam. Dadurch entstand allmählich die Wechsellagerung aus Schutt- und Bodenbildungslagen, wobei die Schuttlagen immer das Ausgangssubstrat für die Bodenlagen darstellten und somit wieder an Mächtigkeit verloren. Im nächsten Glazial sammelte sich dann wieder Schutt an.

Sowohl innerhalb der Schuttlagen, als auch in den Paläobodenlagen sind kleinere oder größere Faltenstrukturen zu erkennen (Abb. 60). Diese sind durch Solifluktion (Gelifluktion) bzw. Kryoturbation unter Periglazial- bzw. Permafrostbedingungen zu erklären. Dabei bilden sich bereits an gering geneigten Hängen Verfaltungen und Verrutschungen der obersten Bodenbereiche aus. Wenn der Unterboden gefroren ist, was auch nur saisonal der Fall sein kann, und oberflächlich eine Auftauschicht liegt, in der dann das Wasser gestaut wird, da es nicht in den Untergrund abfließen kann, fängt diese Schicht irgendwann an langsam zu „fließen“ und sich zu bewegen. Dadurch entstehen dann diese auffälligen Faltenstrukturen.

Nach Scheffer und Schachtschabel (1982) können die Paläoböden, da sie nicht in Verbindung mit Grundwasser stehen, zunächst zu den Terrestrischen Böden gezählt werden. Aufgrund des karbonatischen Ausgangssubstrats kann es sich nun einerseits um eine „Rendzina“ oder eine „Terra Fusca“ handeln, oder aber um einen Übergangsboden von „Rendzina“ zu „Terra Fusca“. Rendzinen bilden sich meist an Hochflächen aus, hier bevorzugt an Kuppen in Hanglage und entstehen in Folge chemischer (Lösungsprozesse) / physikalischer Verwitterung (Frostsprengung) von kalkhaltigen Gesteinen (Kalkstein, Dolomit, Gips und Tonmergel). Durch die Verwitterung werden einerseits Karbonate und Sulfate ausgewaschen und durch Grundwässer abtransportiert, andererseits bleiben Oxide (Fe-Oxide → „Verbraunung“) und Silikate zurück und bilden neue Bodenlagen aus. Eine Terra Fusca stellt in weiterer Folge eine Weiterentwicklung der Rendzina dar, wenn diese zu versauern beginnt und zusätzlich eine Mächtigkeit von mehr als 10 - 30cm erreicht. Auffallend ist der enorm hohe Tongehalt der Terra Fusca (über 60%), wodurch der Boden durch Feuchtigkeitzufuhr plastisch wird (Scheffer und Schachtschabel, 1982). Aufgrund des hohen Tongehalts in den Proben aus den Bodenlagen kann mit Sicherheit gesagt werden, dass es sich um Terra Fusca Böden handelt.

Die Genese kann so interpretiert werden, dass die Wechsellagerungen einen mehrmaligen Wechsel zwischen Glazial (Kaltzeit) und Interglazial (Warmzeit) widerspiegeln.

6. Ergebnisse spezieller Untersuchungen

6.1. Korngrößenverteilung

Anhand der Kornsummenkurven (Abb. 62) und eines Korngrößenverteilungsdiagramms (Abb. 63) ist zu erkennen, dass generell alle Proben ein breites Spektrum an Kornklassen aufweisen.

Sowohl die jungen, als auch die älteren Moränensedimente bestehen vorwiegend aus Kiesen (65 – 95%) und Sanden (3 – 28%), die Feinkornfraktion (Schluff/Ton) tritt meist nur akzessorisch auf (maximal 7%). Der Bereich der periglazialen Schutthalde lässt sich, genau wie im Gelände, auch anhand der Proben deutlich unterscheiden. So weisen die beiden Proben, die aus den größeren Kalkschuttlagen (Ausgangsmaterial der Paläoböden) stammen, hohe Kies- (80 - 85%) und Sandgehalte (7 – 12%) auf, Feinsediment sind ähnlich wie bei den Moränenablagerungen nur akzessorisch (max. 3%) zu finden. Ganz im Gegensatz dazu stehen die drei Proben aus den feinkörnigeren Paläoböden. Diese zeigen zwar ebenfalls einen beachtlichen Kies- (38 – 60%) und Sandanteil (20 – 30%), aber der Gehalt an Schluff (15 – 20%) und Tonmineralen (max. 18%) ist deutlich höher, als in den dazugehörigen Kalkschuttlagen. Die fluviatilen Proben bestehen überwiegend aus Kiesen (70 %) und Sanden (25%).

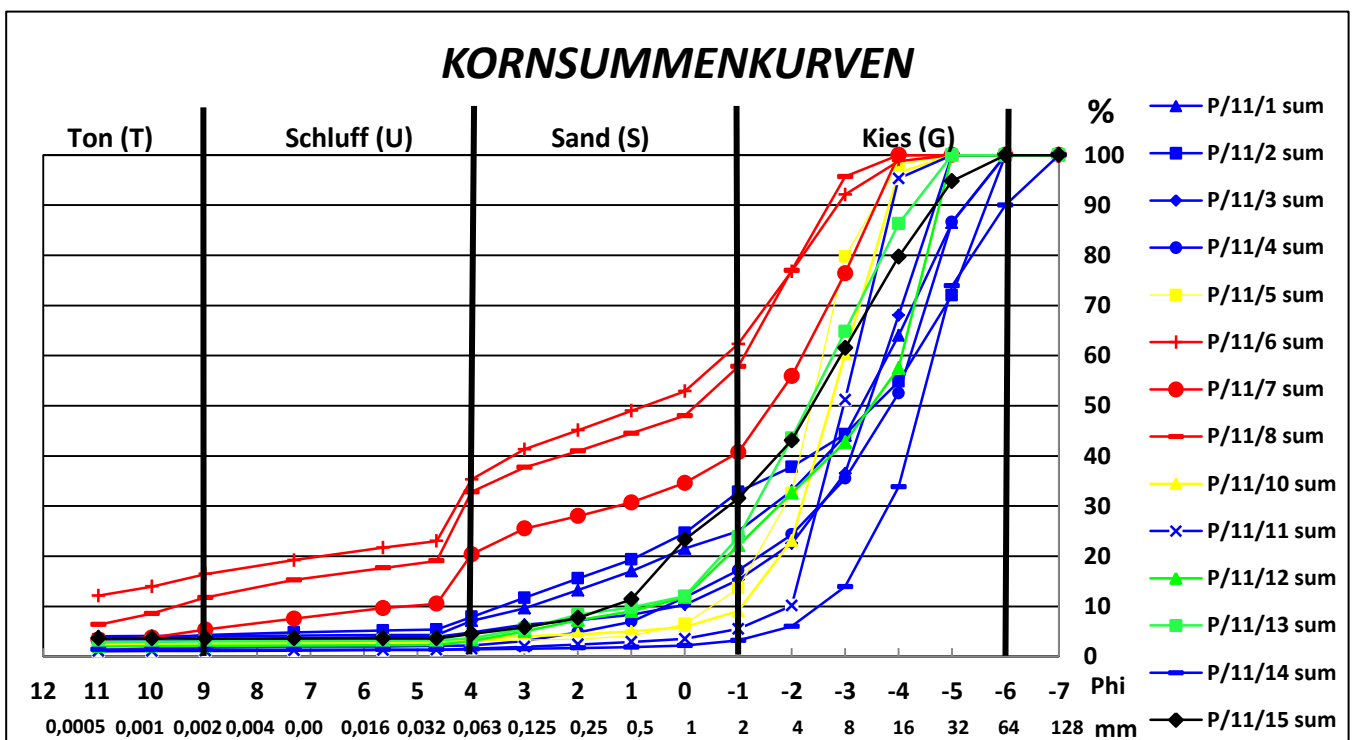


Abbildung 62: Kornsummenkurven aller Proben: **junge Moränensedimente**, **Paläobodenlagen (periglazial)**, **Ausgangssubstrat für Paläoböden (periglazial)**, **älteres Moränensediment**, fluviatile Sedimente

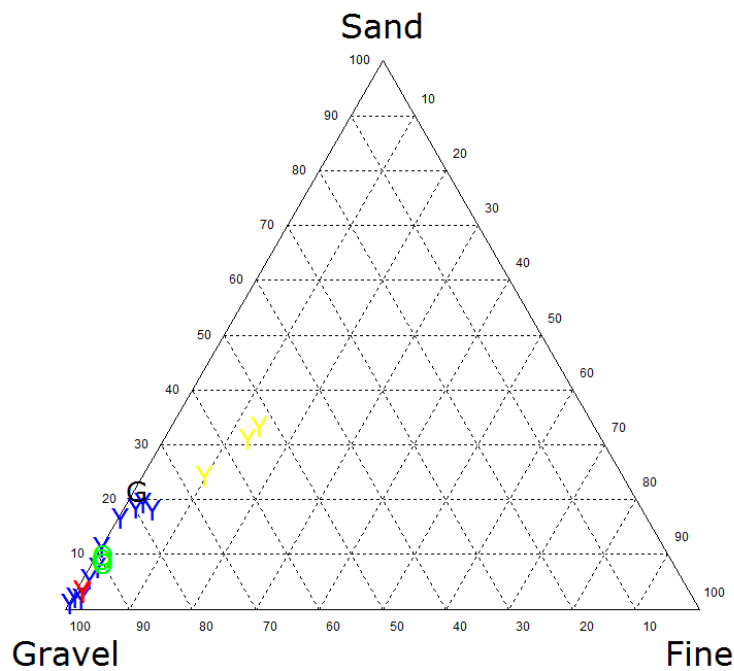


Abbildung 63: Korngrößenverteilung Kies-Sand-Silt/Ton, Y: junge Moränensedimente, Y: Paläoböden (periglazial) Y: Ausgangssubstrat für Paläoböden (periglazial), O: ältere Moränensedimente, G: fluvialer Schotter

6.2. Kornformenanalyse

Um Kornrundung und Kornform zu ermitteln, wurde die 8-16mm Kornfraktion herangezogen. Für die Sedimente der jungen Moräne ergab sich eine Kornrundung von Angular bis Subangular. Bei den älteren Moränensedimenten überwog eindeutig eine Subangulare bis Subrounded Kornrundung. Die periglazialen Sedimente aus der Schutthalde konnten eindeutig in den Bereich Angular eingeordnet werden (Abb. 64). Um die Kornformen zu ermitteln, wurden Breite, Länge und Dicke der Körner mit einer Schiebelehre vermessen, um diese dann, im Verhältnis Breite/Länge und Dicke/Breite in das Kornformenanalysendiagramm nach ZINGG einzutragen (Abb. 65).

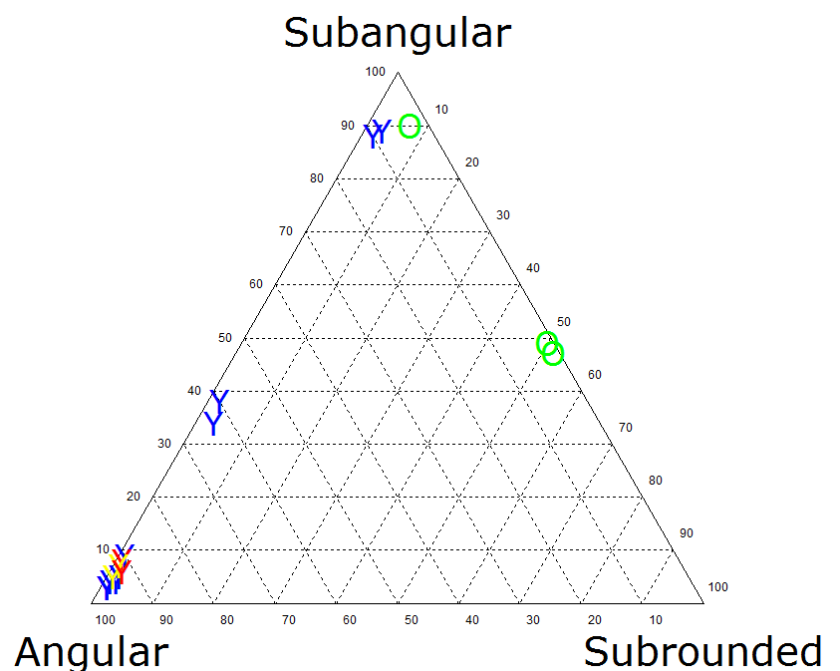


Abbildung 64: Kornrundsdiagramm, Y: junge Moränensedimente, Y: Paläoböden (periglazial), Y: Ausgangssubstrat für Paläoböden (periglazial), O: ältere Moränensedimente, G: fluvialer Schotter

Die Moränensedimente zeigen eine isometrische Kornform, wogegen die periglazialen Sedimente eine eher tafelig, plattige Kornform zeigen.

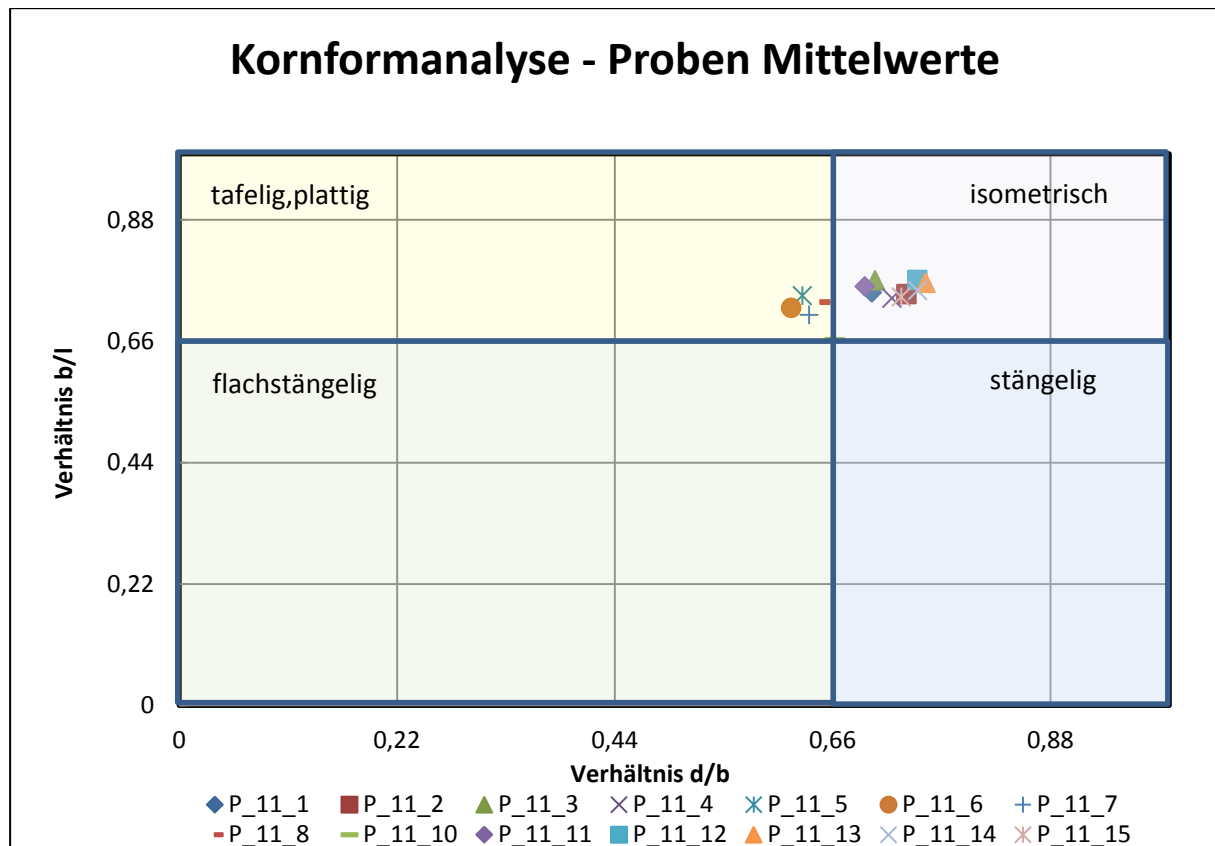


Abbildung 65: Kornformanalyse der Proben nach ZINGG (Tucker, 1985)

6.3. Lithologieverteilung

Die lithologische Untersuchung der Proben (Abb. 66) zeigte, dass Wetterstein- und Steinalmkalk, mit 60 – 73%, den Hauptanteil des Sediments darstellen. Aufgrund des Liefergebietes (Steilhänge der Breiten Ries), das fast gänzlich von diesen Karbonaten aufgebaut wird, erscheinen solche beträchtliche Mengen einleuchtend. Auch der Anteil an Gutensteiner Kalken liegt bei immerhin 23 bis 33% und kann ebenso mit dem Liefergebiet (Kar) in Verbindung gebracht werden. Der Anteil der unterschiedlichen Karbonate (Wetterstein-/Steinalmkalk, Gutensteiner Kalk, Dolomit) zeigt Schwankungsbereiche, so lässt sich in den Sedimenten der jüngeren Moräne mehr Wetterstein-/Steinalmkalk (73%) finden, als in den Ablagerungen der älteren Moräne (60%). Dolomite waren nur vereinzelt mit 0 - 3% vertreten. Die aus den Werfener Schichten stammenden Rauhwacken sind vereinzelt sowohl in den Moränensedimenten (1 – 6%), als auch in den fluviatilen Kiesen (6 %) anzutreffen, aber der größte Anteil war in den periglazialen Sedimenten (10%) auszumachen.

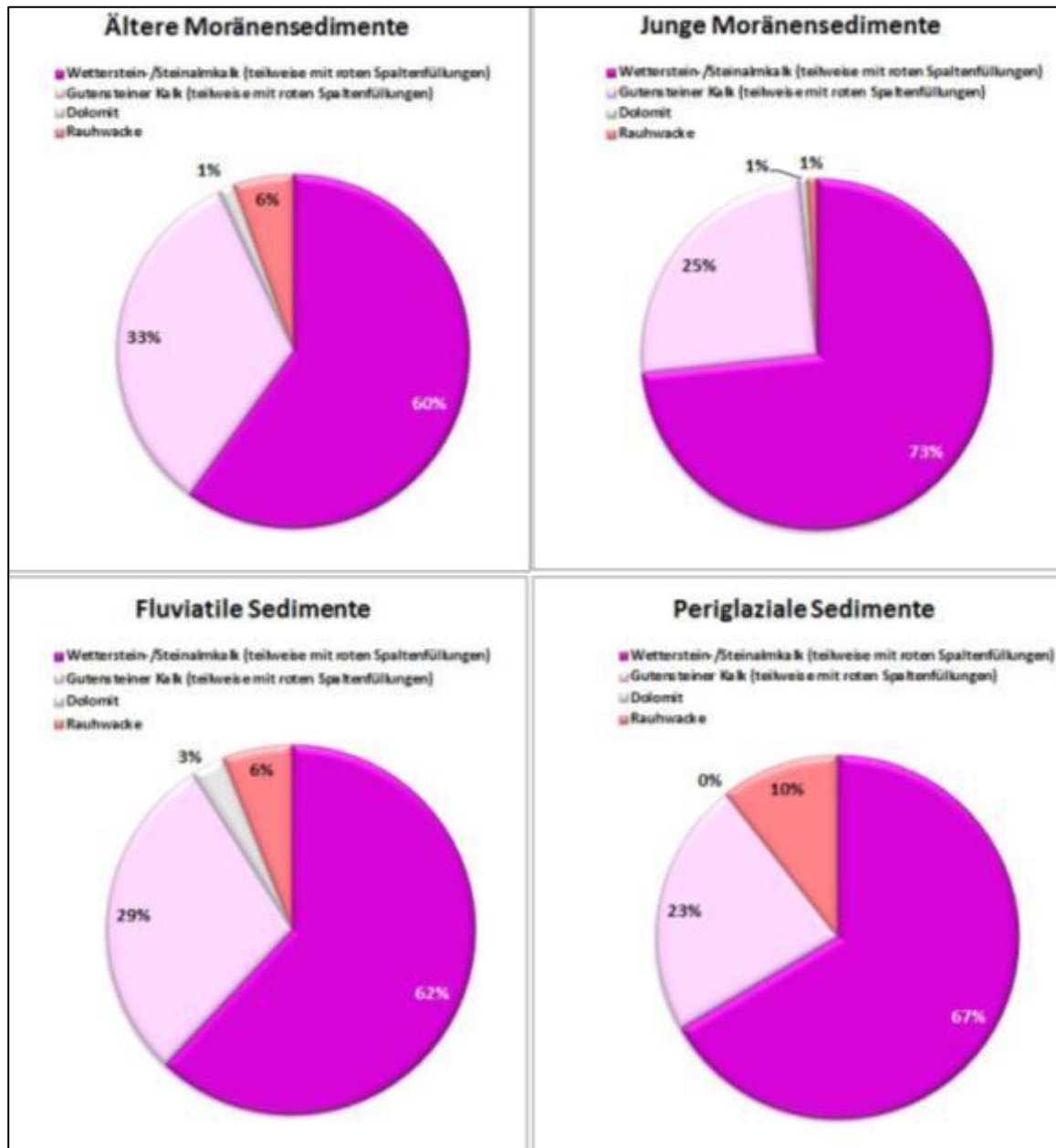


Abbildung 66: Lithologieverteilung innerhalb der verschiedenen Sedimentproben (Durchschnittswerte)

6.4. Dünnschliffbeschreibung

Von den verkitteten Hangbrekzien, welche teilweise unter der Schotterlage zwischen den Werfener Schichten bei Aufschluss 46 auftauchten, wurden 3 Proben (3/46, 4/46, 6/46) genommen und Dünnschliffe angefertigt.

Makroskopisch konnte eine starke Verwitterung erkannt werden, wodurch die Brekzien auch sehr brüchig waren. Das Gefüge lässt sich als korngestützt mit gerundeten bis (wenig) eckigen Komponenten, hauptsächlich Karbonate (95%) und wenigen grünen und grauen Tonschiefern und Sandsteinen (5%), beschreiben. Eine schlechte Sortierung und leichte Verkittung/Zementation sind zu erkennen.

Mikroskopisch (Abb.67) zeigt sich eine sehr schlechte Sortierung mit einem korngestützten Gefüge. Stellenweise zwischen den Komponenten taucht eine mikritische braune Matrix auf, die aber nur auf höchstens 5% geschätzt wird. Kalzit findet sich sowohl als Bruchstück, als auch zwischen den Komponenten im Porenraum als Zement. Zu den lithologischen Elementen zählen überwiegend Karbonate, wie der Wettersteinkalk.

Die Komponenten des Wettersteinkalks sind gut gerundet, haben eine Länge bis 8mm und sind teilweise stark zerbrochen und mit Kalzitadern durchsetzt. Außerdem ist er fossilführend, was typisch für diesen Riffschuttkalk ist.

Es kann auch ein feinkörniger (Mikrit), dunkelgrauer Kalk unterschieden werden, wobei es sich wahrscheinlich um Gutensteiner Kalk handelt.

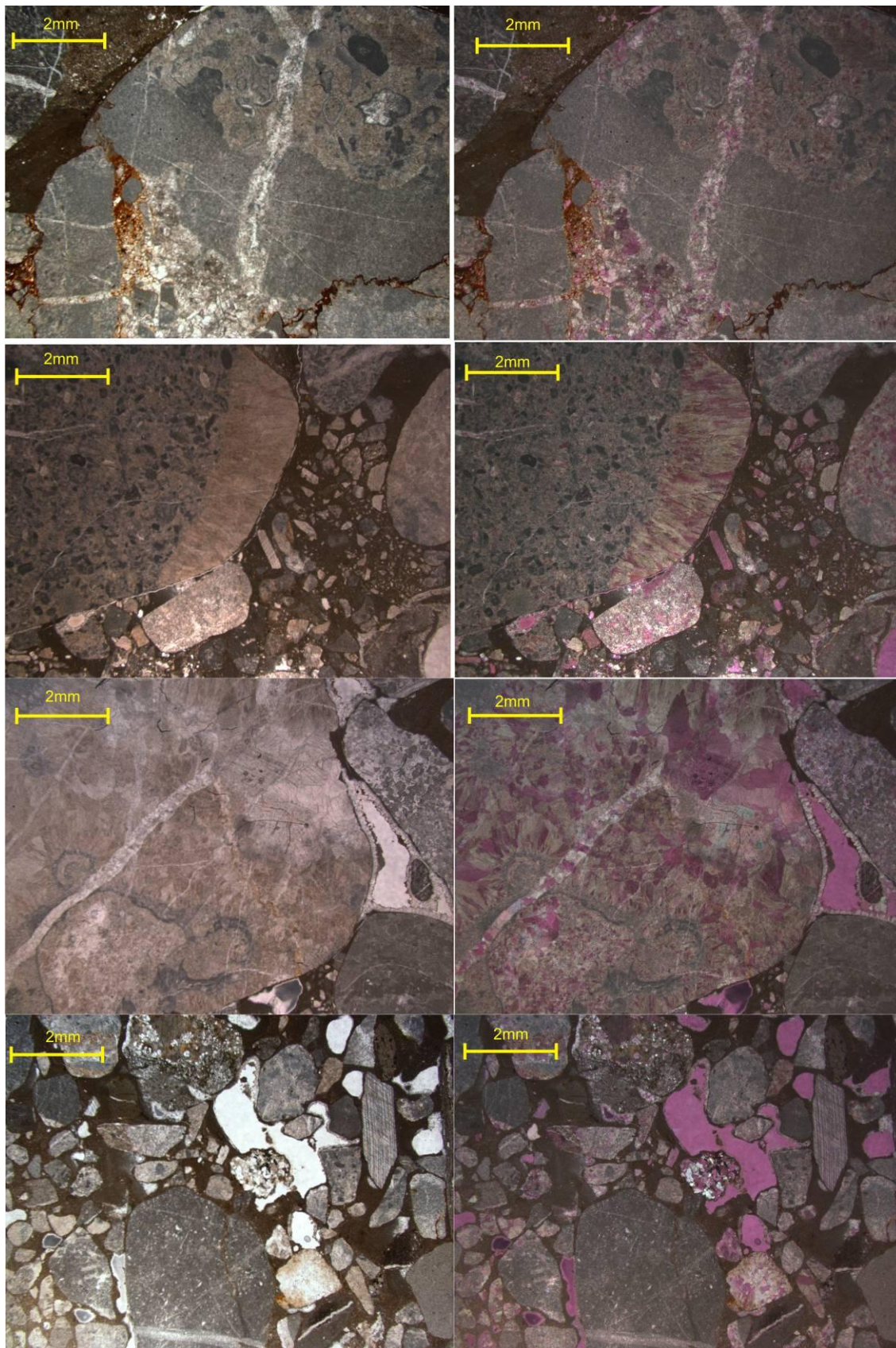
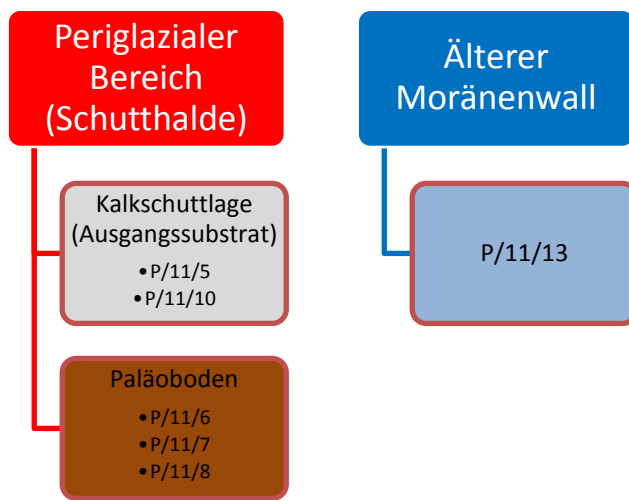


Abbildung 67: Dünnschliffe 3,4,6 der Hangbreckie. links: nicht gekreuzte Polarisatoren, rechts: gekreuzte Polarisatoren

6.5. Tonmineralogie: XRD Auswertung

Bei sechs der zwanzig Proben fiel bereits im Gelände auf, dass sie einen höheren Feinanteil als die übrigen Proben aufweisen, was sich dann bei der Analyse der Korngrößen bestätigte. Mittels des Sedigraphs wurde ermittelt, welche Proben besonders viel Feinsediment ($<0,063\text{mm}$) beinhalten. Danach wurde die Tonfraktion ($<0,0063\text{mm}$) von der Siltfraktion getrennt und dadurch konnten folgende Proben im XRD genauer analysiert werden, um zu ermitteln welche Minerale darin vorkommen:



Die Probe aus der älteren Moräne (P/11/13) war relativ eindeutig zuzuordnen, neben Illit, konnte auch noch Chlorit und Vermiculit, der sich durch Verwitterung aus Chlorit und Biotit bilden kann, gefunden werden (Abb. 68). Kaolinit könnte eventuell noch dabei sein, jedoch kann dies, ohne weitere Behandlung im Labor (beispielsweise durch Sättigung mit DMSO = Dimethylsulfoxid) nicht mit Sicherheit gesagt werden. Die Tonminerale stammen entweder aus den Werfener Schichten, auf denen die Moräne abgelagert wurde oder sie blieben bei Verwitterungsprozessen, in denen die Karbonate gelöst wurden, als unlöslicher Rückstand im Sediment zurück.

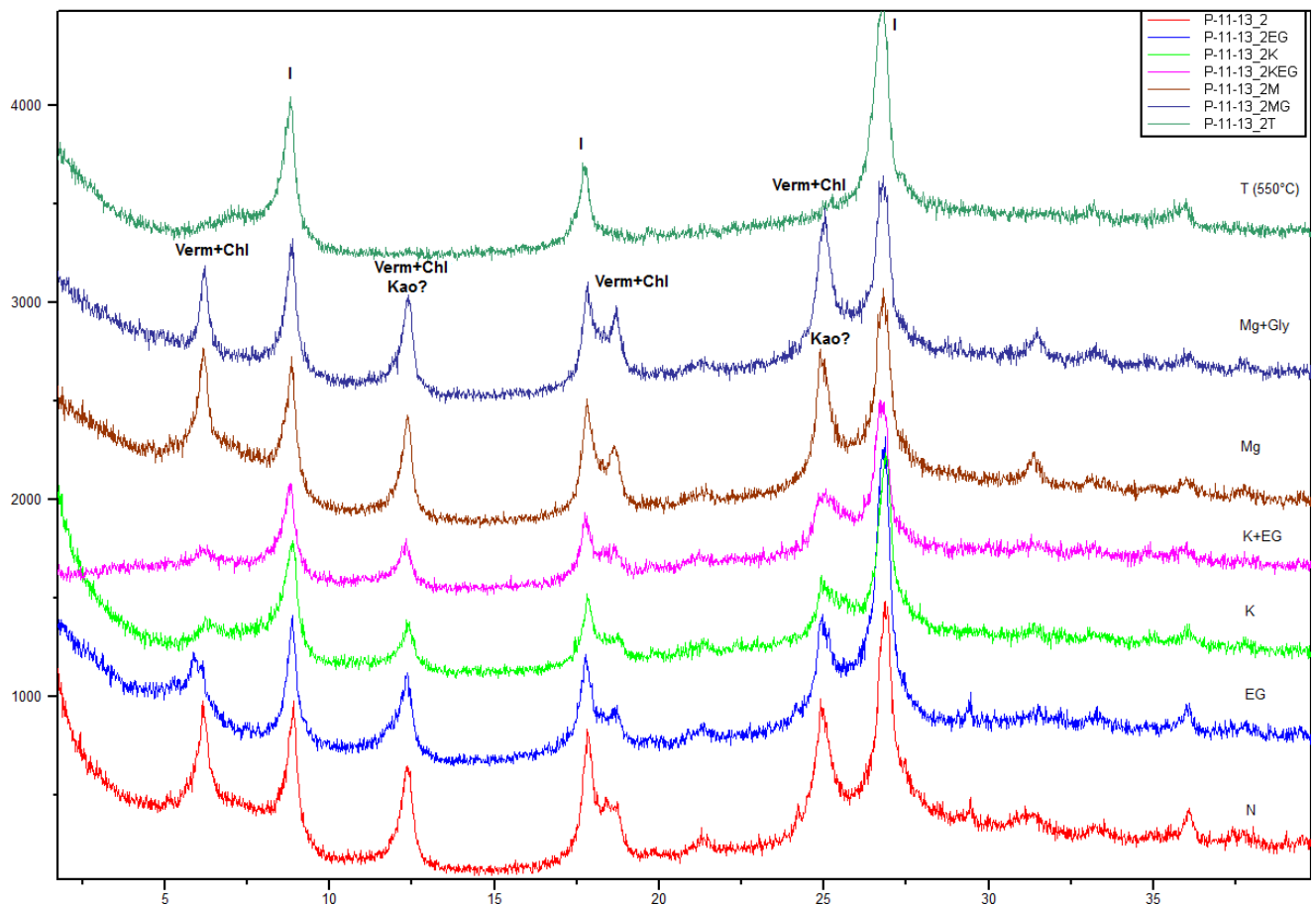


Abbildung 68: XRD Auswertung P/11/13, älteres Moränensediment

Die Proben aus den Kalkschuttlagen (P/11/5, P/11/10) zeigen, dass neben Kalzit, der aus den Karbonaten stammt, ebenfalls verschiedene Tonminerale in Form von Illit, Chlorit, Smektit und Kaolinit im Sediment sind (Abb. 69). Außerdem wurde auch kristallines Material in Form von Quarz ausgemacht.

Im Bereich der Schutthalde lagern unter den Wetterstein-/Steinalmkarbonaten, die den Lärchkogel aufbauen, und als Liefergebiet der Schutthalde fungieren, die Werfener Schichten. Diese beinhalten Tonschiefer und Sandsteine und somit entstammen der Quarz und die Tonminerale am ehesten diesen Sedimentgesteinen. Theoretisch könnte ein gewisser Anteil an Tonmineralen auch bei der Auflösung der Karbonate zurück geblieben sein. Kaolinit bildet sich in Folge der Verwitterung von Chlorit und ist somit ein Indikator, dass der Verwitterungsprozesse schon über einen langen Zeitraum andauert.

Abbildung 69 zeigt das XRD Auswertungsdiagramm der Probe P/11/5, welche stellvertretend auch für P/11/10 dargestellt wird, da beide identisch sind.

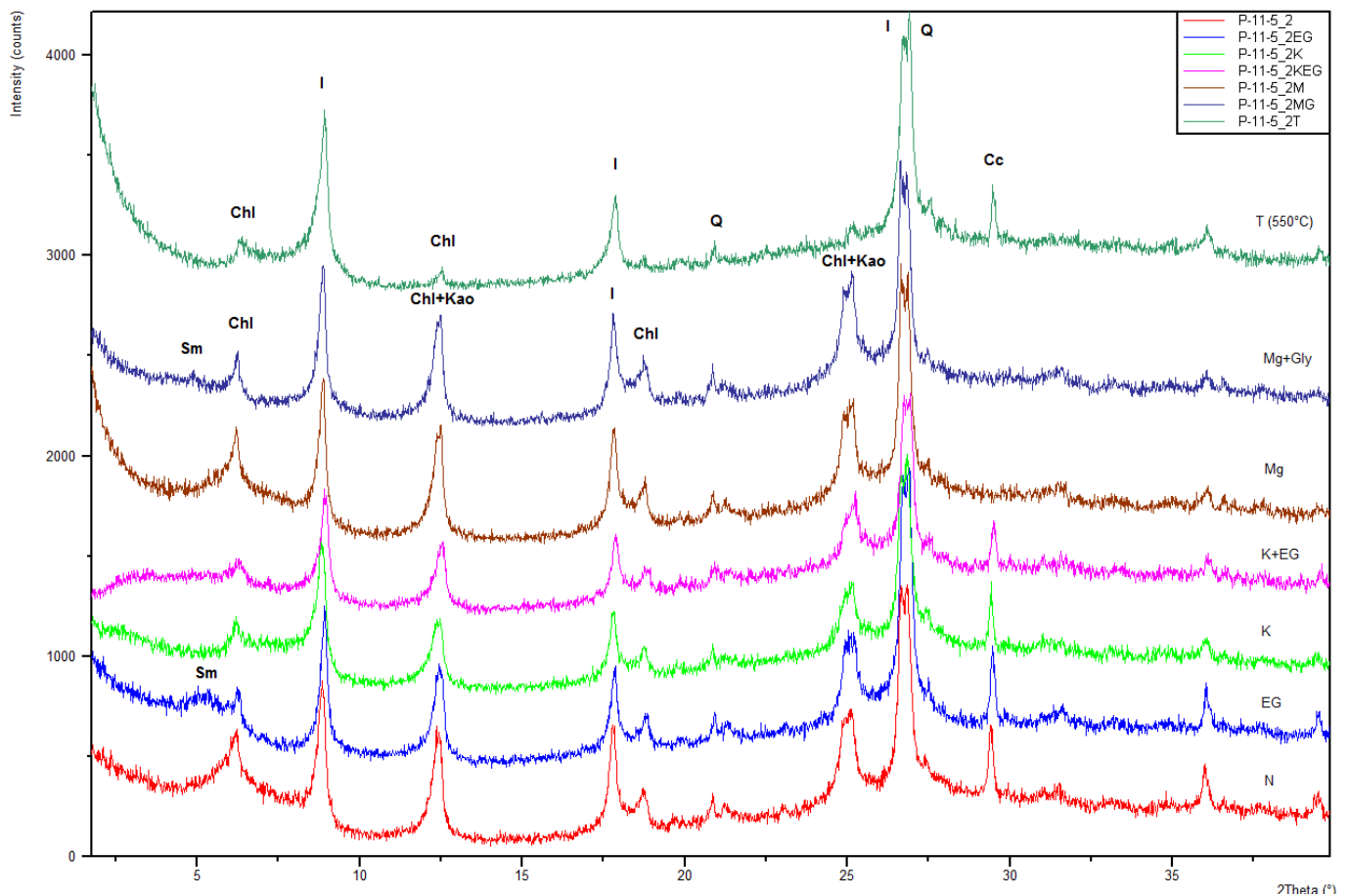


Abbildung 69: XRD Auswertung P/11/5, Kalkschuttlage

Die Proben aus den feinkörnigeren Horizonten der Paläoböden (P/11/6, P/11/7, P/11/8) zeigen ein ähnliches Mineralspektrum wie die Kalkschuttlagen und beinhalten neben Illit und Chlorit, auch Smektit, Kaolinit und Quarz, wie das XRD Diagramm der Probe P/11/6 (stellvertretend für P/11/7 und P/11/8) in Abbildung 70 zeigt.

Da die Kalkschuttlagen das Ausgangsgestein für die Paläoböden waren, stammen sowohl die Tonminerale, als auch der Quarz aus diesen Lagen und somit ebenfalls aus den Werfener Schichten. Bei der Bodenbildung bilden sich jedoch oft auch neue Tonminerale, wie Smektit, durch Lösungsprozesse der Karbonate, aus oder entstehen durch Umwandlung von anderen vorhandenen Mineralen. Die Sandsteine/Tonschiefer der Werfener Schichten beinhalten Glimmer und Chlorit, die während der Bodenbildung häufig zu Illit umgewandelt werden können, der dann wiederum zu Kaolinit verwittert.

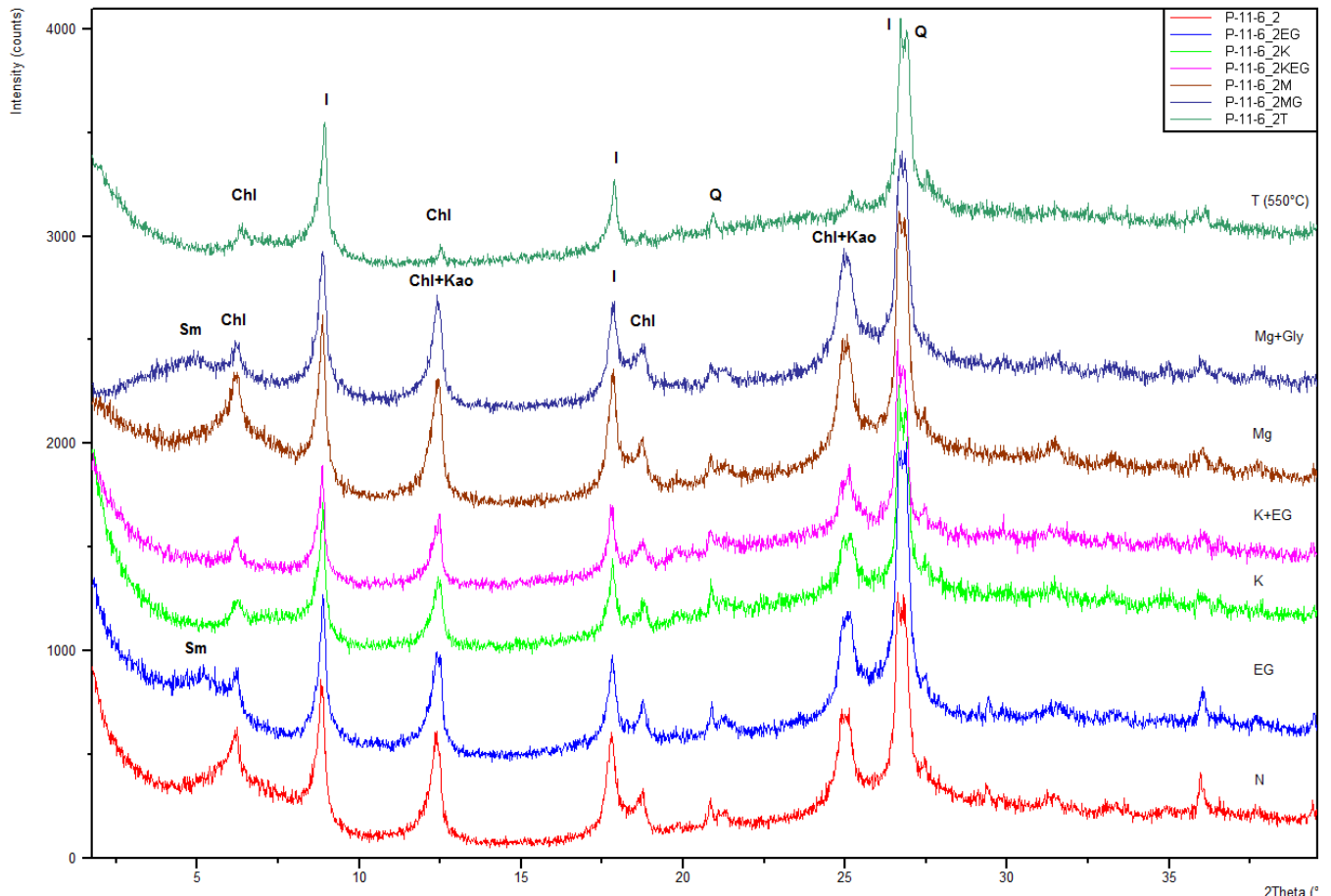


Abbildung 70: XRD Auswertung P/11/6, Paläoboden

6.6. GIS Bearbeitung - Volumina

Mit Hilfe von ArcGIS 10 konnte das Gesteinsvolumen, das durch die Gletschertätigkeit aus dem Kar erodiert wurde, auf zwei unterschiedliche Arten ermittelt werden:

1. Interpolation - lineares Geländere relief
2. Annäherung an das „wahre Geländere relief“ mittels TIN

1. Interpolation – lineares Geländere relief

Zuerst wird im ArcGIS ein Shapefile (Polygon) erstellt, das die Ränder des heutigen Kars zeigt. Anschließend wurde aus diesem File die Fläche abgelesen ($A = 1,089 \text{ km}^2$). Um nun ein Volumen auszurechnen fehlte allerdings noch die Höhe. Diese stellt die Differenz zwischen dem niedrigsten Punkt (1040m NN) und dem höchsten Punkt (2040m NN) des Kars dar ($H = 1 \text{ km}$):

$$V = A * H = 1,089 \text{ km}^2 * 1 \text{ km} = 1,089 \text{ km}^3$$

Im nächsten Schritt wird das Shapefile (Deckel des Kar) in ein GRID File (Raster File) konvertiert. Anschließend wurde mittels der Funktion „Abtrag/Auftrag“ (3D Analyst Tool -> Raster-Oberfläche) die Differenz zwischen dem GRID File, welches den Deckel des Kars als lineare Gerade darstellt und der heutigen Karform, die durch ein Digitales Höhenmodell (DGM) gegeben ist, ausgerechnet. Dadurch konnte das Volumen zwischen der Karoberfläche (DGM) und der obersten Relief Kante (2040m) ermittelt werden: $V_x = 0,5986 \text{ km}^3$. Das bereits errechnete gesamte Volumen von $1,089 \text{ km}^3$ gilt aber für den gesamten Bereich ober- und unterhalb der früheren Gesteinsoberkante des Kars, die als lineare Gerade angenommen wurde. Diese Gerade schneidet den Quader in zwei gleiche Teile, also:

$$V = V_1 + V_2 = 1,089 \text{ km}^3 / 2 = 0,5445 \text{ km}^3 \rightarrow V_1 = 0,5445 \text{ km}^3, V_2 = 0,5445 \text{ km}^3$$

Mittels einer graphischen Darstellung sollen die vorherigen Schritte nochmals vereinfacht dargestellt werden (Abb. 71).

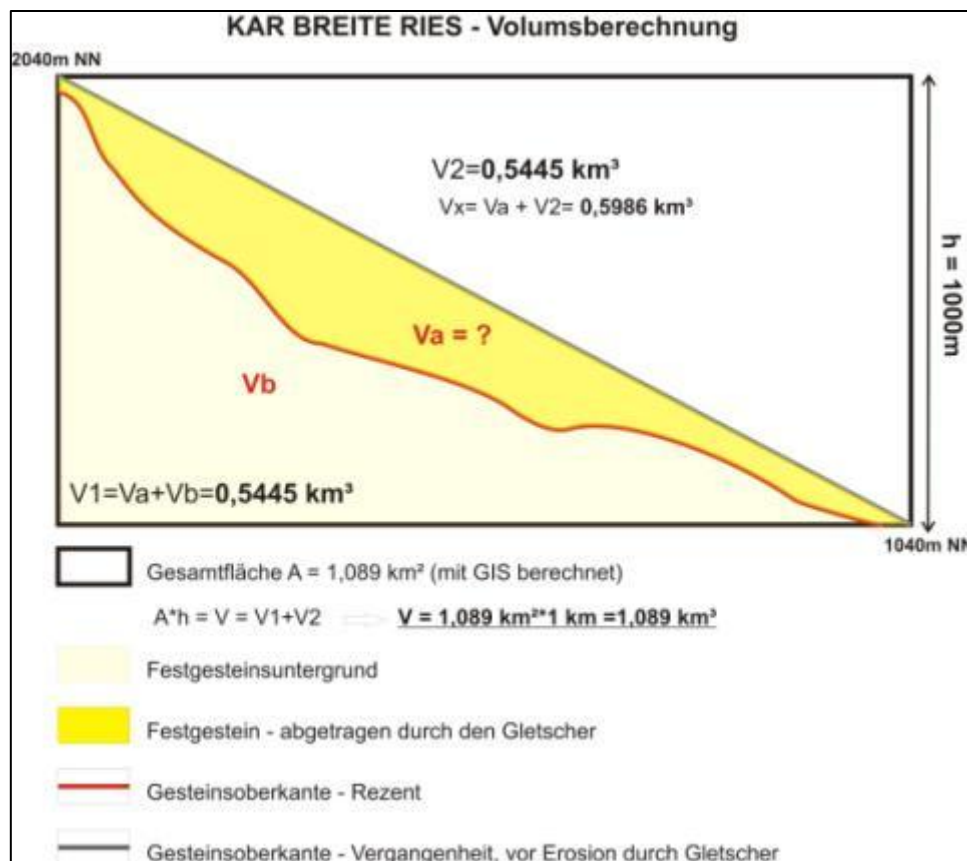


Abbildung 71: Volumenberechnung Kar Breite Ries

Um nun auf das Volumen (V_a) zwischen rezenter und ehemaliger Gesteinsoberkante zu kommen, muss folgender Rechenweg gemacht werden:

$$V_x = 0,5986 \text{ km}^3$$

$$V_x = V_a + V_2$$

$$0,5986 \text{ km}^3 = V_a + 0,5445 \text{ km}^3 \quad / - 0,5445 \text{ km}^3$$

$$0,5986 \text{ km}^3 - 0,5445 \text{ km}^3 = V_a$$

$$V_a = 0,0541 \text{ km}^3$$

2. Annäherung an das "wahre Geländere Relief" mittels TIN

In einer anderen, eventuell etwas genauere Methode wird versucht das ehemalige Geländere Relief realer darzustellen und nicht nur durch eine lineare Gerade. Die Vorgehensweise ist ähnlich, wie bei der ersten Methode, doch diesmal wird dem Shapefile (Polygon), das die rezente Kargrenze darstellt, nicht nur 1 Höhenwert (höchster Punkt der vorigen Methode = 2060m) zugeordnet, sondern jedem Punkt des Polygons wird ein Höhenwert (aus DGM extrahieren) gegeben. Danach wird das Shapefile in ein TIN File (Triangulated irregular network), dass die Geländeoberfläche mit Geländeunebenheiten und -kanten zeigt, konvertiert. Um nun wieder die Funktion „Abtrag/Auftrag“ zu nutzen muss das TIN File (Kar Deckel) zu einem GRID File (Raster) konvertiert werden. Über diese Funktion wird nun abermals die Differenz zwischen den beiden GRID Files (Kardeckel und Höhenmodell) ausgerechnet.

Abschließend können alle Volumina der einzelnen Flächen innerhalb des Polygons in der Attributtabelle abgelesen und aufsummiert werden, wodurch sich Folgendes Gesamtvolumen ergibt → $V = 0,0833 \text{ km}^3$

Auf den folgenden Abbildungen 72-74 werden die einzelnen Schritte nochmals graphisch dargestellt.

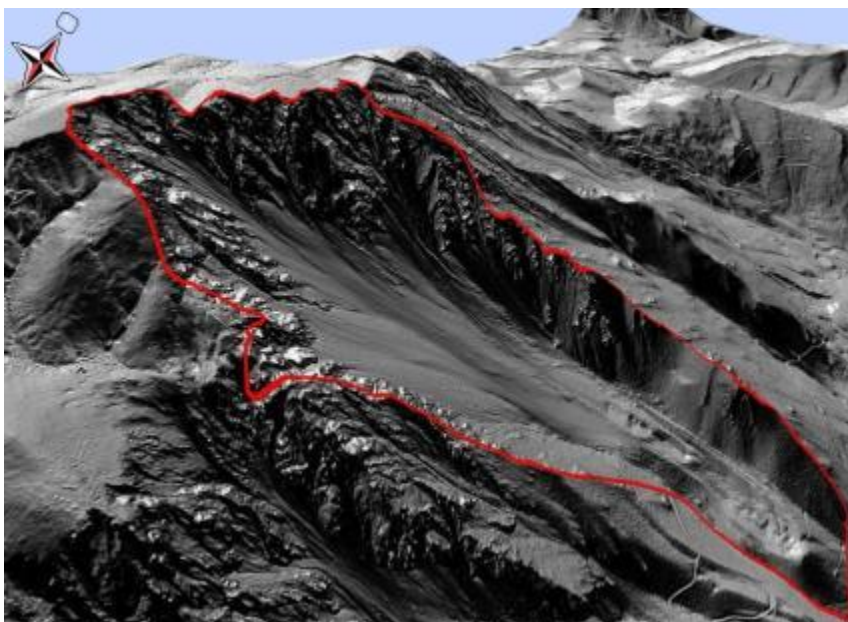


Abbildung 72: 1. Schritt → Polygon, dass die heutige Kargrenze zeigt, erstellen (Darstellung in ArcScene)

Abbildung 73: 2.Schritt → jedem Punkt des Polygons (Shapefile) wird eine Höhe zugeordnet und dann wird es in ein TIN File konvertiert, dass die ehemalige Geländeoberfläche realistisch darstellt und somit den Kar Deckel bildet

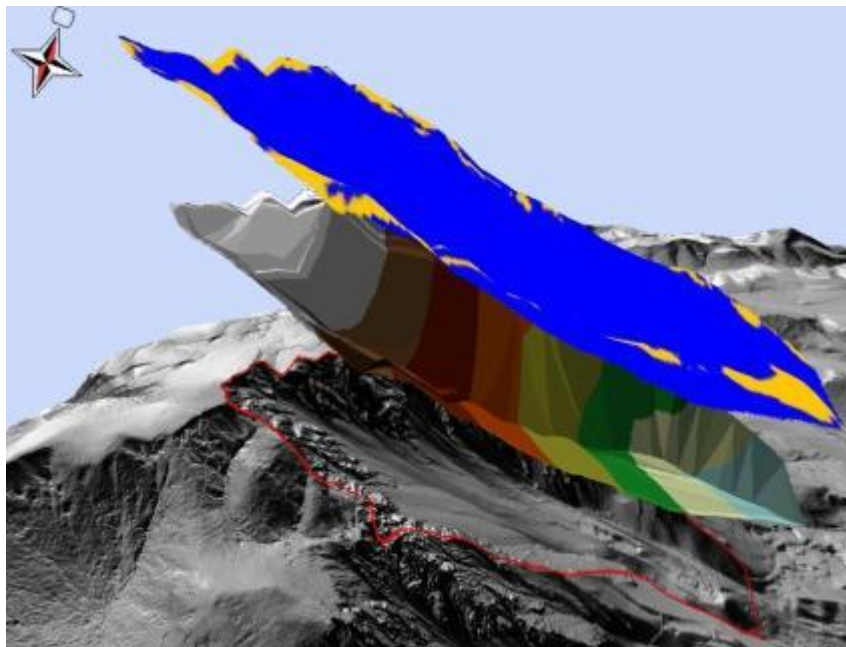
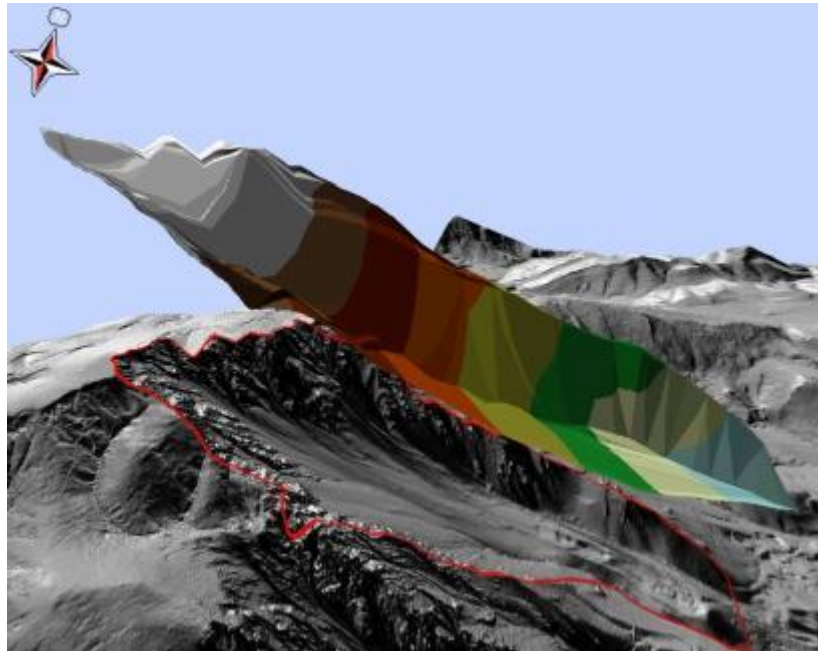


Abbildung 74: 3. Schritt → Mit Werkzeug „Abtrag/Auftrag“ wird Differenz zwischen TIN (jetzt GRID File) und Höhenmodell (DGM, grau) berechnet. **Blaue Fläche = abgetragenes Volumen**, **Gelbe Fläche = aufgetragenes Volumen**

Es wurde also ein Gesteinsvolumen von $0,0541 - 0,0833 \text{ km}^3$ aus dem Kar durch den Gletscher abgetragen. Dazwischen liegt natürlich ein größerer Schwankungsbereich, wobei der höhere Wert ($0,0833 \text{ km}^3$) mit Sicherheit eine genauere Annäherung an das Volumen widerspiegelt, als der niedrigere ($0,0541 \text{ km}^3$), da in der 2. Berechnung versucht wurde die ehemalige Topographie, mittels der heutigen Höhen an verschiedenen Punkten der Kar Grenze zu rekonstruieren und so miteinzubeziehen. Das Lockersedimentvolumen des großen Jungen Moränenkomplex (ohne Ausbruch) liegt vergleichsweise zwischen $0,031$ und $0,042 \text{ km}^3$ und für den „Höheren Terrassenkörper“ wurde etwa ein Wert von $0,006 \text{ km}^3$ ermittelt. Da karbonatischer Schutt natürlich eine geringere Lagerungsdichte ($1,5-2 \text{ kg/m}^3$), als Karbonatgestein

(2,9-2,7 kg/m³) aufweist, entsprechen die berechneten Volumina der Lockersedimente in etwa 1/3 des ehemaligen Festgesteinsvolumens.

6.8. ELA Rekonstruktionen und daraus resultierende Hypsometrische Kurven

Um überhaupt eine bestimmte ELA einem bestimmten Gletscherstand zuzuordnen zu können, wurde zuerst mittels der gefundenen jüngeren und älteren Moränensedimente die ehemalige Gletscherausdehnung bestimmt (Abb. 75). Die Ausdehnung des jüngsten und des jungen Gletschers konnte gut eingegrenzt werden, im Gegensatz zur ältesten (Abb. 75, grüne Linie), die aufgrund der Überdeckung durch jüngeres Material und durch Erosion nur teilweise erhalten geblieben ist und somit der Verlauf lediglich mit großer Unsicherheit angedeutet wurde.

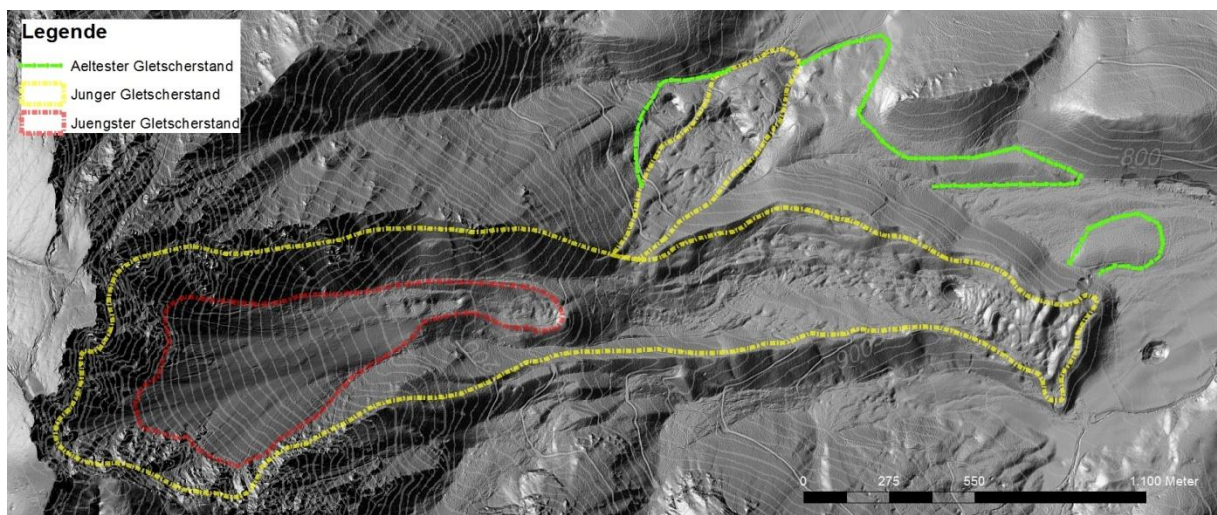


Abbildung 75: Ausdehnung des ehemaligen Gletschers

ELA Rekonstruktion

Im Jungen System konnten aufgrund der lateralen Breach-lobe Moräne zwei Gleichgewichtslinien (ELA) ermittelt werden. Da die mächtige Seitenmoräne, die sich erst nach dem Ausbruch entwickelte, gut erhalten geblieben ist, konnte mithilfe der Methode nach Lichtenecker (1938) die ELA für dieses System zwischen 1200 und 1250m ermittelt werden (Abb. 76, rote ELA). Die ELA, die den Ausbruch miteinbezieht, kann nicht mit der Methode nach Lichtenecker (1938) ermittelt werden. Mittels grober Abschätzung könnte sie zwischen 1100 und 1200m liegen (Abb. 76, blau). Aufgrund der Gleichgewichtslinien zeigt sich, dass das AAR Verhältnis etwa bei 1:1 lag, was ebenfalls dem Verhältnis bei einem Schuttbedeckten Gletscher entspricht. Wird ein, für die Gletscher in den Alpen, recht häufiges AAR Verhältnis

von 2:1 hergenommen, würde die die ELA (ohne Ausbruch) zwischen 900 und 950m liegen, was im Verhältnis zu den regionalen Vergleichsdaten sehr tief wäre und deshalb auch unrealistisch erscheint.

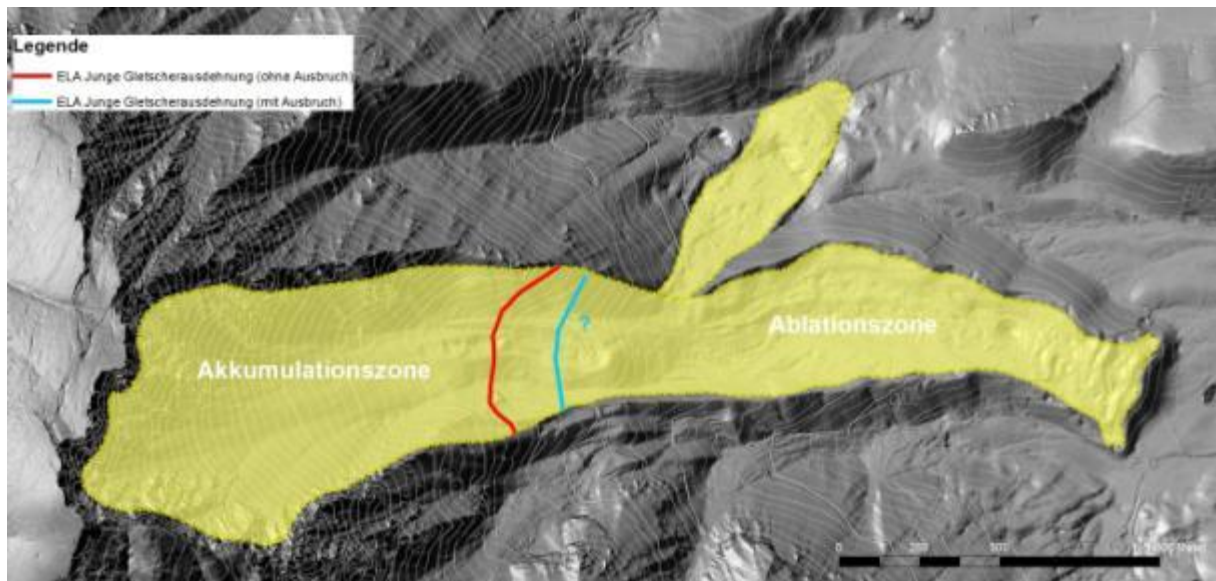


Abbildung 76: Junge Gletscherausdehnung mit zwei Gleichgewichtslinien, ELA ohne (rot) und mit Ausbruch (blau)

Im Jüngsten System wurde ebenfalls versucht die ELA zu ermitteln. Nach der Methode nach Lichtenecker (1938) konnte die ELA am höchsten Punkt der Seitenmoräne ausgemacht werden, was einer Höhe zwischen 1260 – 1270m entspricht (Abb. 77, blau). Dies würde allerdings ein sehr niedriges AAR Verhältnis von etwa 3:1 darstellen, was zu einem „sauberen“ Gletscher, nicht aber zu einem Block- oder Schuttdeckten Gletscher passen würde.

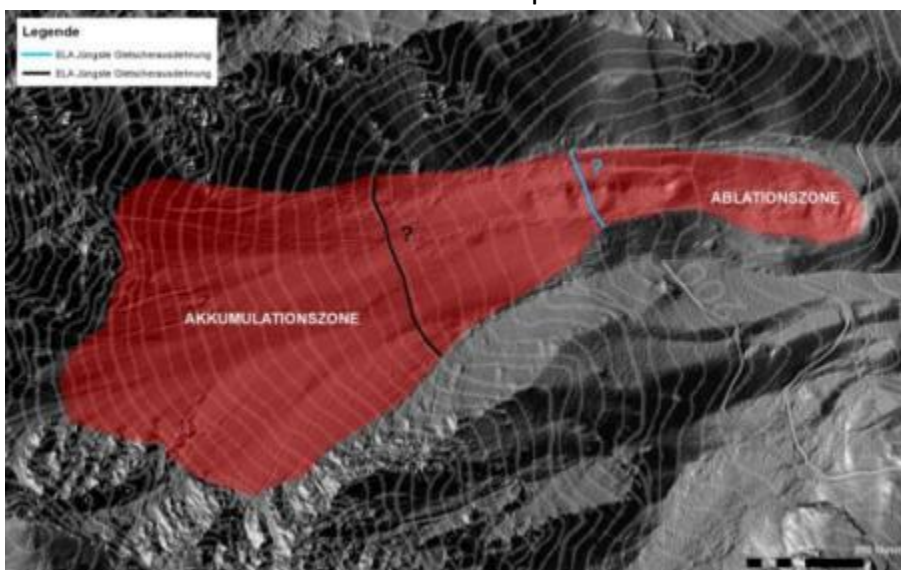


Abbildung 77: Jüngste Gletscherausdehnung mit ELA am höchsten Punkt der Seitenmoräne (blau) und einer anderen ELA zwischen 1400 und 1500m NN (schwarz)

Werden allerdings Gletscherstände aus den umliegenden Gebieten (Bsp.: Hochschwab, Kolmer, 1993) herangezogen, müsste die ELA für den Jüngsten Gletscherstand hier bei etwa 1400m liegen (Abb. 77, schwarz). Diese ELA würde das AAR Verhältnis wieder auf etwa 1:1 stellen und somit zur Theorie des Schuttbedeckten Gletscher passen.

Rekonstruktion einer Hypsometrischen/Hypsographischen Kurve auf Grundlage der Methode nach Lichtenecker (1938)

Da die ELA für die Jüngste und auch für die Junge Gletscherausdehnung bereits mithilfe der Methode nach Lichtenecker (1938) ermittelt werden konnte, wurde aus diesen Daten eine Hypsographische/Hypsometrische Kurve nach Gross, Kerschner und Patzelt (1978) rekonstruiert um das Ganze auch graphisch darzustellen.

Für die Hypsometrische Kurve der jungen Gletscherausdehnung (Abb. 78) wurde ein AAR Verhältnis von etwa 1:1 angenommen, was dem höchsten Ansatzpunkt der Seitenmoräne nach Lichtenecker (1938) entspricht. Dieses Verhältnis wurde mit und ohne Berücksichtigung des lateralen Anteils der Breach-lobe Moräne eingetragen, was sich natürlich in der Höhe der ELA widerspiegelt. Diese liegt ohne Berücksichtigung des lateralen Ausbruchs zwischen 1260 - 1270 m und mit Berücksichtigung bei etwa 1200 m. Außerdem wurde ein Verhältnis von 2:1 eingetragen, um zu zeigen wie unrealistisch hoch dann die ELA (mit und ohne Ausbruch) liegen würde!

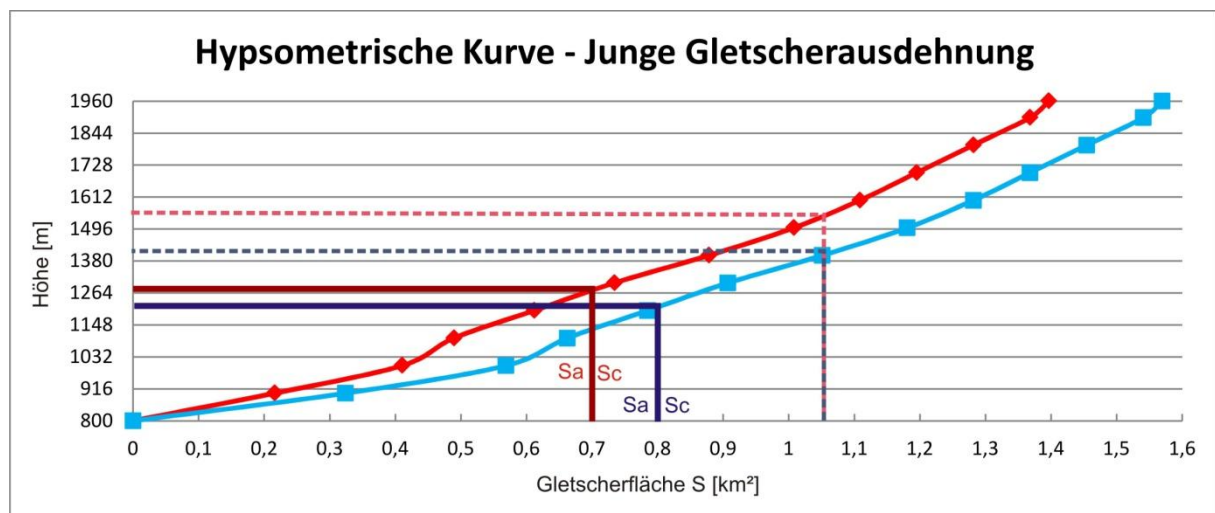


Abbildung 78: Hypsometrische Kurve Junge Gletscherausdehnung, Sa = Ablations-, Sc = Akkumulationszone, Sa : Sc = 1:1, Rote Kurve = Gletscherfläche ohne Ausbruch, Blaue Kurve = Gletscherfläche mit Ausbruch. Blau (mit Ausbruch)/rot (ohne Ausbruch) gestrichelte Linie Sa:Sc

In die Hypsographische Kurve für die Jüngste Gletscherausdehnung (Abb. 79) wurden zwei mögliche AAR Verhältnis eingetragen. Einerseits ein Verhältnis von 3:1, was durch den höchsten Punkt der Seitenmoräne gegeben war, wodurch die ELA bei etwa 1260m liegen würde. Andererseits wurde ein Verhältnis von 1:1 eingetragen, was zu einer ELA von 1480m führt, die realistischer erscheint und auch mit umliegenden Gebieten korreliert.

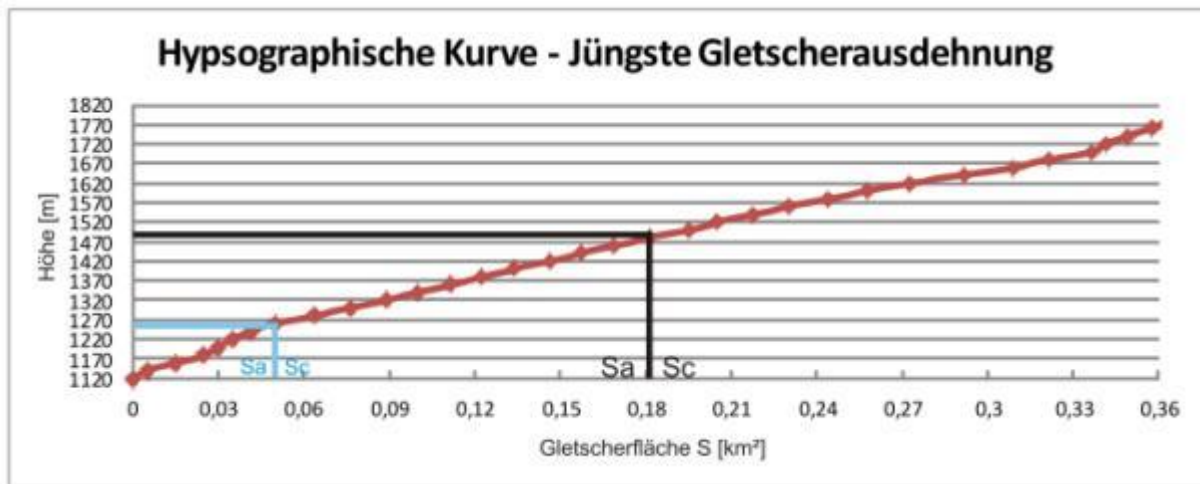


Abbildung 79: Hypsometrische Kurve der Jüngsten Gletscherausdehnung, Sa = Ablationszone, Sc = Akkumulationszone, Blau → Sc:Sa = 3:1, Schwarz → Sc:Sa = 1:1

7. Diskussion und Schlussfolgerungen

In diesem Kapitel werden zuerst die beschriebenen Faziesräume zusammengefasst und dann erklärt warum sich welcher Faziesraum aufgrund welcher Prozesse ausbilden konnte. Anschließend wird ein Resümee zur Gletscherdynamik gezogen und ein Vergleich des ehemaligen schuttbedeckten Gletschers, der die imposante Moränenlandschaft rund um die Breiten Ries ausbildete, mit rezenten Vertretern aus aller Welt angestellt.

Als Abschluss dieses Kapitels wird kurz die Landschaftsentwicklung erklärt und anschließend eine möglich chronologische Einteilung gezeigt, welche den Zusammenhang der Prozesse mit dem Klima verdeutlicht.

7.1. Angetroffene Faziesräume und die dazugehörigen Prozesse

Im Zuge der Kartierung wurden entlang der östlichen Flanke des Schneeberges und weiter im Puchberger Becken bis Hof/Knipflitz verschiedenste Lockersedimente und morphologische Formen gefunden, die aufgrund folgender Faziesräume ausgebildet wurden:

- Glazialer Faziesraum
 - Kargletscher
 - Schuttbedeckter Gletscher
- Toteislöcher
- Gravitativer Faziesraum
 - Hangschutt
 - Erdfälle
 - Hangbrekzie
- (Glazi)fluviatiler Faziesraum
- Periglazialer Faziesraum
 - Schuttlagen
 - Paläoböden

} geprägt durch Materialeintrag
aus gravitativen Prozessen

Die Faziesräume wurden in erster Linie aufgrund ihrer sedimentologischen Eigenschaften unterschieden, wobei das Vorkommen von erratischen Blöcken zusätzlich für die Einteilung der glazialen Bereiche verwendet wurde. In Tabelle 1 ist diese Einteilung graphisch dargestellt. Zu sehen sind die verschiedenen Faziesräume mit ihren jeweiligen wesentlichen sedimentologischen Eigenschaften. Außerdem wird aufgezeigt welche Prozesse maßgeblich für den jeweiligen Ablagerungsraum waren.

FAZIESRAUM	GLAZIAL		GRAVITATIV		(GLAZI) FLUVIATIL	PERIGLAZIAL	
MERKMALE	Kargletscher	Schuttbedeckter Gletscher	Hangschutt	Hangbrekzie	Terrassenkörper	Paläoboden	Schuttlagen
Lithofazies (Keller)	Dmm, Dms, Dcs	Dmm, Dms, Dcs	gSCc-cSCc	gGm-cGm	gGc	Fm	SCc
Kornform	Isometrisch	Isometrisch	/	/	isometrisch	tafelig, plattig	taffelig, plattig
Häufigste Kornklasse(n)	>31,5mm, >16mm, >8mm	>31,5mm, >16mm	/	/	>8mm	<2mm	>8mm
Kornrundung	subangular-subrounded	angular-subangular	angular	Angular	rounded	angular	angular
Sortierung	Schlecht	Schlecht	gut	Schlecht	Gut	mäßig	mäßig
Erratische Blöcke	wenige bis keine	Zahlreiche	/	/	keine	keine	Keine
Feinsediment <0,063mm	<1,5%	<2,8%	/	/	<0,5%	<13%	etwa 1%
PROZESSE	Glazial	glazial, gravitativ	gravitativ	gravitativ, chemisch	fluviatil	chemisch, biologisch	gravitativ

Tabelle 1: Die gefundenen Faziesräume im Vergleich

Unterschiedliche Prozesse bedingen verschiedene Faziesräume

Einzelne Prozesse beziehungsweise das Zusammenspiel aus mehreren Prozessen sind der Grund, dass sich eine Vielfalt an unterschiedlichen Faziesräumen ausbilden konnte.

Aufgrund von glazialen Prozessen (Erosion) wurde die Kargenese immer weiter vorangetrieben (s. Kap. 7.2.), was wiederum zur Folge hatte, dass, als die Steilwände des Kars hoch genug waren, gravitative Prozesse in Form von Felsstürzen und dergleichen Material auf die Gletscheroberfläche transportierten. Dadurch wurde dann eine neue Komponente an glazialen Prozessen (supraglazialer Transport) befördert, die so einen Schuttbedeckten Gletscher entstehen ließ.

In den nichtvergletscherten Bereichen wurde der durch Frostsprengung bereitgestellte, gravitativ eingebrachte Schutt durch chemische Prozesse beeinflusst. So bildeten sich in höheren, auch in Warmzeiten vegetationsfreien Gebieten Hangschutt aus, der aufgrund von Karbonatlösungs- und Wiederausfällungsprozessen (aufgrund von Niederschlag, Bodenwasser, Porenwasser) eine zunehmende Verkittung erfuhr die letzten Endes zur Ausbildung der Hangbrekzie führte. In tieferen Höhenlagen, in denen es sehr wohl Vegetation während eines Interglazials bzw. Interstadials gab, schaltete sich zusätzlich zur chemischen Komponente in Form der Karbonatlösung (Grundwasser, Niederschlag) auch noch ein biologischer Faktor (Lebewesen, Pflanzen) hinzu, was schließlich eine zum Teil kräftige Bodenbildung förderte. Die Bodenlagen wurden in weiterer Folge zum Teil auch von periglazialen Prozessen (Solifluktion) erfasst und umgeformt. Fluviale Prozesse beeinflussten lediglich das Gletschervorfeld, indem Terrassenkörper aufgeschüttet wurden, die letztlich ebenfalls durch chemische/periglaziale Prozesse weiter beeinflusst wurden (Verkittung).

Da besonders ein schuttbedeckter Gletscher in diesem Gebiet eine große Rolle spielte und solch mächtige und einmalige Moränenablagerungen hinterließ, wird im Unterkapitel (7.1.2.) ein kurzer Vergleich mit verschiedenen rezenten Vertretern aus verschiedenen Gebirgen angestellt. Zunächst wird aber noch in einem kurzen Kapitel (7.1.1.) erläutert warum das Jüngste System auf keinen Fall durch einen Blockgletscher, sondern durch einen Schuttbedeckten Gletscher abgelagert wurde.

7.1.1. Blockgletscher oder Schuttbedeckter Gletscher –Jüngstes System

Zusätzlich stand zur Diskussion, ob das Jüngste Moränensystem durch einen schuttbedeckten Gletscher geformt wurde oder ob es sich nicht doch um Blockgletscherablagerungen handelt. So bildeten sich ab dem Spätglazial, als die Gletscherzungen zurückwichen, vor allem in Ost- und Zentralösterreich fast 1500 Blockgletscher aus, von denen etwa 1170 aufgrund ihres Aussehens als reliktsch einzustufen sind (Kellerer-Pirklbauer, 2009).

Die mehrphasigen Wälle würden zu beiden Faziesräumen passen. Reliktische Blockgletscher weisen jedoch für gewöhnlich stärker gebogene und wulstige Wälle, ähnlich einem Lavastrom, auf (Barsch, 1996, Benn & Evans, 2010). Außerdem weisen sie eine Art Sortierung auf, wobei oberflächlich eine grobblockige Lage ist, die auf einer feinkörnigen Lage (Sand, Schluff, Ton) liegt, was jedoch hier nicht der Fall ist, soweit trotz des dichten Bewuchses zu sehen war. Die Wälle enthalten so wie beim jüngeren System unsortiertes diamiktisches Material. Weiters ist die unregelmäßige Geländeoberfläche meiner Meinung nach auf die Oszillationen der ehemaligen Gletscherzunge zurückzuführen. Nach Barsch (1996) bilden sich Blockgletscher außerdem meist an schattigen Berghängen, also in N, NE oder NW Ausrichtung mit sehr geringer Sonneneinstrahlung. Das Kar der Breiten Ries ist allerdings gegen E ausgerichtet und somit verstärkter Sonneneinstrahlung ausgesetzt. Werden nun alle Faktoren zusammengebracht, so können die Morphologie und der Sedimentinhalt am Plausibelsten als Bildung eines schuttbedeckten Gletschers erklärt werden!

7.1.2. Gletscherdynamik und Vergleich mit rezenten schuttbedeckten Gletschern

Die Gletscherdynamik des ehemaligen schuttbedeckten Gletschers ist besonders gut am Jungen Moränensystem zu erkennen. So zeigt sich im chaotischen Frontbereich des Jungen Moränenkörpers, der Ähnlichkeit mit einer Hummocky Moräne zeigt, eine Phase, in welcher die Gletscherzunge starken klimatischen Schwankungen ausgesetzt war und es dadurch häufig zu Oszillationen kam (Vorstoß und Zurückweichen). Ein ähnliches Ereignis prägte den Stirnbereich des Jüngsten Moränensystems, denn auch hier musste die Gletscherzunge vorher sehr lange stabilisiert gewesen sein, da sich sonst nicht so ein mächtiger Seitenmoränenwall ausbilden hätte können. Durch die

übermäßige Schuttbedeckung, der die Gletscherzunge vor Ablation aufgrund von Sonneneinstrahlung schützte, verlor der Gletscher in der Ablationszone relativ wenig Volumen und deshalb konnte sich ein AAR Verhältnis von fast 1:1 einstellen.

Die Ausbildung des Breach-Lobes Richtung Losenheim ereignete sich bereits sehr früh, als sich der Gletscher noch in einer Vorstoßphase befand und der Seitenmoränenwall bei weitem noch nicht die endgültige Höhe von fast 60m erreicht hatte. Solche lateralen Breach-Lobe Strukturen treten rezent ebenfalls besonders häufig in Zusammenhang mit schuttbedeckten Gletschern auf, wie im Fall des Miage oder des Tasman Gletschers.

Im abschließenden Abschnitt werden einige rezente Vertreter Schuttbedeckter Gletscher vorgestellt. Zwischen dem rezenten Aussehen der Gletscher, der Form der Moränen und mögliche Breach-Lobe Strukturen werden mit den Merkmalen des Jungen Moränensystem Schwabenhof verglichen, um ein genaueres Bild des ehemaligen Gletschers zu erhalten.

Kvíárjökull Gletscher, Island

Der Kvíárjökull Gletscher, ein temperierter Auslassgletscher, der im SE von Island liegt gehört zu den Eiskappen des Öræfajökull und hat einen indirekten Abfluss in den Atlantik. Seine Gletscherzunge wird unterhalb der ELA von extrem viel Gletschereis aus den dahinter liegenden Eiskappen genährt, wodurch die Gletscherzunge einen sehr geringen Neigungswinkel hat. Aufgrund einer mächtigen Schuttbedeckung konnte der Gletscher bis zu 150m hohe Seitenmoränenwälle aufbauen (Abb. 80) und stellenweise gibt es auch Bereich mit Hummocky Moränen. Aufgrund der Höhe der Seitenmoränenwälle während des Neoglazials deutlich mehr Schutt an der Gletscheroberfläche gewesen sein (Benett et al., 2010). Dabei wurde der Schutt nicht nur supraglazial durch Felsstürze aus den vulkanisch geprägten Steilhängen auf die Eiskappen eingetragen, sondern aufgrund der langen Erstreckung der Eiskappen, wurde auch Material aus dem Gletscherbett aufgenommen und englazial bis an die Oberfläche transportiert. Auf einem Luftbild aus dem Jahr 1980 (Abb. 80) sind die mächtigen Seitenmoränenwälle sehr gut zu erkennen und obwohl es ein gut ausgebildetes Gletschertor gibt, kann noch ein Großteil der kastenförmig ausgebildeten Moränenstirn erkannt werden (Bennett et al., 2010; Benn & Evans, 2010). Diese lässt Ähnlichkeiten zu dem Moränensystem des Schwabenhofs erkennen.



Abbildung 80: Luftaufnahme (1980) des Kvíárjökull Gletschers und seiner bis zu 150m hohen Seitenmoränenwälle, aus Bennet (2010)

Gletscher des Himalaya, Zentralasien

Der Himalaya in Zentralasien umfasst mehrere Gebirgszüge, wie Pamir, Hindu Kush, Karakorum, Kunlunschan, Nanga Parbat und das Hochland von Tibet. Schroffe und hohe Gebirgszüge, mit steilen Felswänden, sind ausschlaggebend für die dort weitverbreiteten mit Hangschutt bedeckten „debris-covered“ Gletscher.

Sachen, Raikot und Shaigiri Gletscher des Nanga Parba (Pakistan)

Diese drei Gletschersysteme liegen eingebettet zwischen steilen Felswänden und die Akkumulationszone befindet sich in flachen, recht breiten Mulden. Die Ablationszonen liegen viel tiefer und weisen eine langgezogene Form auf und sind unter meterdicker Schuttbedeckung begraben. Die supraglazial entstandene „Abdeckung“ schirmen die Gletscher ab und ermöglichen ihnen, dass sie immer weiter in tieferliegende Gebiete vorstoßen. Der Raikot und Shaigiri Gletscher transportieren den Großteil des Materials durch fluviatile Abflusssysteme aus dem Gletschersystem. Im Gegensatz dazu zeigt der Sachen Gletscher fast keinen fluviatilen Materialtransport und dem lassen sich mehrere seitliche Gletscherausbrüche erkennen (Shroder et al., 2000). Auf einem Satellitenbild (Abb. 81) aus der Arbeit von Shroder et al. (2000) ist zu sehen, dass der Gletscher kein Gletschertor ausgebildet hat, jedoch zeigt sich der Endmoränenwall im Stirnbereich nicht kastenförmig.



**Abbildung 81: Satellitenbild des Sachen Gletschers in N
Pakistan, aus Shroder et al. (2000)**

Khumbu Gletscher, Nepal

Der Khumbu Gletscher befindet sich westlich des Mount Everest in Nepal und ist ein Talgletscher, der eine fast 10km lange, mit Schutt ummantelte, Gletscherzunge aufweist. Er liegt in einem Kar und wird von den steilen Hängen des Mount Everest, des Nuptse und des Lhotse begrenzt, die ihn ebenfalls durch Felsstürze, meist dunkle Schiefergesteine, nähren. Sein Ablationsgebiet wird von hohen Seiten- und Stirnmoränen begrenzt, die unterschiedliche Wälle aus dem LIA und neoglazialen Phasen aufweisen (Iwata, 2000). Iwata vergleicht in seiner Arbeit die topographischen Verhältnisse des Gletschers in den Jahren 1978 und 1995 und konnte so herausfinden, dass sich der mittlere Teil der Ablationszone sowohl Gletscher aufwärts, als auch –abwärts ausgebreitet hat. Für Gletscher mit einer mächtigen Schuttbedeckung sind die beiden kontrollierenden Faktoren, die die Entwicklung steuern, sowohl Oberflächenwasser, als auch exponierte Eisklippen. Anhand zweier Satellitenbilder, die die heutige Ausdehnung des Khumbu Gletschers zeigen, ist einerseits eine ähnliche Kastenform der Gletscherstirn zu erkennen, wie es das Junge System des Schwabenhofs zeigt (Abb. 82). Das zweite Bild (Abb. 83) zeigt, dass es in steileren Abschnitten ebenfalls laterale Ausbrüche gibt, ähnlich dem Breach-Lobe Richtung Losenheim.



Abbildung 82: Satellitenbild aus Google Maps des Khumbu Gletschers, Gletscherfrontbereich



Abbildung 83: Satellitenbild aus Google Maps des Khumbu Gletschers, lateraler Ausbruch

Tasman Gletscher, Neuseeland

Der Tasman Gletscher ist der größte Gletscher Neuseelands mit einer Länge von 29km und einer Breite von 9km. Seine Schuttbedeckte Oberfläche wird durch Felsstürze aus den steilen Hängen der Burnett Mountains, die ihn im Hinterland begrenzen, genährt. Es sind sowohl mehrere holozäne, als auch pleistozäne Seitenmoränen und Terrassen erhalten, die sich an die Gebirgsflanken anlehnen und den Gletscher einrahmen. Kirkbride (2000b) rekonstruierte die Entwicklung dieses Gletschersystems während des Neoglazials, aufgrund von Eisrandmoränen und der subglazialen Topographie. Das proglaziale Vorland ist durch Auswaschsedimente und Endmoränen geprägt. Während des Neoglazials überfuhr der Gletscher seine Eisrandmoränen und weitete sich extrem aus, bevor er ab dem 19. Jahrhundert wieder stark zurückwich. Kirkbride (2000b) verglich in dieser Region insgesamt sieben schuttbedeckte Gletscher mit 26 unbedeckten („clean glaciers“) Gletschern und kam zu dem Ergebnis, dass die Distanzen zwischen den Neoglazialen Moränen und den während des 19. Jahrhunderts abgelagerten Moränen geringer war, als bei den unbedeckten Gletschern. Kirkbride (2000b) konnte sich deshalb eine langzeitliche Ausbreitung des Tasman Gletschers nicht nur durch die Schuttbedeckung erklären, welche ja in erster Linie dafür verantwortlich ist, dass der Gletscher nur langsam und auf lange Sicht auf Klimaänderungen reagiert. Er stellte fest, dass sich die

Schuttbedeckung ebenfalls ausgedehnt haben muss, sonst wäre eine Ausdehnung des Gletschers über tausende Jahre, als die unbedeckten Gletscher zurückwichen, nicht möglich gewesen. In Phasen in denen der Gletscher eine positive Massenbilanz aufweist (schnellere Eisbewegung, geringe Ablation = „transport-dominant conditions“), zieht/verengt sich die Schuttdecke in Richtung Gletscherzunge, wohingegen bei negativer Massenbilanz (geringe Eisbewegung, erhöhte Ablation = „ablation-dominant conditions“), die Schuttdecke eine bergwärts gerichtete Ausweitung erfährt (Kirkbride, 2000b).

Ein Satellitenbild des Tasman Gletschers (Abb. 84) zeigt, dass die Moränenoberfläche ähnlich unruhig ist, wie die des Moränensystems des Schwabenhofs. Obwohl ein Gletschersee und ein Gletschertor vorhanden sind kann eventuell eine Kastenform des frontalen Moränenbereichs erkannt werden.



Abbildung 84: Satellitenbild des Tasman Gletschers aus Google Maps, Frontbereich mit Gletschersee und Gletschertor

Miage Gletscher, Italien

Der Miage Gletscher befindet sich in Norditalien an der Grenze zu Frankreich im Bereich des Montblanc. Dieser Gletscher weist einen hohen Grad an Schuttbedeckung auf und gehört zu den imposantesten und größten „debris-covered“ Gletschern Italiens, dessen schuttbedeckte Gletscherzunge fast 5km lang ist. Thomson et al. (2000) zeigen in ihrer Arbeit die Änderung topographischen Verhältnisse des Gletschers zwischen 1913 – 1999. Dabei erkannten sie, dass es im

Bereich der Ablationszone Phasen gab in denen die Schuttbedeckung mächtiger oder dünner wurde. Die Zonen in denen die Bedeckung mächtiger wurde bewegten sich abwärts, sodass sich kleine Vorstöße der Gletscherzunge ereigneten. Thomson et al. (2000) fanden heraus, dass die Änderung der Schuttmächtigkeit über viele Jahrzehnte hauptsächlich auf Störungen der Durchflussmengen zurückzuführen ist. Ein Ergebnis der Studie war, dass durch die Schuttbedeckung während des letzten Jahrhunderts eine Volumszunahme der Gletscherzunge zu beobachten war. Kirkbride (2000a) analysierte den Gletscher außerdem mittels Luftbildern von 1979 bis 1991 und fand heraus, dass der untere Teil der Gletscheroberfläche zwar um etwa 40m angehoben wurde, jedoch weiter oben eine Mächtigkeitsabnahme der Gletscheroberfläche erfolgte. Anhand einer Fotografie (Abb. 85, 86) ist der Schuttbedeckte Gletscher gut erkennbar und auch ein lateraler Ausbruch ist zu sehen. Anscheinend stellen sich solche Breach-Lobes meist dann ein, wenn der Gletscher seitlich plötzlich mehr Platz hat und nicht mehr durch Berghänge begrenzt wird.



Abbildung 85: Miage Gletscher, aus www.swisseduc.ch



Abbildung 86: Miage Gletscher aus einem anderen Blickwinkel auf die Gletscherzunge und dem lateralen Ausbruch, aus swisseduc.ch

Brenva Gletscher, Italien

Der Brenva Gletscher befindet ebenfalls im Bereich des Montblanc und besitzt eine kleiner Ausdehnung im Gegensatz zum Miage Gletscher. Sowohl der Miage Gletscher, als auch der Brenva Gletscher zeigen hohe Seitenmoränen mit grobem Material, die teilweise jedoch wieder durch Bergstürze und jüngere Moränensedimente überlagert werden (Zienert, 1965). Auch die Ablagerungen dieses Gletschers zeigen Ähnlichkeiten mit denen des Moränensystems des Schwabenhofs.

Weltweit lassen sich an rezenten Schuttbedeckten Gletschern ähnliche oder sogar gleiche Merkmale finden, wie solche die im Moränensystem des Schwabenhofs beobachtet wurden!

7.2. Landschaftsentwicklung

7.2.1. Kargenese mit einhergehender Gletscherbildung

Wie schon in Kapitel 4 ausführlich erklärt, ist die Ausbildung eines Gletschers bzw. eines Gletschertyps von vielen Faktoren, wie Topographie, Hangneigung, Klima abhängig. Eine Grundbedingung dafür ist das Vorhandensein eines Akkumulationsraumes. Das Kar der Breiten Ries war ursprünglich sicherlich weitaus kleinräumiger und eventuell nur eine kleine Nische, die sich wahrscheinlich durch Massenbewegungen gebildet hat. Letzteres erscheint durch das Vorhandensein von Bergzerreißungen im Kammbereich (Reitner, 1993), wie auch die prinzipielle strukturelle Situation mit mechanisch kompetenten Lagen, in Form von mächtigen Karbonaten, die über inkompetenten Lagen, den Werfener Schichten, liegen (Reitner et al., 1993, Poisel & Eppensteiner, 1988) durchaus plausibel. Poisel & Eppensteiner

(1988) erklären und demonstrieren in einer ihrer Arbeiten anschaulich mittels Geländestudien und dadurch entwickelten geomechanischen Modellen, wie genau sich Massenbewegungen in einem System „Hart auf Weich“ verhalten können. Anhand dreier Beispiele an den südlichen Rändern der Kalkalpen (Veitschalpe, Reißkofel, Schneealpe), wo solche ein System „Hart auf Weich“ nicht durch tektonische Prozesse entstand und zweier Beispiele in den Nördlichen Kalkalpen (Zahmer Kaiser, Unterinntal) und den Nördlichen Karawanken (Hintergupf), welche beide durch tektonische Ereignisse geprägt sind, wird die Entwicklung und Entstehung von Massenbewegung erklärt. Innerhalb der nichttektonisch geprägten „Hart auf Weich“ Systeme konnten die Veitschalpe (STMK) und die Schneealpe (NÖ), obwohl die Schichtmächtigkeiten sehr unterschiedlich sind, sehr gut miteinander korreliert werden (ähnlicher geologischer Aufbau → Karbonate auf Werfener Schichten!) (Poisel & Eppensteiner, 1988).

Aufgrund dieser Vorgaben (Bergzerreißen, „Hart auf Weich“) war die prinzipielle räumliche Bedingung gegeben, dass sich in dieser Position ein anfänglich sehr kleiner Gletscher entwickeln konnte, der in weiterer Folge die Karbildung der Breiten Ries forcierte.

Die weitere Genese des markanten Kars der Breiten Ries kann auf die ehemalige Gletscheraktivität zurückgeführt werden. Durch die erosive Tätigkeit des Gletschers wurde das Kar während jeder Eiszeit vergrößert und erneut ausgeschürft. Durch die mechanische Einwirkung wurde immer mehr Material erodiert und abgetragen und somit konnte sich ein immer größerer Gletscher in der folgenden Kaltzeit ausbilden. Diese Wechselwirkung bewirkte einen positiven Rückkopplungseffekt, denn sowohl das Kar als auch der Gletscher hatten einen positiven Effekt (Vergrößerung) aufeinander und begünstigten sich gegenseitig.

Aufgrund von Volumsberechnungen, die im ArcGIS durchgeführt wurden, konnte das abgetragene Karvolumen ermittelt werden, das bei $0,0541 - 0,0833 \text{ km}^3$ liegt. Der größte Abtrag durch den Gletscher fand wahrscheinlich während des Würm-Hochglazials statt, da aus dieser Hochphase der Würm Kaltzeit das größte Moränensystem (Schwabenhof) hervorgeht, welches bis zu 60m hohe Seitenmoränenwälle aufweist, die sich größtenteils aus angularem Schuttmaterial aus dem Kar aufbaut. Der junge Moränenkörper beinhaltet immerhin ein Volumen von circa $0,03 \text{ bis } 0,04 \text{ km}^3$, was in etwa $1/3$ des Karvolumens entspricht.

7.3. Chronologische Abfolge

In diesem Kapitel wird versucht eine mögliche chronologische Abfolge zu erstellen, die als Grundlage sowohl die Beziehung zwischen den Sedimentkörpern, als auch die Prozesse im Kontext mit den klimatischen Verhältnissen heranzieht.

Da lokale Hangbrekzien im Liegenden des Älteren Moränensystem, beziehungsweise als Komponenten in diesem sowie im „Höheren Terrassenkörper“ zu finden waren, kann davon ausgegangen werden, dass diese Hangbrekzien jedenfalls früher gebildet wurden. Diese lagen bereits verfestigt vor, bevor sie vom Gletscher des älteren Moränensystems erfasst wurden.

Aufgrund der Alterseinstufung des Älteren Moränensystems in Riß und des „Höheren Terrassenkörper“ als prärißzeitlich, wurde die Hangbrekzie wahrscheinlich viel früher gebildet.

Als mögliches Äquivalent dazu sei die Höttinger Brekzie bei Innsbruck genannt. Sie spiegelt am besten die Brekzienbildung im inneralpinen, während der Eiszeiten von einem Eisstromnetz geprägten Raum wider. Die Höttinger Brekzie stellt eine gut zementierte Brekzie dar, die hauptsächlich aus angularen Karbonaten (Trias) und Siltsteinen und nur wenigen kristallinen Fragmenten besteht, jedoch auch feinkörnige Lagen aufweist (van Husen & Reitner, 2011a). Die Einstufung in ein warmes Interglazial wurde aufgrund der gefundenen Flora vorgenommen und eine chronostratigraphische Einstufung zwischen Mindel und Riß Kaltzeit, also in das „Große Interglazial“, wird nach van Husen & Reitner (2011a) favorisiert. Neueste Arbeiten beispielsweise von Sanders & Ostermann (2006) korrelieren die Höttinger Brekzie mit MIS 5 und auch aktuelle Lumineszenzdatierungen von Gemmell & Spötl (2009) unterstützen dieses „junge“ Alter und lassen eine Bildung der Höttinger Brekzie während des Früh- bis Mittelwürm vermuten.

Im Gegensatz zur Typuslokalität der Höttinger Brekzie befindet sich das Untersuchungsgebiet am Rand der Alpen. Deshalb darf in diesem überwiegend periglazial geprägten Bereich nicht ausgeschlossen werden, dass es zumindest punktuell ältere Hangschuttakkumulationen (älter als das „Große Interglazial“) gegeben hat, die aufgrund der geringen, nur auf Karräume konzentrierten Vergletscherungen, erhalten geblieben sein könnten. Insofern bleibt die genaue zeitliche Einstufung der Hangbrekzien-Körper offen. Folglich können auch keine Rückschlüsse auf das Bildungsalter des „Höheren Terrassenkörpers“ angestellt werden. Im Prinzip könnte das Vorhandensein von Komponenten aus Hangbrekzien in diesem Schotterzug ein Indiz für die Bildung nach dem „Großen Interglazial“ sein. Allerdings liegt der Schotterkörper weitaus höher als die Sedimente der älteren Moräne, welche wahrscheinlich während der Riß Kaltzeit oder einer älteren

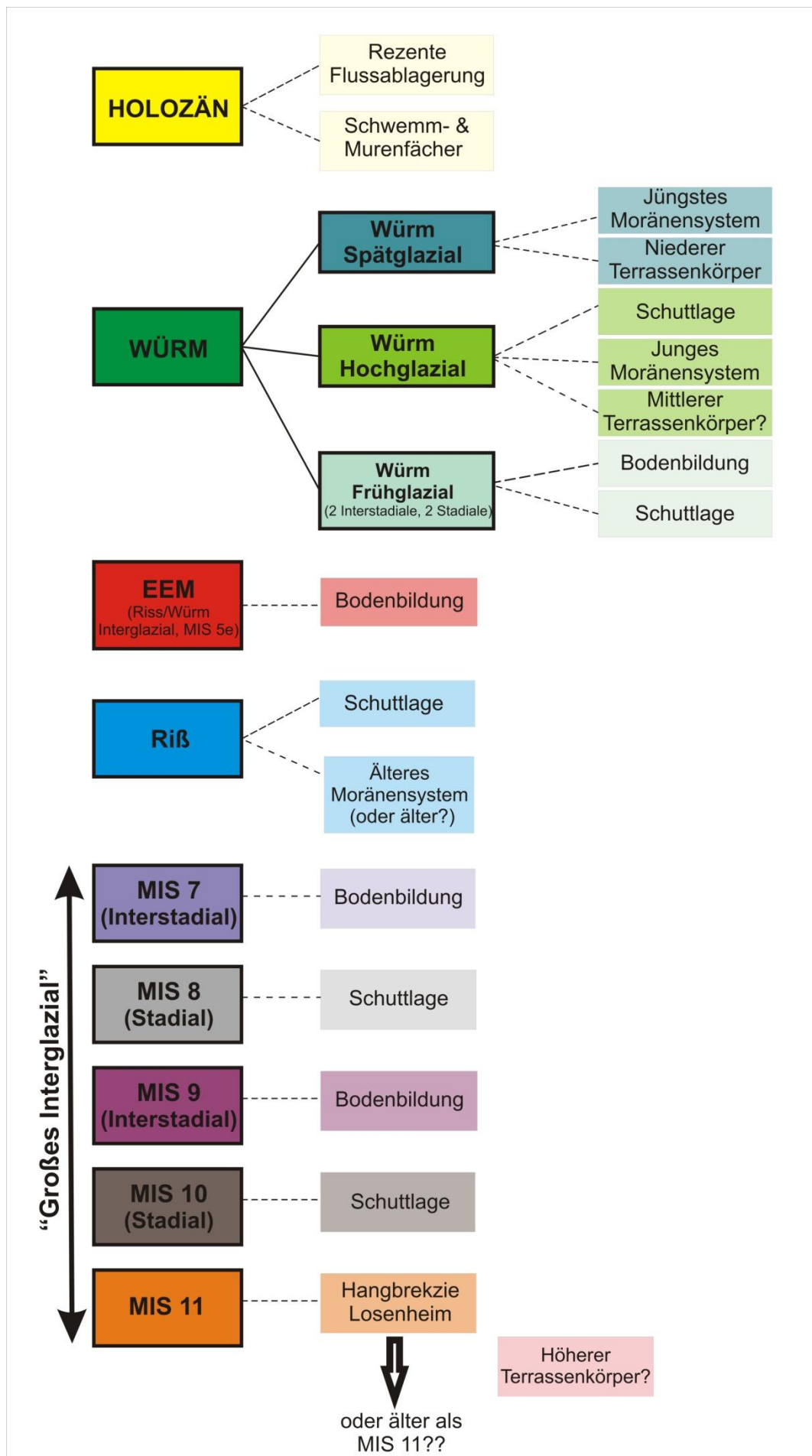
Vergletscherung abgelagert wurden, und ist damit aufgrund der räumlichen Befunde sicherlich älter.

Auf das ältere Moränensystem folgt der (möglicherweise) „Mittlerer Terrassenkörper“, wobei nicht sicher ist ob dieser Körper eigenständig ist, oder nicht vielleicht zum „Niederem Terrassenkörper“ gehört, der nach der Ablagerung des Jungen Moränensystem aufgeschüttet wurde.

Das Junge System stammt eindeutig aufgrund der großen Seitenmoränen und der noch nicht durch Verwitterung geglätteten Geländeoberfläche aus dem Würm Hochglazial. Gefolgt von Schotterakkumulationen im Vorfeld, welche den „Niederem Terrassenkörper“ bilden. Das Jüngste Moränensystem steht für die letzte Stabilisierung des Gletschers während des Würm-Spätglazials.

Der Bildung der Schutthalde im periglazialen Bereich, erfolgte bereits nach der Bildung des „Höheren Terrassenkörpers“, da nachher kein Sedimentkörper mehr an diese Höhenlage heranreichte. Die zeitliche Einstufung der Abfolge von Boden- und Schuttlagen erfolgt vom Hangenden zum Liegenden (also jung nach alt), wobei die mächtigeren Paläoböden mit den aus den Sauerstoffisotopenkurve (MIS) bekannten Interglazialen korreliert wurden. Analog zur Löss-Stratigraphie könnte die schwächere Bodenbildung ein Frühwürm-Interstadial repräsentieren. Im Hinblick auf die zeitliche Einstufung, wäre noch die Durchführung einer U/Th Datierung der Zementlagen im Liegenden der Paläoböden sicherlich hilfreich. Dies würde sich für zukünftige Forschungsarbeiten zu diesem Thema/Gebiet sicherlich anbieten.

Um das Ganze nun etwas vereinfacht darzustellen wurde ein Diagramm erstellt, welches die mögliche chronologische Einstufung der Sedimente besser veranschaulicht:



Abschließend soll ein kurzer Abriss zur Lage der Schneegrenzen und zu den klimatischen Verhältnissen im Hoch-/Spätwürm gegeben werden, welche gut ins Bild der chronologischen Einstufung passen und diese Arbeit abrunden.

7.3.1. Schneegrenzen

Das junge System (Würm Hochglazial) lieferte mittels der Methode nach Lichtenecker (1938) eine Schneegrenze von 1200 – 1250m, was einem AAR Verhältnis von 1:1 entspricht und einen schuttbedeckten Gletscher dokumentiert. Diese Schneegrenze korreliert mit ELA's für das Hochglazial aus anderen östlich gelegenen Gebieten der Ostalpen (vgl. Kap. 4.2.). Rekonstruktionen der Hypsographischen Kurven, die erst in Folge der Methode nach Lichtenecker (1938) erstellt werden konnten, untermauerten die vermuteten Schneegrenzhöhen und so ergab sich eine ELA zwischen 1200-1260m. Die Schwankungsbreite lässt sich so erklären, dass einerseits laterale Anteile, wie der Breach Lobe Richtung Losenheim, so wie ein kleinerer Gletscherast aus der Krummen Ries kommend (kleiner und schmaler als Breach Lobe → geringfügiger Massenzuwachs des Gletschers) miteinbezogen wurden, was zu einer niedrigeren ELA von 1200m führte. Andererseits ergibt sich für die ELA, wenn die lateralen Anteile komplett unberücksichtigt bleiben ein Wert von 1260m.

Da die Ermittlung der ELA mittels Seitenmoräne für das jüngste System (Würm-Spätglazial) einen sehr unrealistischen Wert von 1260-1270m lieferte, was zudem einem AAR Verhältnis von 3:1 entsprechen würde, war diese Methode nicht sehr aussagekräftig. Ein sehr viel realistischeres Ergebnis wurde durch die Rekonstruktion der Hypsographischen Kurve mit einem Verhältnis von 1:1, welches für einen schuttbedeckten Gletscher typisch ist, erzielt. Dadurch ergab sich eine ELA für das jüngere System (Würm Spätglazial) bei einer Höhe von 1480m. Diese ELA korreliert sehr gut mit regionalen Vergleichsdaten für das Spätglazial von Penck & Brückner (1909) und Kolmer (1993) (vgl. Kap. 4.2.).

7.3.2. Klimatische Verhältnisse im Hoch- und Spätwürm

Da der Stirnbereich des Jungen Moränensystems eine geschlossene Kastenform zeigt, an welcher nicht einmal ansatzweise ein Gletschertor ausgebildet erscheint und zusätzlich fast kein Material (glazi)fluvial ins Vorfeld transportiert wurde, herrschten im Würm-Hochglazial sehr kalte und trockene Bedingungen vor. Diese Vermutung wird durch die Paläorekonstruktion von Frenzel et al. (1992) gestützt, die für dieses Gebiet zur Zeit des LGM eine Reduktion der Durchschnittstemperatur um -10 bis -12°C und eine sehr geringe Niederschlagsmenge mit weniger als 500 bis 750mm gegenüber heute angeben. Heute liegt die Durchschnittstemperatur im Raum

Puchberg immerhin bei 7,5°C und der jährliche Durchschnittsniederschlag bei 897mm (Hydrographisches Jahrbuch von Österreich, 2009).

Schließlich entstand durch diese Masterarbeit einerseits eine neue quartärgeologische Karte des Gebietes Schneebergdörfel, andererseits konnte eine (mögliche/ungefähre) chronologische Abfolge der einzelnen Sedimentkörper erstellt werden. Die Grundlage für diese Einteilung stellten die Erkenntnisse über die klimatischen Verhältnisse im Quartär dar, denn die verschiedenen Prozesse, welche die Sedimentkörper bedingen, waren direkt abhängig vom Klima und wurden somit durch dieses gesteuert!

Danksagung

In erster Linie möchte ich mich ganz herzlich bei meinen Betreuern Herrn Ao. Univ.-Prof. Dr. Michael Wagreich und Herrn Mag. Dr. Jürgen Reitner für die freundliche, geduldige und kompetente Betreuung, über den gesamten Zeitraum meiner Masterarbeit, bedanken. Beide standen mir bei Fragen und Problemstellungen, sowohl was meine Masterarbeit, als auch die Geländearbeit betrifft, stets mit fachlicher Kompetenz, sowie ihrer Erfahrung und kritischen Anregungen zur Seite.

An dieser Stelle möchte ich mich auch herzlich bei den Verantwortlichen der GBA, insbesondere bei Frau HR Dr. Maria Heinrich, bedanken, die mir im Rahmen des Projekts N-C-76 AngedaN, die Erstellung dieser Masterarbeit ermöglichten und mich zusätzlich finanziell unterstützten.

Ich möchte mich ebenfalls bei der Niederösterreichischen Landesregierung bedanken, die mir sowohl Laserscan-Daten, als auch Farbornthofotos des Kartierungsgebietes zur Verfügung stellten.

Ein großes Dankeschön auch an Frau Ao. Univ. Prof. Mag. Dr. Susanne Gier, die mich mit Rat und Tat bei der Tonmineralanalyse unterstützte.

Des Weiteren gilt mein besonderer Dank Herrn Mag. Piotr Lipiarski von der GBA und Herrn Mag. Andras Zamolyi von der Universität Wien/OMV, die mir beide stets hilfreich zur Seite standen, wenn ich mit Fragen bezüglich des Geoinformationsprogramms ArcGIS 10 zu Ihnen kam.

Meinem Freund, Jan Ullrich, möchte ich für seine Geduld und sein Verständnis, die er über den gesamten Zeitraum meiner Masterarbeit aufbrachte, sowie die investierte Zeit und Anstrengung, als er mir beim Tragen und Sieben des Probenmaterials behilflich war, danken.

Schließlich möchte ich noch meinen Eltern, Gerhard und Marion Seidl, danken, die mich sowohl während meiner Masterarbeit, als auch während meiner gesamten Studienzeit immer unterstützten und für mich da waren.

Literaturverzeichnis

- ABELE, G.**, 1974. Bergstürze in den Alpen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 25, München.
- BACHMANN, R.C.**, 1978. Gletscher der Alpen, Hallwag Verlag, Bern, 304 S.
- BARSCH, D.**, 1996. Rockglaciers – Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments, Springer Verlag, Berlin, 331 S.
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A.**, 1998. Glaciers & Glaciation, Edward Arnold, London, 734 S.
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A.**, 2010. Glaciers & Glaciation, 2nd Edition, Edward Arnold, London, 802 S.
- BENNETT, G.L., CARBONNEAU, P., EVANS, D.J.A., TWIGG, V.R.**, 2010. Evolution of a debris-charged glacier landsystem, Kvíárjökull, Iceland. Journal of Maps, 2010, 40-67.
- BLAUHUT, A.**, 1992. Das Quartär der Gesäuseberge südlich der Enns (Steiermark). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geologisches Institut Wien, 99 S.
- CORNELIUS, H.P.**, 1951. Die Geologie des Schneeberggebietes (Erläuterungen zur geologischen Karte des Schneeberges 1:25.000). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband 2, 112 S.
- CORNELIUS, H.P.**, 1951. Geologische Karte des Schneeberges und seiner Umgebung 1:25.000. Geologische Bundesanstalt.
- EVANS, D.J.A.**, 2003. Glacial Landsystems. Edward Arnold, London, 372-406.
- FRENZEL, B., PECSI, M. & VELICHKO, A. A.**, 1992. Atlas of Paleoclimate and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere: Late Pleistocene - Holocene. Geogr. Res. Institute, G. Fischer Verlag, Budapest-Stuttgart.
- FRISCH, W., DUNKL, I., KUHLEMANN J., SZÉKELY, B.**, 2003. Die Hochplateaus in den Kalkalpen – 35 Millionen Jahre alte Landoberflächen. Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmundner Geo Studien 2, 181-189.
- GEMMELL, A.M.D., SPÖTL, C.**, 2009. Dating the Höttinger Breccia near Innsbruck (Austria), a classical Quaternary site in the Alps. Austrian Journal of Earth Sciences, 102, 50-61.

GIBBARD, P.L., HEAD, M.J., WALKER, M.J.C. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY, 2009. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. Journal of Quaternary Science, 25, 96-102.

GLAEßNER, M.F., 1935. Augensteinschotter im Bereich des Semmeringkalks und die geologischen Verhältnisse des Fundgebietes. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 11, Wien, 167-171.

Hydrographisches Jahrbuch von Österreich, 2009. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Abteilung VII/3-Wasserhaushalt, 117, 954 S.

International Stratigraphic Chart, IUGS 2010.
(http://www.stratigraphy.org/ics%20chart/09_2010/StratChart2010.pdf)

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W., SCHLÜCHTER, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. Journal of Quaternary Science, 23, 559–573.

IWATA, S., 2000. Morphological evolution of the debris cover on Khumbu Glacier, Nepal, between 1978 and 1995. In: Debris-covered Glaciers, IAHS Publications Nr. 264, 3-11.

KASER, G. & OSAMSTON, H.A., 2006. Tropical glaciers. Cambridge University Press, Cambridge, 207 S.

KELLER, B., 1996. Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. Mitteilung der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, 132, 5–10.

KELLERER-PIRKLBAUER, A., 2009. Wie alt sind Blockgletscher in den Österreichischen Alpen? Das Beispiel der Blockgletscher im Dösener Tal, Ankogelgruppe, datiert mit Hilfe der Schmidt-Hammer Methode. Alpine space - man & environment, 6, 65 – 76.

KERSCHNER, H., 1990. Methoden der Schneegrenzbestimmung. In: Liedtke, H., Eiszeitforschung. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 299-311.

KERSCHNER, H., 2009. Gletscher und Klima im Alpenen Spätglazial und frühen Holozän. Alpine space - man & environment, 6, 5 – 36.

KIRKBRIDE, M.P., 1993. The temporal significance of transitions from melting to calving termini at glaciers in the central Southern Alps of New Zealand. The Holocene 3, 3, 232-240.

KIRKBRIDE, M.P., 2000a. Recent areal and altimetric variations of Miage Glacier (Monte Bianco massif, Italian Alps). In: Debris-covered Glaciers, IAHS Publication Nr. 264, 227-233.

KIRKBRIDE, M.P., 2000b. Ice-marginal geomorphology and Holocene expansion of debris-covered Tasman Glacier, New Zealand. In: Debris-covered Glaciers, IAHS Publications Nr. 264, 211-217.

KLEBELSBERG, R.v., 1947. Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. Bericht d. Naturw.-mediz. Ver. Innsbruck, 47, 9-32.

KOLMER, C., 1993. Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab Nordabdachung. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 111 S.

LEIN, R., 1987. Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, R (eds.). Geodynamics of the Eastern Alps, Wien, 85-102.

LICHTENECKER, N., 1938. Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. In: Verhandlungen der III. Internationalen Quartär - Konferenz, Vienna, 1936, 141-147

MANDL, G.W., 1996. Zur Geologie des Ödenhof Fensters (Nördliche Kalkalpen, Österreich). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 139/4, 473-487.

MANDL, G.W., 2001. Die östlichen Kalkhochalpen – Stratigraphie und fazielle Differenzierung vom Perm bis in den Jura. Geologische Bundesanstalt, Arbeitstagung 2011, 71-87.

MENZIES, J., 2002. Modern and Past Glacial Environments. Butterworth-Heinemann, Great Britain, 543 S.

PENCK, A. & **BRÜCKNER**, E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter 3.Band, Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig, 1136-1137.

POISEL, R., **EPPESTEINER**, W., 1988. Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 1. Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. Felsbau 6, 189-194.

PORTER, S.C., 1975. Equilibrium-line altitude of late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. Quaternary Research 5, 27-47.

PILLANS, B & **NAISH**, T., 2004. Defining the Quaternary. Quaternary Science Reviews, 23, 2271–2282.

- REITNER, J.**, 1993. Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 136/3, 583-584.
- REITNER, J., LANG, M., VAN HUSEN, D.**, 1993. Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). Quaternary International 18, 43-51.
- SANDERS, D., OSTERMANN, M.**, 2006. Depositional setting of the sedimentary rocks containing the "warm-interglacial" fossil flora of the Höttinger Brekzie (Pleistocene, Northern Calcareous Alps, Austria): a reconstruction. Veröffentlichung Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, 86, 91-118.
- SANDERS, D., OSTERMANN, M., KRAMERS, J.**, 2009. Quaternary carbonate-rocky talus slope successions (Eastern Alps, Austria): sedimentary facies and facies architecture. Facies, 55, 345-373.
- SCHEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P.**, 1982. Lehrbuch der Bodenkunde. Enke Verlag Stuttgart, 442 S.
- SCHLICHTING, E.**, 1986. Einführung in die Bodenkunde. Verlag Paul Parey, Pareys Studentexte 58, 131 S.
- SHRODER, J.F., BISHOP, M.P., COPLAND, L., SLOAN, V.F.**, 2000. Debris-covered Glaciers and Rock Glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. Geografiska Annaler, 82 A, 1, 17–31.
- SUMMESBERGER, H.**, 1991. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- THOMSON, M.H., KIRKBRIDE, M.P. & BROCK, B.W.**, 2000. Twentieth century surface elevation change of the Miage Glacier, Italian Alps. In: Debris-covered Glaciers, IAHS Publications Nr. 264, 219-225.
- TUCKER, M.E.**, 1985. Einführung in die Sedimentpetrologie, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 262 S.
- VAN HUSEN, D.**, 1981. Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. Mitteilung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 74/75, 197-230.
- VAN HUSEN, D.**, 1987. Die Ostalpen in den Eiszeiten. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geologischen Bundesanstalt. Wien, 24 S.

VAN HUSEN, D., 2000. Geological processes during the Quaternary. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 92, 135–156.

VAN HUSEN, D., REITNER, J., 2011a. An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. Quaternary Science Journal, 60, 2-3, 366- 387.

VAN HUSEN, D. REITNER, J., 2011b. Die Lösssequenz von Wels/Aschet (ehemalige Lehmgrube Würzburger). Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung, 19, 84 S.

WEISSENBÄCK, M., 1991. Das Quartär der Gesäuseberge nördlich der Enns (Steiermark). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geologisches Institut Wien, 89 S.

WESSELY, G., 2006. Geologie der österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. Geologische Bundesanstalt, 416 S.

WINKLER, S., 2009. Gletscher und ihre Landschaften. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 183 S.

ZIENERT, A., 1965. Gran Paradiso - Mont Blanc: Prähistorische und historische Gletscherstände. In: Eiszeitalter und Gegenwart, 16, 202-225.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Lage des Schneeberges innerhalb Österreichs	7
Abbildung 2: Ausschnitt aus der geologischen Karte des Schneeberges und seiner Umgebung 1:25.000, CORNELIUS (1951)	7
Abbildung 3: Laserscan, Detailausschnitt zeigt Moränenkomplex westlich des Schwabenhofs, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76).....	8
Abbildung 4: Geographische Lage des Kartierungsgebietes (verändert aus Google Maps)	9
Abbildung 5: Kartierungsgebiet (rot), Österreichische Karte 1:50.000 (ÖK 50), BEV 2005	9
Abbildung 6: Breite Ries und Krumme Ries, Blickrichtung W	10
Abbildung 7: Blickrichtung E von der Breiten Ries hinunter ins Tal	10
Abbildung 8: Faziesschema Trias-Perm nach Mandl (2001), aus Wessely (2006, Abb. 210, S. 116)	14
Abbildung 9: Plateau Kuhschneeberg, aus: http://www.schneeberg.meisterworld.de/wp- content/Kuhschneeberg.jpg	17
Abbildung 10: Sedimentverteilung in Abhängigkeit des jeweiligen Transport- und Ablagerungsprozesses, aus Keller, 1996.	19
Abbildung 11: 12 Grundklassen der Lithofazies-Codes im ternären Mischungsdiagramm, aus Keller, 1996.....	20
Abbildung 12: Die 12 Grundklassen des Lithofazies-Codes, aus Keller, 1996.....	20
Abbildung 13: Rundungsklassen nach PETTIJOHN et al., 1987 (aus Tucker, 1985)	23
Abbildung 14: Massen- und Energiefluss in einem idealisierten Gletscher (nach Brodzikowski and van Loon, aus: Benn & Evans, 2010, Fig. 1.3, S 4)	29
Abbildung 15: Tenton Gletscher (Kargletscher) im Grand Tentons National Park in Wyoming, USA. aus: http://www.swisseduc.ch/glaciers/earth_icy_planet/glaciers02-en.html?id=4	31
Abbildung 16: Khumbu Gletscher (debris covered glacier) in der Everstregion in Nepal, aus: ttp://www.swisseduc.ch/glaciers/earth_icy_planet/ glaciers03-en.html?id=12	32
Abbildung 17: Transportmechanismen eines Gletschers, aus Winkler, 2009, Abb 8.1, S 87.....	34
Abbildung 18: Rock glacier Klassifikation nach ihrer Morphologie & wie sie bei der Vergletscherung gebildet werden. (aus Benn & Evans, 2010, Fig. 12.29 , S 618)	39
Abbildung 19: Aktuelle Geologische Zeitskala des Känozoikums, das Quartär (rot eingerahmt) beginnt bei 2,588 Ma. (aus Gibbard et al., 2009).....	40

Abbildung 20: Quartärstratigraphie in Österreich mit den 4 großen Vereisungen (Günz, Mindel, Riss, Würm), aus van Husen & Reitner (2011a2011)	42
Abbildung 21: Ausdehnung der 4 großen Vereisungen im Ostalpenraum (verändert aus van Husen, 2000, S 137); Hochschwab, Dürrenstein	43
Abbildung 22: Vergletscherte Gebiete in den östlichen Ostalpen während Riß und Würm, Ausschnitt aus der Geologischen Karte von NÖ 1:200.000 (Geol. B.-A.,2002), aus Wessely, 2006, Abb. 478, S. 237	44
Abbildung 23: Vergletscherung des Ostalpenraums im Würm Hochglazial, verändert nach Van Husen 1994, aus Rocky Austria, 2002	45
Abbildung 24: Vergletscherung im Würm-Hochglazial: Schneeberg, Hochschwab, Rax, Stuhleck und Dürrenstein (verändert nach Van Husen 1987)	46
Abbildung 25: Schneegrenzen im Ostalpenraum im 19.Jahrhundert, aus Lichtenecker (1938), roter Punkt zeigt die Lage des Schneeberges.....	49
Abbildung 26: Laserscanausschnitt Bereich Breite Ries, rote Umrahmung: jüngster Moränenkörper, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76).....	52
Abbildung 27: "Erich Zauder" Block auf 1200m NN	53
Abbildung 28: Laserscanausschnitt Bereich Schwabenhof mit Querschnittsprofilen A-B, C-D und Punkte der Probenahmen, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)	55
Abbildung 29: Längsprofil I-II Bereich Schwabenhof.....	56
Abbildung 30: Querschnittsprofil A-B Bereich Schwabenhof	57
Abbildung 31: Querschnittsprofil C-D Bereich Schwabenhof	57
Abbildung 32: Probe aus dem jungen Moränenwall westlich des Schwabenhofs (P/11/2), matrixgestützter, geschichteter Diamikt	58
Abbildung 33: Probe aus dem jungen Moränen westlich des Schwabenhof (P/11/3), korngestützter, geschichteter Diamikt	58
Abbildung 34: Der Laserscanausschnitt zeigt die auffällige Struktur Richtung Losenheim in roter Umrandung, Längsprofil III-IV, Querprofil K-L, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76).....	61
Abbildung 35: Querschnittsprofil K-L des lobenförmigen Körpers SW Losenheim.....	62
Abbildung 36: Längsprofil III-IV des Körpers SW Losenheim	62
Abbildung 37: Laserscanausschnitt Bereich Krumme Ries mit vier Querschnittsprofilen, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76).....	64
Abbildung 38: Querschnittsprofil Q-R zeigt die beiden niedrigeren Wälle im Bereich der Krummen Ries	65

Abbildung 39: Querschnittsprofil O-P des größeren Walles innerhalb der Krummen Ries, der den Übergang 2er kleinere Wälle in einen größeren zeigt	65
Abbildung 40: Laserscanausschnitt der 3 Bereiche des älteren Systems, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76).....	67
Abbildung 41: Teil des Älteren Moränensystems NW der Breach-lobe Struktur des Jungen Systems, matrixgestützter, massiver Diamikt	68
Abbildung 42: Laserscanausschnitt mit den glazifluviatilen Bereichen (rot = Niederer Terrassenkörper, gelb= Mittlerer Terrassenkörper, blau = Höherer Terrassenkörper, Querschnittsprofile E-F, G-H, I-J © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76).....	72
Abbildung 43: Mächtigster Terrassenkörper, der sich nordöstlich von Schneebergdörfel Richtung Hof erstreckt, Blickrichtung NW, innerhalb der gelben Fläche sind Hangbrekzien zu finden.	73
Abbildung 44: Querschnittsprofil G-H Schotterkörper, (blau = Höherer Terrassenkörper, rot = Niederer Terrassenkörper, hellgrau = Werfener Schichten, dunkelgrau = rezente Flussablagerungen)	73
Abbildung 45: Querschnittsprofil E-F Schotterkörper, (blau = Höherer Terrassenkörper, rot = Niederer Terrassenkörper, hellgrau = Werfener Schichten, dunkelgrau = rezente Flussablagerungen).....	75
Abbildung 46: Querschnittsprofil I-J (blau = Höherer Terrassenkörper, gelb = Mittlerer Terrassenkörper, rot = Niederer Terrassenkörper, hellgrau = Werfener Schichten, dunkelgrau = rezente Flussabl., violett = Wetterstein Formation mit Hangschuttbereichen)	75
Abbildung 47: Laserscanausschnitt mit zahlreichen Depressionen (rot umrandet), © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76).....	78
Abbildung 48: Deutlich sichtbare Depressionen im Bereich eines Murenfächers etwa 600m westlich des Schwabenhof (N47 46.902 E15 52.195)	79
Abbildung 49: Zerrspalten gelb umrandet, Hangschutt Breite Ries (rot umrahmt) und Bereich nahe Nandlboden (blau umrahmt) © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76)	81
Abbildung 50: Felswände und Hangschutt der Krummen Ries (rot) und des Nandlboden (blau), Verlauf des Längsprofil V-VI in der Krummen Ries.....	82
Abbildung 51:Schutthalde im Kar der Breiten Ries, Blickrichtung W, N47 46.576 E15 49.450	83
Abbildung 52: Längsprofil V-VI, Felswände und Hangschuttbereich Breite Ries	83
Abbildung 53: Verbreitung der Hangbrekzien (braune Flächen) im Untersuchungsgebiet.....	85
Abbildung 54: einzelner Block aus Hangbrekzie im Bereich der älteren Moränenablagerung.....	86
Abbildung 55: Massive Hangbrekzie beim Bruckerhof	87

Abbildung 56: Detail aus Abb. 55, zeigt die gegen SE einfallende Schichtung innerhalb der massiven Hangbrekzie mit 110/15.....	87
Abbildung 57: Generelle Ausbildung und Aussehen einer Schutthalde, aus Sanders et. al (2009)	88
Abbildung 58: Kiesgrube (P) unterhalb des Lärchwegs, © Land Niederösterreich (Proj. N-C-76).....	90
Abbildung 59: Überblick über die Kiesgrube mit den Wechsellagerungen aus Boden- und Schuttlagen, Profil (gelbe Linie).....	91
Abbildung 60: Korngestützte Lage mit weißen Kalkkonkretionen (K), darüber liegt eine mittelbraune feinkörnige, matrixreicher Lage (B) mit einer auffälligen Faltenstruktur	91
Abbildung 61: Profil Kiesgrube, Wechsellagerung aus Schutt- und Paläobodenlagen mit Probennummerierung.....	93
Abbildung 62: Kornsummenkurven aller Proben: junge Moränensedimente, Paläobodenlagen (periglazial), Ausgangssubstrat für Paläoböden (periglazial), älteres Moränensediment, fluviatile Sedimente	96
Abbildung 63: Korngrößenverteilung Kies-Sand-Silt/Ton, Y: junge Moränensedimente, Y: Paläoböden (periglazial) Y: Ausgangssubstrat für Paläoböden (periglazial), O: ältere Moränensedimente, G: fluviatiler Schotter.....	97
Abbildung 64: Kornrundungsdiagramm, Y: junge Moränensedimente, Y: Paläoböden (periglazial), Y: Ausgangssubstrat für Paläoböden (periglazial), O: ältere Moränensedimente, G: fluviatiler Schotter	97
Abbildung 65: Kornformanalyse der Proben nach ZINGG (Tucker, 1985)	98
Abbildung 66: Lithologieverteilung innerhalb der verschiedenen Sedimentproben (Durchschnittswerte).....	99
Abbildung 67: Dünnschliffe 3,4,6 der Hangbrekzie. links: nicht gekreuzte Polarisatoren, rechts: gekreuzte Polarisatoren	99
Abbildung 68: XRD Auswertung P/11/13, älteres Moränensediment	99
Abbildung 69: XRD Auswertung P/11/5, Kalkschuttlage.....	99
Abbildung 70: XRD Auswertung P/11/6, Paläoboden	99
Abbildung 71: Volumenberechnung Kar Breite Ries	99
Abbildung 72: 1. Schritt → Polygon, dass die heutige Kargrenze zeigt, erstellen (Darstellung in ArcScene).....	99
Abbildung 73: 2.Schritt → jedem Punkt des Polygons (Shapefile) wird eine Höhe zugeordnet und dann wird es in ein TIN File konvertiert, dass die ehemalige Geländeoberfläche realistisch darstellt und somit den Kar Deckel bildet	99

Abbildung 74: 3. Schritt → Mit Werkzeug „Abtrag/Auftrag“ wird Differenz zwischen TIN (jetzt GRID File) und Höhenmodell (DGM, grau) berechnet. Blaue Fläche = abgetragenes Volumen, Gelbe Fläche = aufgetragenes Volumen	99
Abbildung 75: Ausdehnung des ehemaligen Gletschers	99
Abbildung 76: Junge Gletscherausdehnung mit zwei Gleichgewichtslinien, ELA ohne (rot) und mit Ausbruch (blau)	99
Abbildung 77: Jüngste Gletscherausdehnung mit ELA am höchsten Punkt der Seitenmoräne (blau) und einer anderen ELA zwischen 1400 und 1500m NN (schwarz).....	99
Abbildung 78: Hypsometrische Kurve Junge Gletscherausdehnung, S_a = Ablations-, S_c = Akkumulationszone, $S_a : S_c = 1:1$, Rote Kurve = Gletscherfläche ohne Ausbruch, Blaue Kurve = Gletscherfläche mit Ausbruch. Blau (mit Ausbruch)/rot (ohne Ausbruch) gestrichelte Linie $S_a:S_c$	99
Abbildung 79: Hypsometrische Kurve der Jüngsten Gletscherausdehnung, S_a = Ablationszone, S_c = Akkumulationszone, Blau → $S_c:S_a = 3:1$, Schwarz → $S_c:S_a = 1:1$	99
Abbildung 80: Luftaufnahme (1980) des Kvíárjökull Gletschers und seiner bis zu 150m hohen Seitenmoränenwälle, aus Bennet (2010)	99
Abbildung 81: Satellitenbild des Sachen Gletschers in N Pakistan, aus Shroder et al. (2000)	99
Abbildung 82: Satellitenbild aus Google Maps des Khumbu Gletschers, Gletscherfrontbereich	99
Abbildung 83: Satellitenbild aus Google Maps des Khumbu Gletschers, lateraler Ausbruch.....	99
Abbildung 84: Satellitenbild des Tasman Gletschers aus Google Maps, Frontbereich mit Gletschersee und Gletschertor	99
Abbildung 85: Miage Gletscher, aus www.swisseduc.ch	99
Abbildung 86: Miage Gletscher aus einem anderen Blickwinkel auf die Gletscherzunge und dem lateralen Ausbruch, aus swisseduc.ch	99

Anhang A - Auflistung aller Aufschlüsse

Nr.	Gestein	Faziescode (Keller)	Farbcode nach Munsell	Rundung	Matrix-/Korngestützt	Verkittung/Zementation	Größe	GPS	Probe	Datum
1	sandig-kiesiges, diamikt-polymiktes Konglomerat	Kies-(g-c)SSC bis Diamikt: Dc-Dmm	—	angular bis subangular bei größeren Komponenten	teils M (rot von Werfener Schichten)/teils K	gut karbonatisch verkittet	2x2m	N47°46'50,1" E15°51'20,0"	—	08.04.2010
2	sandig-kiesiges, polymiktes Konglomerat	Kies-(g-c)SSC bis Diamikt: Dc-Dmm	—	angular bis subangular	mehr rote Matrix von W.S als bei Aufschluss 1	teils karbonatisch verkittet	1x2m	N47°46'51,3" E15°51'18,1"	—	08.04.2010
3	Wettersteinkalk-Block mit roter Kalkeinschaltung?	Festgestein	—	—	—	—	Blockgröße ca. 2x1,5x3m	N47°46'58,2" E15°51'19,1"	—	08.04.2010
4	sandig-kiesiges, polymiktes Konglomerat	Kies-(g-c)SSC bis Diamikt: Dc-Dmm	—	subangular	rote Matrix von W.S	keine	1x2m	N47°46'62,9" E15°51'21,2"	—	08.04.2010
5	Wettersteinkalk-Block mit Baumbewuchs	Festgestein	—	—	—	—	Blockgröße ca. 6x1,5x2m	N47°46'65,9" E15°51'0,95"	—	08.04.2010
6	lose Steine	—	—	subrounded	—	—	2x2m	—	—	08.04.2010
7	Gutensteiner Kalke in roter Matrix, Seitenmoränenablagerung?	SSC	—	angular bis subangular	mehr rote Matrix als bisher	?	?	N47°46'62,2" E15°50'99,1"	—	08.04.2010
8	Gutenstein - Werfener S.?	SSC bis Dc-Dmm	—	—	M, rot, sehr bindig -> Hinweis auf Grundmoräne	—	—	—	—	08.04.2010
9	Wetterstein-/Steinalmkalk: Schutthalde	gSCc bis SSC	—	angular	K & M	Störungsbrekzie?	150x60m?	N47°46'90,0" E15°51'49,9"	—	08.04.2010
10	lose Steine vom Gletscher zurückgelassen?	—	—	subrounded	ziemlich bindiger Untergrund, M --> Schotter, obwohl wir laut alter Karte auf Schotterterrasse sein sollten	—	—	N47°46'92,9" E15°51'89,5"	—	08.04.2010
11	Werfener S. & Rauh-wacke (gelb-ocker, stark verwittert)	Festgestein	—	subangular	K & M	—	—	N47°47'12,4" E15°51'70,7"	—	08.04.2010

12	Rauhwanke (gelb-ocker, stark verwittert)	frisches Fest- gestein	–	–	–	–	10x 3m	N47°47'39,5" E15°52'73,8"	–	08.04.2010
13	lose Steine hellgrauer Kalk eventuell Wettersteinkal k	–	–	angular	–	–	faust- bis kopfgroße Blöcke	–	–	30.04.2010
14	einzelne Blöcke Gutenstein Kalk (dunkelgrau)	–	–	–	–	–	30 cm Durchmes ser	–	–	30.04.2010
15	Block aus Wetterstein oder Steinalm- kalk	–	–	–	–	–	1x2x1m	–	–	30.04.2010
16	sandig-kiesiges, diamikt- polymiktes Konglomerat	Kies:(g-c)SSC bis Diamikt: Dc-Dmm	–	subangular	teils M (rot von Werfener Schichten)/tei ls K	teils karbonatisch verkittet	–	–	–	30.04.2010
17	verkitteter hellgrauer Kalkblock	?	–	–	–	karbonatisch verkittet	2x1x2m	–	–	30.04.2010
18	kiesig-sandiges Konglomerat	Kies:(g-c)SSC bis Diamikt: Dc-Dmm	–	subangular	K & M	stark verkittet	–	–	–	30.04.2010
19	Wettersteinkal k	Fest-gestein	–	massiv	–	–	–	–	–	30.04.2010
20	sandig-kiesiges, polymiktes Konglomerat	Kies:(g-c)SSC bis Diamikt: Dc-Dmm	–	bindig, subangulare Komponenten	matrixgestütz t, rote Matrix von Werfener Schichten	bindige Substanz	–	–	–	20.07.2010
21	Wettersteinkal k Blöcke in Locker- sediment/ Diamikt	gSCc bis bSCc: Kiese in matrix und teilweise frei von Matrix + große Wetter- steinblocklag e	–	subangular- subrounded	Matrixfrei und teils mit matrix	–	ganzer Aufschluss ca. 10m lang und 8m hoch	N47°46'58,2" E15°50'77,2"	–	20.07.2010
22	Wiesen	Erdfälle	–	–	–	–	–	–	–	20.07.2010
23	Wettersteinkal k	Fest-gestein	–	massiv, zerklüftet	–	–	6x5x2m	N47°46'61,1" E15°49'83,3"	–	20.07.2010

24	Wiese mit Stufen --> anthropogen weil sehr gleichmässig und in selben Abständen	—	—	—	—	—	—	N47°46'90,2" E15°52'19,5"	—	26.07.2010
25	entwurzelte Birke mit Schotter?	gGm bis cGm	—	gut gerundet	matrixgestützt, rote Matrix von Werfener Schichten	bindige Substanz	—	—	—	26.07.2010
26	Wettersteinkalk	Felswand	—	massiv, zerklüftet	—	—	Aufschluss ca.	N47°47'11,6" E15°51'30,7"	—	27.07.2010
27	sandig-kiesiges diamiktes Material	Dc	—	angulare Kiese bis Steine	K	bindige Substanz??	—	N47°47'0,94" E15°51'54,2"	—	27.07.2010
28	sandig-kiesiges diamiktes Material	Dc	—	angulare Kiese bis Steine	K	bindige Substanz??	—	N47°47'0,52" E15°51'61,3"	—	27.07.2010
29	Wettersteinkalk	Festgestein	—	massiv	—	—	kleiner Aufschluss ca.	N47°47'0,22" E15°51'0,61"	—	27.07.2010
30	sandig-tonig-kiesiges diamiktes Material	Dc(m)	—	angular	k+m	bindige Substanz??	—	—	—	27.07.2010
31	Grenze Moränenwall/ Werfener Schichten dazwischen geht Murenfächer ab	gCm	—	Werfener S. hier mit subrounded Kalken	—	—	—	—	—	29.07.2010
32	Werfener Schichten	gSCc	—	angular	—	—	—	—	—	29.07.2010
33	Hangbrekzie	SCcs	—	angulare Komponenten	—	verkittet	—	—	—	29.07.2010
34	Werfener S. + bindiges Material	gCm	—	—	—	bindig	—	—	—	29.07.2010
35	einzelne Hangbrekzie im Wald	SCcs	—	subrounded	—	verkittet	0,5x0,4x0,3m	N47°46'92,5" E15°50'83,8"	—	29.07.2010
36	Miniwall-form?	—	—	—	—	—	—	N47°47'0,23" E15°50'67,2"	—	29.07.2010
37	Werfener Schichten mit Gips	gCm bis gSCc	—	rote sandie Matrix, dunkle und helle Kalkkomponenten (angular-subrounded)	m	—	—	N47°47'44,3" E15°51'41,9"	—	22.08.2010
38	Rauhwanke	SCc	—	subrounded	—	—	—	N47°47'33,3" E15°49'99,3"	Probe 1	22.08.2010

39	Rauhwanke	SCc bis Gc	—	subrounded bis subangular	k+m	verkittet, aber zerbricht leicht	—	—	—	21.09.2010
40	Werfener Schichten	gGm	—	rote sandige Matrix, dunkel stinkt, Gutensteiner Kalk) Kalk komponenten (subrounded-rounded)	m	—	—	—	—	21.09.2010
41	Rauhwanke	gSCc	—	angular	—	—	—	—	Probe 2	28.09.2010
42	Werfener Schichten	gGm?	—	—	—	—	—	N47°46'58,9" E15°52'02,2"	—	28.09.2010
43	Werfener Schichten darüber gerundete Kalke (Wetterstein und Grafenstein-kalk)	gGm?	—	—	—	—	—	N47°47'0,10" E15°51'58,9"	—	28.09.2010
44	Kante gut kartierbar: Werfener und Schotter	Kalk korngestützt - Schotter (gGc); Werfener	—	—	—	—	—	—	—	28.09.2010
45	Schotter, stark verwittert	gGc bis cGc	—	—	—	—	—	—	—	28.09.2010
46	Brekzie?	SCc	—	leicht rötliche Matrix, angular und rounded Kalke, kleine grüne Werfener Komp. (5%)	—	Verkittung wie bei Hangbrekzie	—	N47°46'84,7" E15°52'14,7"	Probe6, 3,4	28.09.2010
47	Schotter wieder	gGc bis cGc	—	—	—	—	—	—	—	28.09.2010
48	mächtige Schotter, darunter wieder Werfener - Kante zeichnen!	gGc bis cGc	—	—	—	—	—	—	—	28.09.2010
49	Übergang Rauhwanke/Werfener und Kalkgeschieben /Kalkbrekzien	SSC bis SCc	—	subrounded-subangular	—	—	—	—	—	28.09.2010
50	konglom. Brekzien am Weg	SCc	—	—	—	—	—	—	—	28.09.2010

51	Hangbrekzie	SCc	–	–	–	–	–	–	Probe 5	28.09.2010
52	Hang im Schneebergdörfel	wie Hang gegenüber; im steilen Bereich W.S. und Rauhwacke, Schotter in Ebene	–	–	–	–	–	–	–	31.10.2010
53	Rücken hinter Reiterhof bei Hof, Schotter	Schotter oder Werfener??	–	–	–	–	–	–	–	31.10.2010
54	2m unterhalb des Kammes der jüngeren Moräne (Kamm außenseite) Endmoränenablagerung	dmm-dms	2.5YR 3/4 dark redish brown	subangular Komponenten in roter Matrix	m	–	klein	N47°46'38,45" E15°50'35,43"	P/11/1 I & P/11/1 II	09.02.2011
55	2m unterhalb des Kammes der jüngeren Moräne (Kamm außenseite) Endmoränenablagerung	dms	2.5YR 4/6 red	subangular-angular	–	–	–	N47°46'39,39" E15°50'43,53"	P/11/2 I & P/11/2 II	09.02.2011
56	entspricht - Aufschluss 20! Außenseite junge Moräne, Endmoränenablagerung	dcs, geringer anteil dms	2.5YR 4/6, 5/6	subangular-angular	–	–	–	N47°46'36,98" E15°50'49,33"	P/11/3 I & P/11/3 II	09.02.2011
57	nicht repräsentativer Aufschluss und Probe	dcm	wie bisher 2.5YR 4/6	subangular-angular	–	–	–	N47°46'38,93" E15°51'11,84"	P/11/4	09.02.2011
58	Sand-Kies Grube mit Hangschutt	SCc	7.5 YR 4-5/6	–	–	–	–	N47° 46'54,80" E15° 51'39,17"	P/11/5 P/11/6 P/11/7 P/11/8 P/11/9 P/11/10	09.02.2011

59	Außenseite des großen Walles der jüngeren Moräne, an der Grenze zum kleinen j. Ausbruchswall, 1m unter Ah-Horizont, Seitenmoränenablagerung	SCc	7.5YR 5/8	fast keine Matrix, angular	–	–	–	N47°46'55,11" E15°50'25,96"	P/11/ 11 I & P/11/ 11 II	09.02.2011
60	Kamm der alten Moräne, Seitenmoränenablagerung	dmm - dms	2.5YR 4/8	deutlich rötere Matrix	–	–	–	N47°47'1,849" E15°50'34,87"	P/11/ 12 I & P/11/ 12 II	09.02.2011
61	Innenseite des alten Moränenwall	dms-dmm?	2.5YR 4/8	deutlich rötere Matrix, eventuell auch feinkörniger? - TONMINERALOGIE	–	–	–	N47°47'0,74" E15°50'33,07"	P/11/ 13	09.02.2011
62	Außenseite jüngerer großer Wall	SCc	7.5YR 4/6	subangular, leichte Karbonat-ausfällung	–	–	–	N47°47'5,01" E15°50'29,38"	P/11/ 14	09.02.2011
63	fluvioglazialAblagerung	–	–	–	–	–	–	N47°47'22,91" E15°52'35,12"	P/11/ 15	09.02.2011
64	Schwemmfächer? Mit Schotter?	–	–	sandige Matrix, gerundete Kalkkomp.	k	–	–	–	–	07.05.2011
65	Erhebung mit Schotter	–	–	kalkiger, gerundeter Schotter	k	–	–	–	–	07.05.2011
66	3 Erdfälle	–	–	Erdfälle mit anthropogenem Eintrag	–	–	–	–	–	07.05.2011
67	seite junger wall	dcs	7.5YR 4/5	feinsandig-schluffige rotbraune Matrix, angular-subangular, Wettersteinkalke, Gutensteiner Kalke	k	–	–	–	–	30.05.2011
68	Gutenstein Dolomit	Fest-gestein	–	sehr zerbrochen, tektonische Störung? Mit roten Einschaltungen & Calzitadern	–	–	–	–	–	30.05.2011
69	Wettersteinkalk Block	Fest-gestein	–	oberflächlich angerundet, dr Lösungsvorgänge	–	–	–	–	–	30.05.2011

70	Wettersteinkalk Block direkt am Wall, "Erich Zauder Block"	Festgestein	–	direkt am Wall, eingesedimentiert, glattes Relief, liegt schon lange, Beweis für Gletschertransport	–	–	–	N47°46'43,06" E15°49'34,70"	–	30.05.2011
71	Übergang großer Wall zu kleinerem Wall (beide jung)	–	–	–	–	–	–	–	–	30.05.2011
72	Wettersteinkalk Block an Innenseite Wall	Fest-gestein	–	Korallen an der Probe zu sehen (Riffschuttkalk), wieder viel subrounded Material herum	–	–	–	N47°46'43,12" E15°49'49,74"	74/11/1 --> zu Mandl gebracht	30.05.2011
73	Erratischer Block mit	Fest-gestein	–	–	–	–	–	–	–	30.05.2011
74	Erratischer Block mit Bewuchs	Fest-gestein	–	–	–	–	–	–	–	30.05.2011
75	Hangschuttbrekzie	SCc	–	–	k	–	–	–	–	30.05.2011
76	alter arm der moräne? Seitenmoränenablagerung	dms	2.5YR4/5	rötliche matrix, mehr als weiter oben?, polymikt-diamikt	m	–	–	–	–	30.05.2011
77	Weg über Ausbruch junge Moräne: 1) Kamm junger Wall parallel zu älterem Wall; 2) Ausbruch der jungen Moräne; 3) auf dem Ausbruch	–	–	–	–	–	–	1)N47°46'93,3" E15°51'18,2" 2)N47°46'90,9" E15°50'37,5" 3)N47°47'0,81" E15°50'0,49"	–	08.07.2011
78	Schutthalde	SCc	7.5YR2.5/2	Gutensteinerkalk dominiert mit 80-90%, angular, matrix dunkelbraun	k	–	–	N47°46'90,8" E15°50'11,7"	–	17.08.2011
79	junger Moränenteil	oben: Ssc, untere Meter werden feiner: Ssc-dmm	2.5YR 4/4	rote, schluffige-sandige Matrix	k-m	–	–	N47°46'89,3" E15°50'13,3"	–	17.08.2011

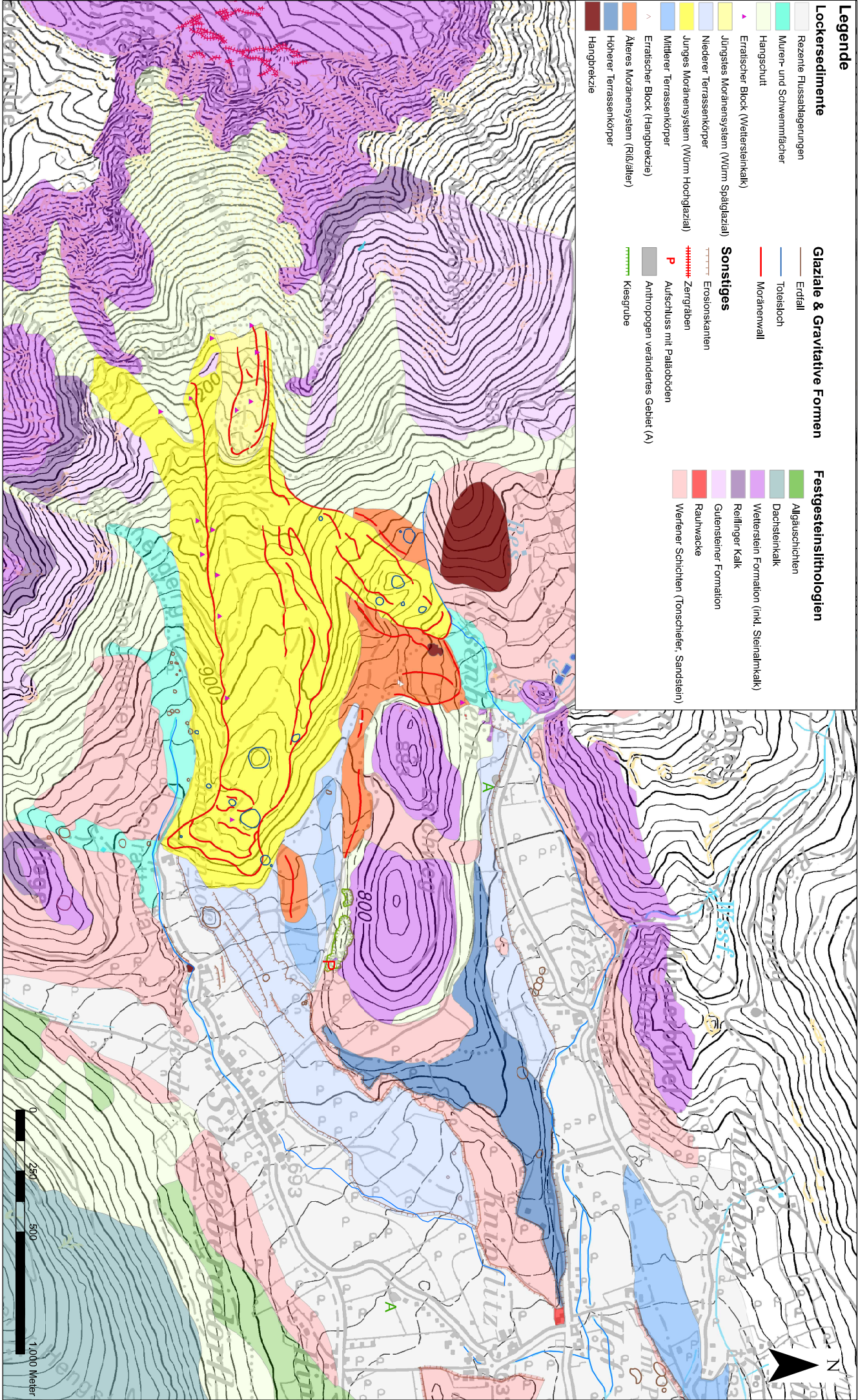
80	junger Moränenteil?	dcm-dmm	2.5YR4/5	dunkelrote sandige-schluffige Matrix, hauptsächlich Gutensteinerkalk, angular-subangular	k-m	–	–	N47°46'89,2" E15°50'18,5'	–	17.08.2011
81	wie 80	dcm-dmm	2.5YR4/6					N47°47'0,06" E15°50'12,3'	–	17.08.2011
82	Schutthalde?	SCc	7.5YR2.5/2	Gutensteinerkalk dominiert mit 80-90%, angular, matrix dunkelbraun	k	–	–	N47°47'0,25" E15°50'0,97"	–	17.08.2011
83	junger Moränenteil?	Ssc-dmm	2.5YR4/5	helle & dunkle kalke, oben grobblockig, darunter wird es feiner, angular-subangular	k-m	–	–	–	–	28.08.2011
84	Schutthalde?	SCc	7.5YR2.5/2	helle Kalke, große blöcke bis Steine, braune sandige Matrix	k	–	–	N47°46'69,9" E15°50'0,77"	–	28.08.2011
85	junger Moränenteil?	dcm-dmm	2.5YR4/6	rötliche matrix, mit hellen und dunklen kalken, hier wieder eine Grenze zwischen 84 & 85, über dem Aufschluss lagert ein großer unverwitterter Block 1x0,8x0,8m= 3m³	k-m	–	–	N47°46'77,0" E15°50'10,8" Block: N47°46'80,1" E15°50'13,3"	–	28.08.2011
86	junger Moränenteil?	dcm-dmm	2.5YR4/6	rötliche matrix sandig-schluffig	k-m	–	–	N47°46'81,6" E15°50'12,1'	–	28.08.2011
87	junger Moränenteil oder Schutthalde?	Ssc-dmm	2.5YR5/8	verschiedene Kalke, subangular-angular, rote sandig-schluffige matrix, feinkörniger als bei 86	k-m	–	–	N47°46'84,5" E15°50'10,4"	–	28.08.2011
88	junger Moränenteil?	dmc-dmm	2.5YR5/4	verschieden Kalke, subangular,rötliche sandige-schluffige matrix	m	–	–	N47°46'84,6" E15°50'0,97"	–	28.08.2011
89	junger Moränenteil oder Schutthalde?	Ssc-dmm	7.5YR5/4	bräunlich-rote matrix, subangular, verschieden Kalke, wieder eine Grenze?	m	–	–	N47°47'0,18" E15°50'0,21"	–	28.08.2011
90	wie 88	dmc-dmm	2.5YR5/4	–	m	–	–	N47°47'0,35" E15°50'0,19"	–	28.08.2011

Quartärgeologische Karte des Gebietes Schneebergdörfi - Breite Ries (ÖK 74/75)

Maßstab 1:10.000

Bearbeitet von: Sabrina Seidl, 2011

Festgesteinslithologien teilweise übernommen aus: Geologische Karte des Schneeberges und seiner Umgebung 1:25.000, H.P. CORNELIUS, Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg, 1:50.000



Sabrina SEIDL, Bakk.rer.nat.
Hetzgasse 15/3
1030 Wien

Telefon: 0664/4460536
Email: sabrina-seidl@live.at

CURRICULUM VITAE

PERSÖNLICHE DATEN

Familienstand:	ledig
Geburtsdatum:	09.10.1985
Geburtsort:	Wien
Staatsbürgerschaft:	Österreich

AUSBILDUNG

2009-2012	Masterstudium Erdwissenschaften, Universität Wien, Geozentrum UZA II, Althanstrasse 14, 1090 Wien
2005-2009	Bakkalaureatsstudium Erdwissenschaften, Universität Wien, Geozentrum UZA II, Althanstrasse 14 , 1090 Wien
2004-2005	Biomedizin & Biotechnologie, Veterinärmedizinische Universität, 1210 Wien
1996-2004	GRG 3, Kundmannngasse 20-22, 1030 Wien
1992-1996	Volksschule Löwengasse, 1030 Wien

BERUFSERFAHRUNG

07/2011 - 11/2011	Geologische Aufnahme der Künette WAG II (Sierndorf bis Enzersfeld) für OMV/GBA
03/2011- 07/2011	Tutorin „Sedimentologie, Fazieskunde (BA17)“, Universität Wien, Departement für Geodynamik und Sedimentologie
10/2010 - 02/2011	Tutorin „Stratigraphie (GPo_28_08)“, Universität Wien, Departement für Geodynamik und Sedimentologie
08/2010	OMV Praktikum, Abteilung Exploration & Produktion GmbH, Protteser Straße 40, 2230 Gänserndorf

03/2010 - 07/2010	Tutorin „Sedimentologie, Fazieskunde (BA17)“, Universität Wien, Departement für Geodynamik und Sedimentologie
07/2008	OMV Praktikum, Abteilung Exploration & Produktion GmbH, Gerasdorferstrasse, 1210 Wien
2005 – dato	Nebenberuflich bei Catering Opitz & Hasil (Servicepersonal, Cateringleiter)
07/2001	Praktikum AUVA, Bürotätigkeit

SPRACHEN & COMPUTERKENNTNISSE

- Deutsch	Muttersprache
- Englisch	sehr gut in Wort und Schrift
- Französisch	Grundkenntnisse
- ArcGIS 10	gute Kenntnisse
- GoCad	Grundkenntnisse
- Corel Draw	sehr gute Kenntnisse
- Corel Photo Paint	sehr gute Kenntnisse
- SigmaPlot	gute Kenntnisse
- Tridraw	gute Kenntnisse
- Microsoft Word	sehr gute Kenntnisse
- Microsoft Excel	sehr gute Kenntnisse
- Microsoft Power Point	sehr gute Kenntnisse

PUBLIKATIONEN

Artikel

TUITZ, C., EXNER, U., GRASEMANN, B., KAISER, J., SEIDL, S., PREH, A., GIER, S. & WAGREICH, M. (2008): The influence of grain size distribution on contact stresses acting between pebbles in unconsolidated gravel layers. Journal of Alpine Geology (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.), 49: 113-114.

Poster

SEIDL, S., REITNER, J. WAGREICH, M. (2011): Cirque glacier reconstruction at the eastern margin of the Alps. Poster: INQUA 2011, Bern 21.-27.Juli 2011, in Session 51: “Pleistocene chronostratigraphy, climate and glaciations in the Alps and other European Mountains”.