

# Glaziale und periglaziale Landschaftsentwicklung in der zentralen Ankogelgruppe seit der Jüngerer Dryas

MASTERARBEIT

zur Erlangung des akademischen Grades

Master of Science

der Studienrichtung

Physische Geographie und Gebirgsforschung

an der Karl-Franzens-Universität Graz

vorgelegt von

**Angelika HALBWIRTH**

am Institut für Geographie und Raumforschung  
der Karl-Franzens-Universität Graz

Begutachter:

MMag. Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer-Eulenstein

Graz, 2021

## **Vorwort**

Die Liebe für Natur und Geographie (speziell die Berge) wurde mir zwar schon in die Wiege gelegt, aber zum wirklichen „Feuer der Begeisterung“ ist sie erst im letzten Jahrzehnt geworden. Mit jeder Bergtour treten zig neue Wunschziele ins Blickfeld und mit diesen, das Bedürfnis alle Naturphänomene und -prozesse verstehen und erklären zu können: jede Bergspitze benennen, jede Blume kennen, jedes Gestein zuordnen – und dann doch immer wieder Neues entdecken und einmalige Eindrücke gewinnen.

Herzlich danken möchte ich meinem Betreuer MMag. Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer-Eulenstein für die gute Anleitung und die Unterstützung bei der Planung und Entwicklung dieser Masterarbeit, wodurch sich schrittweise die Kernpunkte eines für mich sehr interessanten Themas entwickelt haben.

Ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. Gerhard Karl Lieb möchte ich für die Möglichkeit danken, all seine zusammengetragenen Unterlagen zur Ankogelgruppe samt unveröffentlichter Daten in Ruhe studieren zu können und für die Anregungen zur Ausgestaltung der Arbeit.

Großer Dank gebührt schließlich meiner Mutter, die nicht nur bei der Geländearbeit in jeder Hinsicht eine wertvolle Unterstützung war, sondern obendrein meinen selten enden wollenden “Gipfel-Wünschen“ nachgekommen ist – und hoffentlich in Zukunft weiterhin öfters nachkommen kann. :-)

## Zusammenfassung

Vorzeitliche Gletscherstände und die Verbreitung von Permafrost sind wichtige Ansätze zur Erforschung und Erklärung der Landschaftsentwicklung im Hochgebirge. Zu diesem Zweck wurde die Geometrie bekannter Paläo-Gletscherstände im zentralen Bereich der Ankogelgruppe in Österreich nachgebildet und visualisiert: zum einen für den letzten Höchststand der „Kleinen Eiszeit“ um 1850 (an sieben Gletschern) und zum anderen für spätglaziale Egesen-Hochstände in der Jüngeren Dryas – mangels morphologischer Indikatoren im Untersuchungsgebiet jedoch nur in zwei Tälern. Als erste Grundlagen der Arbeit dienten geomorphologische Kartierungen und Expositionsdatierungen mit der Schmidt-Hammer-Methode auf ausgewählten Moränen und periglazialen Landschaftsformen im Zuge von Geländebegehungen. Die relativen Datierungen unterstützten vielfach die morphostratigraphischen Überlegungen zur Altersabschätzung der Moränenwälle und eröffneten zudem Einblicke in die Blockgletschergenese an einem Standort. Die Eisdicke und das Volumen der Paläogletscher wurde mit zwei semi-automatischen Methoden entlang von Längsprofilen („2D“) bzw. Fließlinien („3D“, GIS-gestützt) über die einzelnen Gletscher berechnet. Darauf aufbauend folgten Abschätzungen der Gleichgewichtslinien (*ELAs*) nach drei verschiedenen etablierten Methoden. Im Mittel beläuft sich die *ELA* der modellierten Gletscher um 1850 auf 2700 m, jedoch gibt es zum Teil große Differenzen in der Seehöhe (bis zu 150 m) zwischen den Berechnungsmethoden auf einzelnen Gletschern. Schemenhafte paläoklimatische Interpretationen der zwei erfassten egesenzeitlichen *ELA*-Depressionen deuten unter Annahme unveränderter Niederschlagssummen auf rund  $-1,5^{\circ}\text{C}$  niedrigere Sommertemperaturen im Vergleich zum Bezugsjahr 1850 bzw. auf im Mittel  $-3,7^{\circ}\text{C}$  zu „modernen“ *ELAs* im letzten Jahrzehnt von 2010 bis 2020.

## Abstract

### Glacial and Periglacial Landscape Evolution in the central Part of the Ankogel Mountains since the Younger Dryas

The reconstruction of former glacier extents and geometries as well as the formation of phenomena that are related to alpine permafrost are important for the explanatory landscape development in high mountain areas. With this in mind, the geometry of seven glaciers in the central part of the Ankogel group in Austria was recreated and visualized for the last major advance during the Little Ice Age at around 1850. Furthermore, the reconstruction of Lateglacial Egesen-stadial glaciers of the Younger Dryas period could only be accomplished in two valleys given the paucity of morphological evidence of the glacier extents in the field. Geomorphological mapping and Schmidt-hammer exposure-age dating on selected glacial moraines and periglacial landforms have been applied to provide essential base data. The relative age estimates derived from the latter method could endorse morphostratigraphical considerations in many cases and shed a light upon rock glacier genesis at one location (namely in the cirque east of Mallnitzer Scharte). Calculations of the ice thickness and the volume of the individual paleoglaciers were conducted along longitudinal profiles (in „2D“) and flowlines („3D“, GIS-based) with two semi-automatic methods. Based on this, estimations of former equilibrium line altitudes (*ELAs*) according to different calculation approaches were examined, since a minor aim was also to estimate paleoclimatic conditions during the peak of the last Lateglacial glacier advance. *ELA*-depressions of two glaciers modelled to the aforementioned maximum event point to lower summer temperatures of approximately  $-1,5^{\circ}\text{C}$  in respect to the last glacial maximum extent around 1850. In other words, they average  $-3,7^{\circ}\text{C}$  of difference to „modern“ *ELAs* of the past century from 2010 to 2020, if we assume comparable precipitation patterns for each of these stages.

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	2
Zusammenfassung.....	3
Inhaltsverzeichnis .....	5
Abbildungsverzeichnis .....	6
Tabellenverzeichnis .....	8
1. Einleitung.....	9
2. Untersuchungsgebiet .....	13
3. Methodik .....	18
3.1. Datengrundlagen .....	18
3.2. Geomorphologische Kartierung .....	20
3.3. Schmidt-Hammer-Methode.....	22
3.4. Gletscherrekonstruktionen.....	23
4. Ergebnisse.....	33
4.1. Schmidt-Hammer-Messungen .....	33
4.2. Gletscherrekonstruktionen.....	42
5. Diskussion.....	62
5.1. Schmidt-Hammer-Datierungen .....	62
5.2. Gletscher- und <i>ELA</i> -Rekonstruktionen.....	74
5.3. Chronologie und Paläoklima .....	83
5.4. Methodische Unsicherheiten .....	88
6. Schlussfolgerungen.....	91
7. Literatur .....	94

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Übersicht über das Untersuchungsgebiet der „zentralen“ Ankogelgruppe (die Rechtecke A, B und C bezeichnen die Geländearbeitsgebiete – vgl. Kap. 2). .....	14
Abb. 2: Schematischer Überblick über die benötigten und generierten Datensätze (Rechtecke) und Eingabe-Parameter (Ellipsen) sowie zusätzliche Schritte im Arbeitsablauf bei der Modellierung eines Paläogletscher-DGMs und den ELAs mit den ArcGIS-Toolboxen von Pellitero et al. (2015, 2016) [eigene Darstellung]. .....	30
Abb. 3: Kleinlendtal (A) Geomorphologische Kartierung (Ausschnitt „A“ in Abb. 1) (B) Schmidt-Hammer-(SH) Messstandorte K09 und K10 am Wanderweg zur Zwischenelendscharte (C) SH-Standorte K01 und K02 im Steinkarboden (D) Mittlere SH-Rückprallwerte sowie 95%-Konfidenzintervalle als Fehlergrenzen.....	36
Abb. 4: Gletschervorfeld des Hochalmkeeses und Preimlkar (A) Geomorphologische Kartierung (B) Panorama vom weglosen Aufstieg ins obere Preimlkar mit Blick nach Südosten zum Preimlboden mit den Preimlseen und den Schmidt-Hammer-Messstandorten PE1 und PE2.....	37
Abb. 5: Oberes Preimlkar und Preimlboden (A) Mittlere Schmidt-Hammer-Rückprallwerte sowie 95%-Konfidenzintervalle als Fehlergrenzen (B) Übersicht über die SH-Messstandorte (Foto aufgenommen vom Faschaunereck 2614m, Hafnergruppe) .....	36
Abb. 6: Kar östlich des Säulecks (A) Lageübersicht der Schmidt-Hammer-Messstandorte (Foto vom Aufstieg zum Stubeck 2370m, Hafnergruppe) (B) SH-Messungen am flechtenreichen Standort G05 (C) SH-Standorte auf den Moränenwällen im Tiefblick vom „Grazer Schartl“.....	38
Abb. 7: Geländearbeitsgebiet um das Säuleck (A) Geomorphologische Übersichtskarte (B) Diagramm der mittleren Schmidt-Hammer-Messwerte und 95%-Konfidenzintervalle als Fehlerbalken im Kar östlich des Säulecks .....	39
Abb. 8: Schmidt-Hammer-Messstandorte im Kar östlich der Mallnitzer Scharte (A) Standort M01 am Fuße eines Schuttkegels (B) Standorte M02–M04 auf Blockgletscherformen.....	41
Abb. 9: Panorama vom Südlichen Schwarzhorn (2926 m) zum Kleinlendkees .....	43
Abb. 10: Längsprofil über das rekonstruierte Kleinlendkees um 1850 sowie im Jahr 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010) .....	44
Abb. 11: Lassacherkees (A) Längsprofil über den rekonstruierten Gletscher um 1850 und im Jahr 2010 (B) Blick auf den Gletscher im Aufstieg zum Ankogel.....	45
Abb. 12: Blick vom Ankogel zum Kälberspitzkees mit skizzierter Ausdehnung des LIA-Gletschers .....	46
Abb. 13: Längsprofil über den rekonstruierten Gletscher des Kälberspitzkeeses um 1850 sowie zum Jahr 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010) .....	47
Abb. 14: Kälberspitzkees vom „Fallboden“ mit skizzierter Gletscherausdehnung um 1850.....	48
Abb. 15: Großelendkees (A) vom Unteren Schwarzhornsee im Jahr 2020 mit skizzierter Gletscherausdehnung um 1850 (B) vom Großelendtal mit der Osnabrücker Hütte um 1909 [Foto von M. H. Mayer in Lang 1989] .....	49
Abb. 16: Rekonstruiertes Längsprofil über das Großelendkeeses um 1850 und im Jahr 2010.....	50
Abb. 17: Auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010) rekonstruierte Längsprofile über das Hochalmkeeses um das Jahr 1850 sowie im Jahr 2010 inklusive rezenter Morphologie .....	52
Abb. 18: Ostseite der Hochalmspitze mit dem Hochalmkees sowie der skizzierten LIA-Gletscherausdehnung und den Schmidt-Hammer-Messstandorten.....	53

Abb. 19: Südseite der Hochalmspitze mit dem Westlichen Trippkees und der skizzierten LIA-Gletscherausdehnung.....	54
Abb. 20: Rekonstruiertes Längsprofil über das Westliche Trippkees um 1850 und 2010 .....	55
Abb. 21: Panorama vom höchsten Punkt des Säulecks (3086 m) ins Seebachtal mit skizzierter Gletscherausdehnung um 1850 sowie zum Egesen-Stadial (Jüngere Dryas) .....	56
Abb. 22: Rekonstruiertes Längsprofil über das Winkelkees um 1850 sowie 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010) .....	57
Abb. 23: Rekonstruktion der egesenzeitlichen Vergletscherung des Dösen- und Seebachtals mit den GlaRe-Tools (Hillshades der Topo-To-Raster-Interpolation sind in Blautönen dargestellt); ELAs repräsentieren den Durchschnitt der drei Interpolationsmethoden (Topo-To-Raster, Kriging, IDW) ...	57
Abb. 24: Längsprofil des rekonstruierten Winkelkeeses zum Hochstand im Egesen-Stadial und LIA-Maximum sowie im Jahr 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010) ....	59
Abb. 25: Auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010) erstelltes Längsprofil eines egesenzeitlichen Paläogletschers incl. skizzierter aktueller Geomorphologie im Dösental.....	60
Abb. 26: Dösental von der Mallnitzer Scharte (2673 m) mit skizzierter egesenzeitlicher Vergletscherung und dem aktuellen Umriss des (größten) Dösener Blockgletschers .....	61
Abb. 27: Kleinlendkees – (A) Ausschnitt aus der Karte der zweiten Landesaufnahme des Königreichs Illirien (Kärnten), aufgenommen durch Czykanek von 1834-35 im Maßstab 1:28.800 (Quelle: mapire.eu); (B) Ankogel von der Kleinlendcharte aus gesehen, Foto von Zimberg aus dem Jahr 1941 (Quelle: Angel und Staber 1952) .....	65
Abb. 28: Potentielle jährliche Globalstrahlung (in kWh/m <sup>2</sup> ) im Gletschervorfeld des Hochalmkeeses und im Gebiet des Preimlkars, Modellierung mit dem ArcGIS-Tool „Area Solar Radiation“; Datengrundlage: DGM des Landes Kärnten (2010).....	68
Abb. 29: (A) Schmidt-Hammer Messstandort PE1 auf einem Moränenwall am südöstlichen Preimlboden (B) Scheuchzers Wollgras ( <i>Eriophorum scheuchzeri</i> ) am Preimlboden .....	68
Abb. 30: Ausgewählte Schmidt-Hammer-Messstandorte im oberen Preimlkar zur Übersicht .....	69
Abb. 31: Panorama im Hohen Gösskar bzw. dem Kar östlich des Säulecks mit dem schneegefüllten Kar und den ungefähren Schmidt-Hammer-Messstandorten G01–G04 .....	70
Abb. 32: Kar östlich des Säulecks (A) Feinschutt unterhalb des Standortes (B) subnivale Pionier-Vegetation ( <i>Cerastium uniflorum</i> , <i>Saxifraga bryoides</i> und <i>paniculata</i> ) sowie geringfügige Syrosem-Bildung auf den Moränenwällen zwischen den Standorten G02 und G03 .....	70
Abb. 33: Stirn des Blockgletschers „li20“ im Kar östlich der Mallnitzer Scharte .....	73
Abb. 34: Eismächtigkeiten ausgewählter Gletscher in der zentralen Ankogelgruppe um 1850, modelliert mit der GlaRe-Toolbox von Pellitero et al. (2016) .....	77
Abb. 35: Rekonstruierte „1850er“-Paläogletscher und deren Gleichgewichtslinien nach der GlaRe- und ELA-Toolbox von Pellitero et al. (2015, 2016).....	79
Abb. 36: Diagramm zur Übersicht der berechneten Gleichgewichtslinien (ELAs) auf den sieben ausgewählten Gletschern der Ankogelgruppe mit unterschiedlichen ELA-Berechnungsmethoden (AAR, MGE, AABR) und auf Basis verschiedener DGM-Interpolationsmethoden als Eingabedatensätze (Topo-To-Raster, Kriging, IDW) .....	81
Abb. 37: Untersuchungsgebiet mit Blockgletschern aus dem Inventar von Wagner et al. (2020) und skizzierter Vergletscherung im Jahr 2010 sowie um 1850 .....	84

## Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Klimatische Charakteristika (Lufttemperatur, T und Niederschlag, P; Angaben jeweils pro Jahr) zweier Orte im bzw. nahe des Untersuchungsgebietes; Datenquellen: de.climate-data.org und klima.org.....	17
Tabelle 2: Ausgewählte Gletscher zur Rekonstruktion zum LIA- und Egesen-Maximum mit den Abkürzungen laut österreichischem Gletscherkataster 1969 (Patzelt 1980) .....	18
Tabelle 3: Klassifikationsschlüssel für die geomorphologische Kartierung im Untersuchungsgebiet...	21
Tabelle 4: Zusammenfassung der Ergebnisse der Schmidt-Hammer-Messungen (n=100 pro Standort; Lage der Standorte siehe Abb. 3, 4 und 7) .....	34
Tabelle 5: Gleichgewichtslinien des Kleinlendkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden (alle Angaben in m ü. A.).....	44
Tabelle 6: Gleichgewichtslinien des Lassacherkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden (alle Angaben in m ü. A.).....	46
Tabelle 7: Gleichgewichtslinien des Kälberspitzkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden (alle Angaben in m ü. A.).....	48
Tabelle 8: Gleichgewichtslinien des Großlendkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden .....	50
Tabelle 9: Gleichgewichtslinien des Hochalmkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden .....	53
Tabelle 10: Gleichgewichtslinien des Trippkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden .....	55
Tabelle 11: Gleichgewichtslinien des Winkelkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden .....	57
Tabelle 12: Gleichgewichtslinien des Winkelkeeses zum Egesen-Hochstand nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden.....	59
Tabelle 13: Gleichgewichtslinien eines maximalen egesenzeitlichen Gletscherstandes im Dösental nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden .....	61
Tabelle 14: Modellierte Verluste im Gletschervolumen (in km <sup>3</sup> ) 1850 bis 2010 sowie die mittlere Änderung und Standardabweichung (SD) im Durchschnitt über die drei geostatistischen Verfahren (Topo-To-Raster, Kriging, IDW).....	78
Tabelle 15: Berechnete Gleichgewichtslinien (ELAs in m ü. A.) auf den sieben ausgewählten Gletschern der Ankogelgruppe mit unterschiedlichen ELA-Berechnungsmethoden (AAR, MGE, AABR) und auf Basis verschiedener DGM-Interpolationsmethoden (Topo-To-Raster, Kriging, IDW) und die Differenzen zwischen den Methoden (in m).....	80



## 1. Einleitung

Glaziale und periglaziale Prozesse stellen bedeutende geomorphologische Agenten in vielen Hochgebirgsregionen dar, welche teils Auswirkungen bis in die Vorländer haben. Unter dem rezenten („anthropogenen“) Klimawandel und den rasant steigenden (Luft-)Temperaturen seit der Mitte des 19. Jahrhunderts erfahren diese Abläufe einen beschleunigten, langfristigen Wandel (Haeberli und Beniston 1998; IPCC 2009). Präzise Messungen der Klimaparameter im Hochgebirge sind aufgrund der regional- bis mikro-topographischen Variabilität bis heute ein schwieriges Unterfangen und effektiv gemessene Daten reichen nur wenig in die Vergangenheit. Aus diesem Grund wird versucht, Modelle der Relation zwischen effektiven Klimaparametern und spezifischen Landschaftsformen bzw. bestimmten physischen Erscheinungen zu entwerfen. Eines dieser Konstrukte ist die Gleichgewichtslinie von Gletschern, welche sich als Funktion der mittleren (winterlichen) Niederschlagsmenge in Form von Schnee und der durchschnittlichen Lufttemperatur im Sommer manifestiert. Diese Gleichgewichtslinie (engl. *equilibrium line altitude, ELA*) beschreibt dabei vereinfacht jenen Bereich, wo die jährliche Akkumulation der Ablation auf einem Gletscher exakt gleicht und somit die Netto-Massenbilanz Null ist (Hoinkes 1970; Paterson 1994). Die Modellvorstellung einer idealen scharfen Linie zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet eines Gletschers tritt in der Natur nur selten auf, weshalb die *ELA* stets als gemittelte Höhenlinie zu verstehen ist (Benn und Evans 2010, S. 46; Bakke und Nesje 2011, S. 268). Die meisten Gletscher befinden sich außerdem nicht im Gleichgewicht und es kann von keiner längerfristig gültigen *ELA* (*steady-state-ELA* bzw. klimatisch der Schneegrenze entsprechende Höhenlinie) ausgegangen werden (Benn und Lehmkuhl 2000, S. 16). Dessen ungeachtet erlauben Rekonstruktionen der Gleichgewichtslinien von Vorzeitständen und speziell deren Depressionen im Vergleich zu bekannten Bezugsjahren Rückschlüsse auf vergangene lokal- bis regional-klimatische Verhältnisse (z. B. Ohmura et al. 1992; Benn und Lehmkuhl 2000). So werden über den Jahresmittelwert der Lufttemperatur (engl. *mean annual air temperature, MAAT*) an der *ELA* indirekte Hinweise auf die Jahresniederschlagssummen im betreffenden Gebiet gegeben (Kerschner 1983, S. 591). Auf temperierten Gletschern kann die Gleichgewichtslinie wie erwähnt auch der klimatischen Schneegrenze entsprechen, dies hängt jedoch stark von den lokal-topographischen Bedingungen eines Gletschers ab (Benn und Lehmkuhl 2000, S. 16; Benn und Evans 2010, S. 46).

Permafrost bezeichnet Fest- oder Lockergesteinsmaterial (sowie darin möglicherweise enthaltenes Eis und organisches Material im Untergrund), welches Temperaturen von unter 0°C aufweist, und zwar je nach Definition über mehr als zwei Jahre (Harris et al. 1988, S. 63) oder zumindest über die Dauer eines Jahres (Haeberli und King 1987, S. 269). Je nach flächenhafter Ausdehnung über eine bestimmte Horizontalstreckung wird Permafrost als kontinuierlich (>90 % einer Fläche), diskontinuierlich (>50–90 %), sporadisch (>10–50 %) oder flecken- bzw. inselhaft ( $\leq 10$  %) kategorisiert (King und Akerman 1993, S. 1022; Lieb 1996, S. 14). Der für die österreichischen Alpen in Hochlagen charakteristische diskontinuierliche Permafrost tritt bei einem Jahresmittelwert der Lufttemperatur von  $-1^{\circ}\text{C}$  bis  $-2^{\circ}\text{C}$  auf (Barsch 1996; Haeberli et al. 1993). Morphologisch ist der als kryotisch bezeichnete Temperaturzustand ( $\leq 0^{\circ}\text{C}$ ) des Untergrundes nicht zwangsweise an der Oberfläche erkennbar, kann aber speziell im Hochgebirge durch das Auftreten von Blockgletschern vor Augen geführt werden (Barsch 1983, S. 133). Blockgletscher (engl. *Rockglacier* oder *rock glacier*) sind Gemische aus Blockschutt und Eis, welche sich aktiv der Gravitation folgend plastisch hangabwärts bewegen, bei steigenden Temperaturen und Permafrostdegradation jedoch inaktiv (bewegungslos) und schlussendlich reliktsch (eisfrei) werden können (Barsch 1996, S. 4–6). Die mittlere Untergrenze der intakten (aktiven und inaktiven) Blockgletscher kann somit Aufschluss über die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts eines Gebietes geben (Lieb 1996, S. 31).

Eines der bekanntesten Konzepte zur Beziehung zwischen Gletschern und Permafrost ist das „Kryosphären-Modell“ von Haeberli (1982). Eine der Hauptaussagen dieser Modellvorstellung ist es, dass die Niederschlagssumme eines Gebietes über die vertikale Erstreckung zwischen der Höhe der Gleichgewichtslinie und der Untergrenze des Permafrosts bestimmt (Haeberli 1982). Bei abnehmendem Niederschlag verkleinert sich diese vertikale Differenz und damit vergrößert sich die Fläche für potentielle Blockgletscher-Entwicklung (bei geeigneten morphologischen und topographischen Bedingungen), wohingegen die Gletscherflächen entsprechend kleiner ausfallen (Haeberli et al. 1993, S. 168–169). Die mittleren Jahresdurchschnittstemperaturen können so theoretisch aus der Höhendifferenz zwischen der Untergrenze einer (für ein bestimmtes Gebiet repräsentativen) Anzahl an intakten Blockgletschern und zeitgleichen lokalen *ELAs* ermittelt werden (Kerschner 1983, S. 591).

Die Rekonstruktion von Paläogletschern und den zugehörigen *ELAs* zu bestimmten Zeitpunkten sowie die Altersabschätzung periglazialer Landschaftsformen erlaubt daher die Erstellung einer Chronologie der Landschaftsentwicklung eines Gebietes. In der vorliegenden Arbeit wird dieser konzeptionelle Ansatz im zentralen Bereich der Ankogelgruppe in Österreich angewandt, wobei das Hauptaugenmerk auf der computergestützten Modellierung und dem Vergleich mit vorangegangenen Studien im Gebiet liegt. Der dazu gewählte zeitliche Rahmen umfasst die letzten rund 11.700 Jahre des Holozäns (Cohen et al. 2017) zurück bis zur ausgehenden Jüngeren Dryas, wobei zur Gletscherrekonstruktion zwei mehr oder weniger bekannte Hochstände ausgewählt wurden. Die Jüngere Dryas kennzeichnet einen raschen Kälterückfall von ungefähr 12.700 bis 11.700 Jahren vor heute am Ende des Pleistozäns in der Würmeiszeit (z. B. Kerschner 1983; Drescher-Schneider und Reitner 2018). Daraus entstammende egesenzeitliche Moränen werden als letzte spätglaziale Vorstöße interpretiert (Heuberger 1966), wobei die Entwicklung scheinbar sehr facettenreich ablief und es in vielen Tälern der Alpen mehrere Moränenwälle aus dieser Zeit gibt (z. B. Reitner und Linner 2014). Auf die Jüngere Dryas folgte das Holozän (Postglazial), in welchem die Gletscher zuletzt um die Mitte des 19. Jahrhunderts ein Maximum erreichten (Heuberger 1966). Vom 15. bis ins 19. Jahrhundert gab es in der „Kleinen Eiszeit“ (Little Ice Age, *LIA*) zumindest drei alpenweit bedeutende Gletscher-Hochstände (Heuberger 1966, S. 274), von denen der letzte praktisch alle vorangegangenen holozänen Moränen in den meisten Tälern der Alpen überfuhr (Jaksch 1971, S. 7). Nach dem letzten Hochstand der *LIA* gab es weitere Vorstoßphasen mit deutlicher Endmoränenbildung, welche jedoch alle im Gletschervorfeld hinter den Moränen des „1850er-Standes“ liegen. Ausgenommen an besonders glatten Felsstufen und fluvial erodierten Hängen sind beinahe in allen Karräumen im Untersuchungsgebiet Moränen des Hochstandes um 1850 (sowie oft auch von 1920) zu finden. Eindeutige Endmoränenwälle älterer Gletscherstände aus dem Spätglazial sind dagegen insbesondere durch Vegetationsbewuchs, fluviale Formung, Erosion und Denudation sowie energiewirtschaftliche Verbauung im Maltatal und Gössgraben (Errichtung des Kölnbrein- und Gösskarspeichers von 1971–1979) nicht zu finden.

Die Forschungsfragen, die sich aus diesen grundsätzlichen Überlegungen im Untersuchungsgebiet ergaben und denen in dieser Arbeit nachgegangen wird, lassen sich folgendermaßen formulieren:

1. Können die morphostratigraphisch zugeordneten Alter ausgewählter Moränen in der zentralen Ankogelgruppe mittels relativer Datierungen mit der Schmidt-Hammer-Methode verifiziert werden?
2. Weisen die Blockgletscher im Kar östlich der Mallnitzer Scharte und jene im westlich benachbarten (hintersten) Dösental auf Basis von Schmidt-Hammer-Expositionsdatierungen ähnliche Genesezeitpunkte bzw. Entwicklungen auf?
3. Welche Eismächtigkeiten wiesen Gletscher im zentralen Bereich der Ankogelgruppe zum letzten Höchststand im Holozän (in der „Kleinen Eiszeit“ um 1850) und am Ende des Spätglazials (im Egesen-Stadial, Jüngere Dryas) auf? Wie groß ist die volumetrische Veränderung dieser Gletscherstände im Vergleich zu einem „rezenten“ Stand (im Jahr 2010)?
4. Werden mit GIS-basierten Modellierungen der Paläogletscher und deren Gleichgewichtslinien ähnliche Ergebnisse erzielt wie in vorangegangenen Studien mit analogen Methoden im Untersuchungsgebiet oder können womöglich diametrale Hypothesen aufgeworfen werden?

Die gewählte Methodik zur Altersbestimmung ausgewählter glazialer und periglazialer Landschaftsformen (hauptsächlich Moränenwälle, Schuttkegel und Blockgletscher) im Untersuchungsgebiet besteht wie bereits erwähnt aus relativen Datierungen mittels Schmidt-Hammer-Messungen. Diese Methode benötigt zwei Standorte bekannten Alters zur Kalibrierung (bzw. Konvertierung der relativen Altersabschätzung in absoluten Jahresangaben) und beruht auf der Annahme, dass sich die Verwitterungsrate von Gesteinsoberflächen ab dem Zeitpunkt der Exposition linear verhält (Details dazu im Kapitel 3.3). Auf Grundlage von altersmäßig eruierten Moränenabfolgen können schließlich die äquivalenten Gletscher konturiert und geometrisch modelliert werden. Die Rekonstruktionen geschehen zum einen anhand von einfachen Längsprofilen („2D“) über die Paläogletscher-Oberflächen und zum anderen entlang von Fließliniennetzen („3D“), welche mit speziellen Anwendungen in Geographischen Informationssystemen (GIS) über die gesamte Gletscherfläche interpoliert werden. In der vorliegenden Arbeit werden sieben der rezenten Gebirgsgletscher in der zentralen Ankogelgruppe zur Rekonstruktion des Höchststandes um 1850 herangezogen.

Weiters werden Gletscherstände zum letzten spätglazialen Hochstand der Jüngeren Dryas (Egesen-Stadial) in zwei benachbarten Tälern im Untersuchungsgebiet modelliert. In einem dieser zwei Täler befindet sich rezent noch ein Gletscher, während das andere vermutlich im gesamten Holozän gletscherfrei war. Die Modellierungen dieser Paläogletscher können im besten Fall nicht nur neue Erkenntnisse liefern (wie beispielsweise GIS-basierte präzise Berechnungen der Volumina), sondern auch dazu verwendet werden, bestehende Ansichten aus analogen Kalkulationen zu „verifizieren“. Gleiches gilt für die Schmidt-Hammer-Methode, welche hier vorwiegend zur „Überprüfung“ der morphostratigraphischen Zuordnung von Moränenwällen zu bestimmten Gletscherständen genutzt wurde. Die Ziele der Arbeit sind daher vielfältig und reichen von der subjektiv-qualitativen „persönlichen Erfahrung“ der Gegebenheiten im Gelände über das Experimentieren mit Parametern in unterschiedlichen Modellen zur Gletscherrekonstruktion bis hin zur quantitativen Analyse und zweckmäßigen kartographischen Visualisierung der gewonnenen Ergebnisse. Es kommen daher nach Anderson et al. (1998, S. 21) die drei typischen Arbeitsweisen der Geomorphologie zum Einsatz: die Beschreibung, die direkte Messung und die Kalibrierung von Modellen bzw. das Experimentieren mit diesen (in Form von Simulationen). Zusätzlich soll ein Bogen gespannt werden von den erzielten kleinräumig-lokalen Ergebnissen hin zu einem Gesamtbild über die gewählte Gebirgsgruppe bzw. einem Teil davon. Die Zeitskalen reichen dabei von Prozessen, die mehrere Jahrtausende zurückreichen und über längere Zeiträume andauern, bis hin zu aktuellen Morphodynamiken von kurzer Dauer.

## **2. Untersuchungsgebiet**

Nach der Alpenvereinseinteilung der Ostalpen (AVE) von Moriggl (1928) und Grassler (1984) umfasst die Ankogelgruppe (AVE-Nr. 44) eine beinahe 1200 km<sup>2</sup> große Gebirgsgruppe in den österreichischen Bundesländern Kärnten und Salzburg. Die „zentrale“ Ankogelgruppe wurde für die vorliegende Arbeit grob als Gebiet um die prominenten Gipfel des Ankogels (3252 m), der Hochalmspitze (3360 m) und des Säulecks (3086 m) in Kärnten definiert. Gegen Norden hin wird das Untersuchungsgebiet von der Landesgrenze Kärntens zu Salzburg begrenzt, im Osten bildet das Maltatal die Trennlinie, im Süden ziehen die natürlichen Einzugsgebiete des Göss- und Dösenbachs (Gössgraben und Dösental) die Grenze und nach Westen hin dient eine

gedachte Linie vom Ort Mallnitz über den Gipfel des Gamskarlspitz zum Hohen-Tauern-Gebirgspass (Korntauern) als Abgrenzung (Abb. 1). Je nach Definition umfasst dieses abgegrenzte Gebiet verschiedene Untergruppen der gesamten Ankogelgruppe: Nach der Untergliederung von Trimmel (1962) handelt es sich um den Ankogelstock und die Hochalmspitz-Gruppe sowie zu einem geringen Ausmaß auch die Gamskarlspitzgruppe; nicht Teil dieser Arbeit sind demnach die Hafner- und Reißbeckgruppe sowie der weit nach Norden (ins Land Salzburg) reichende Kamm zwischen Gasteinertal und Großarlal ab der Kleinelend- und Arlscharte. Nach der Internationalen vereinheitlichten Einteilung der Alpen (IVOEA, bzw. bekannter: ital. SOIUSA) und der Einteilung des Österreichischen Alpenvereins liegt das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit im Hochalmspitz- und Säuleckkamm sowie in Teilen der Reißbeckgruppe und des Tauern-Hauptkammes, wohingegen der Hölltor- und Gamskarkogelkamm sowie die Hafnergruppe nicht behandelt werden (Marazzi et al. 2004; Marazzi 2005).

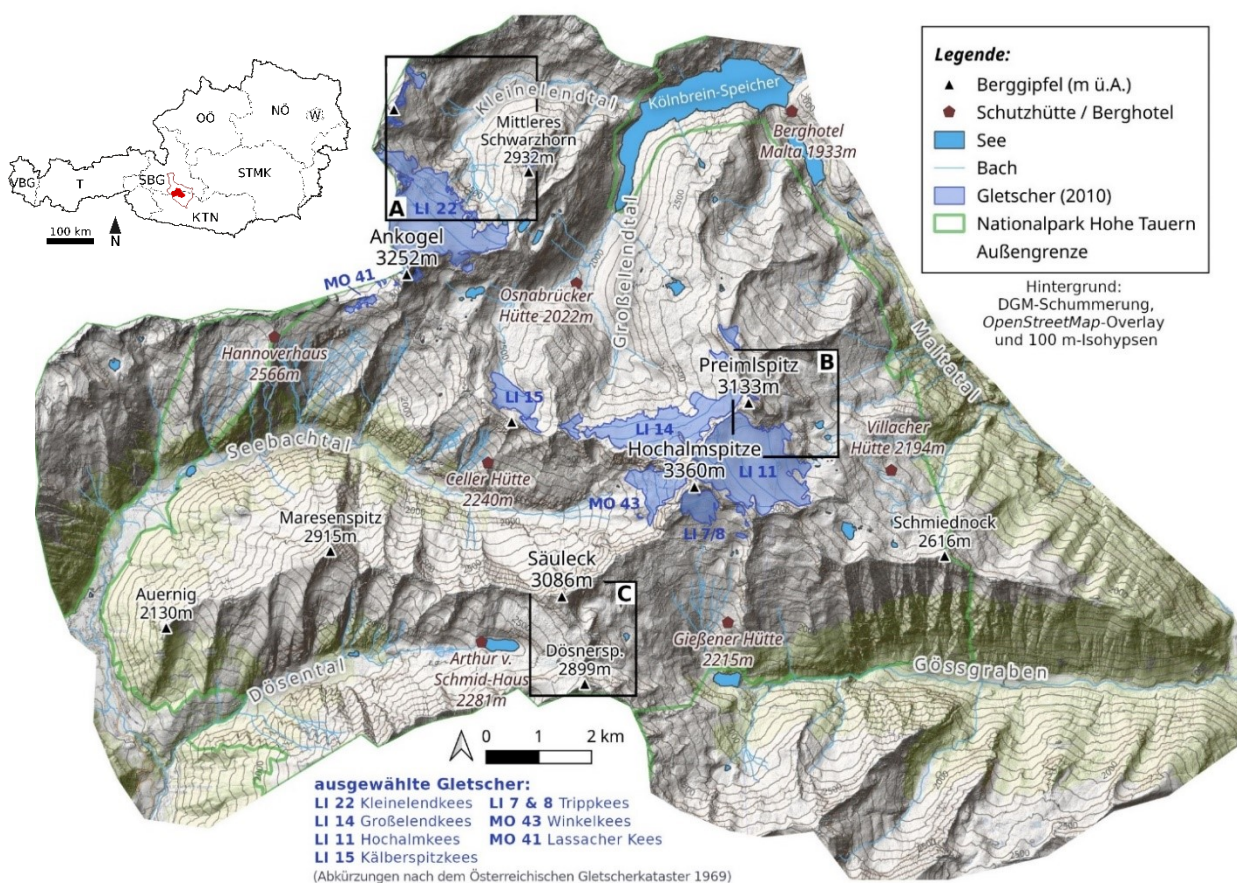


Abb. 1: Übersicht über das Untersuchungsgebiet der „zentralen“ Ankogelgruppe (die Rechtecke A, B und C bezeichnen die Geländearbeitsgebiete – vgl. Kap. 2)

Zuletzt seien noch die „geographischen Raumeinheiten Kärntens“ von Seger (1999, S. 34-36) genannt, in welchen die Ankogel-, Hochalm-, Reißeck- und Hafnergruppe definiert sind, wovon nur erstere zwei diese Arbeit betreffen. Ungeachtet der Einteilung in Untergruppen umfasst das definierte Gebiet knapp 230 km<sup>2</sup>, beheimatet um die 20 Gipfel über 3000 m Seehöhe und weist eine durchschnittliche Höhenlage von ungefähr 2100 m ü. A. auf. Nach der Pasterze in der Glocknergruppe beinhaltet die Ankogelgruppe mit dem Hochalm-, Großelend- und Kleinelendkees die größten Gletscher Kärntens. Alle Gletscher sowie der Großteil des gesamten Untersuchungsgebietes liegen im Nationalpark Hohe Tauern (Abb. 1). Im Österreichischen Gletscherkataster von 1969 sind in der gesamten Ankogelgruppe 44 Gletscher erfasst (mit einer Größe von über einem Hektar, deutlichen Gletscherspalten und Moränen), welche zusammen genommen eine Fläche von 34 km<sup>2</sup> bedecken (Lang 1989). Im vorliegenden Untersuchungsgebiet belief sich die vergletscherte Fläche nach eigenen Ermittlungen aus dem für die Modellierungen verwendeten DGM aus dem Jahr 2010 noch auf eine Gesamtfläche von 8,2 km<sup>2</sup>.

### ***Geologische Verhältnisse***

Im Ankogelstock und der Hochalmspitzgruppe treten vorwiegend Formationen aus dem Penninikum des östlichen Tauernfensters hervor (Holub und Marschallinger 1989, S. 6). Diese werden von „Zentralgneiskernen“ (engl. nach Schmid et al. (2013): *permo-carboniferous intrusions*) und dem umhüllenden „Alten Dach“ (*variscian basement complex*; (Schmid et al. 2013)) aufgebaut (Cliff et al. 1971). Die Zentralgneise (Granitgneise) sind spätvariszisch vom Oberkarbon bis zum Unterperm im Paläozoikum als granitische Schmelzen in die Gesteine des Alten Daches und der Habachserie intrudiert. Später wurden diese Pluton-Kerne im Zuge der alpidischen Orogenese teils verschiefert und metamorph überprägt, sodass sie heute als unterschiedliche Gneis-Varietäten – überwiegend granodioritisch und granitisch, daneben aber auch tonalitisch und syenitisch – vorliegen (Cliff et al. 1971). Das Alte Dach besteht aus prävariszisch verfalteten und metamorph überprägten Kristallingesteinen sowie altkristallinen Migmatiten und die Habachserie aus altpaläozoischen Sedimentgesteinen der Oberen Schieferhülle (Holub und Marschallinger 1989, S. 10–13; Krainer 1994).

Von Bedeutung werden die geologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet speziell bei den Messungen der Rückprallwerte der Gesteinsoberflächen (und damit folglich des Verwitterungsgrades) im Zuge der Schmidt-Hammer-Methode. Die genaue Beschreibung der

Geländearbeitsgebiete erfolgt erst in Kapitel 4.1, jedoch können vorab die lithologischen Gegebenheiten grob zusammengefasst werden. Um die Hochalmspitze dominiert beispielsweise der sog. „Hochalm-Porphyrgranit“, als ein grobkörniger hellgrauer (Augen-)Granitgneis, welcher zudem die flächenmäßig am weitesten verbreitete Zentralgneis-Varietät im östlichen Tauernfenster darstellt (Holub und Marschallinger 1989, S. 16). Auch das Säuleck (3086 m) und der Dösner Spitz (2899 m) werden von Porphyrgraniten aufgebaut (Angel und Staber 1952, S. 14), während im Hohen Gösskar auch „Rappold-Typus-Schiefer“ auftreten (Angel und Staber 1952, S. 29). Im obersten Preimlkar und um den „Preimlboden“ sind vorwiegend Granitgneis, Tonalitgneis und Metatonalit zu finden, jedoch treten in geringem Umfang auch Diorite, Phyllit, Schiefer, Phyllonit, Leukophyllit auf (Geologische Bundesanstalt 2005). Um die Hochalmseen wurden Streifenmigmatite und migmatischer Granatphyllit sowie Serizitschiefer in porphyroblastischer Form kartiert (Angel und Staber 1952, S. 35, 41–42). Am Gipfelbau der Preimlspitze (3133 m) mischen sich Biotitamphibolite mit Porphyrgranit, welcher an der Preimlscharte zusätzlich durch Tonalit unterlagert ist (Angel und Staber 1952, S. 81). Im Talschluss des Kleinlendtals treten dagegen mit der „Murtörl-Formation“ und dem „Metabasit-Komplex“ Gesteine des Alten Daches hervor, welche aus Grünschiefern und verschiedenen Amphibolit-Typen der Habachserie bestehen (Geologische Bundesanstalt 2005). Den Gipfelbereich der Tischlerspitze (3002 m) durchzieht ein solches auffällig dunkles Band („Fasch“ genannt) an Plagioklas-Amphiboliten bzw. Floitit als Epidot-Plagioklas-Biotitschiefer (Angel und Staber 1952, S. 29 und S. 83; Paulitsch 1952) und der Gipfel des Grubenkarkopfs (3001 m) wird von Granat- und Hellglimmerschiefern aufgebaut (Angel und Staber 1952, S. 20). Neben der soeben skizzierten geologischen Vielfalt in den Geländearbeitsgebieten darf nicht vergessen werden, dass selbst augenscheinlich gleiche Lithologien Unterschiede im Verwitterungsverhalten aufweisen können.

### ***Klimatische Verhältnisse***

Zur Beschreibung der rezenten Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse im Untersuchungsgebiet (und dort insbesondere die höheren Lagen) stehen nur wenige Wetter- und Klimastationen als Datenlieferanten zur Verfügung. Die Lufttemperatur und -feuchte, die Windgeschwindigkeit und -richtung sowie die Globalstrahlung wird seit 2006 beispielsweise von einer automatischen Wetterstation (AWS) in der Wurzelzone des großen Dösener



Blockgletschers auf 2603 m Seehöhe erfasst (Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2012, S. 101). In der Monitoring-Periode von 2007/08 bis 2014/15 betrug die jährliche Lufttemperatur an diesem Standort im Mittel  $-1,80^{\circ}\text{C}$  (Kellerer-Pirklbauer et al. 2017). Eine weitere mögliche Bezugsquelle von Lufttemperaturdaten in höheren Lagen im Untersuchungsgebiet stellen grundsätzlich die Außentemperaturfühler an den zwei Foto-Webcams bei der Mittelstation der Ankogel-Bergbahnen auf 1945 m dar (<https://www.foto-webcam.eu/webcam/ankogel-nord/>). An besagten Standorten sind jedoch (noch) keine längeren Zeitreihen der Temperaturmessung verfügbar, da die Datenerfassung erst am 23.12.2020 begann. Wichtige Klimaparameter der in einem Talbereich des Untersuchungsgebietes bzw. in dessen naher Umgebung gelegenen Kärntner Orte Mallnitz und Malta sind in Tabelle 1 zusammengefasst. Die Werte basieren auf dem internationalen Klimamodell des *ECMWF* (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) mit Daten von 1999 bis 2019 und wurden für die oben genannten Orte von [de.climate-data.org](http://de.climate-data.org) und [klima.org](http://klima.org) ausgewertet.

*Tabelle 1: Klimatische Charakteristika (Lufttemperatur, T und Niederschlag, P; Angaben jeweils pro Jahr) zweier Orte im bzw. nahe des Untersuchungsgebietes; Datenquellen: [de.climate-data.org](http://de.climate-data.org) und [klima.org](http://klima.org)*

	<b>Seehöhe</b>	<b>T mean</b>	<b>T max</b>	<b>T min</b>	<b>P sum</b>	<b>Regentage</b>	<b>Klimazone nach Köppen-Geiger</b>
<b>Mallnitz</b>	1198 m	+1,1°C	+23°C	-6°C	1414 mm	187	Dfb
<b>Malta</b>	797 m	+2,3°C	+25°C	-8°C	1286 mm	95	Dfb

Wie in Tabelle 1 ersichtlich liegen beide Orte nach der Köppen-Geiger-Klassifikation im feuchten Kontinentalklima (Dfb), welches von Schnee geprägt ist und voll humid, aber warme Sommer aufweist (Kottek et al. 2006). Das Tagesmaximum der Lufttemperatur erreicht in beiden Orten im Durchschnitt über ein Jahr  $+13^{\circ}\text{C}$  und das durchschnittliche Tagesminimum (nachts) liegt bei  $+4^{\circ}\text{C}$  in Mallnitz und  $+3^{\circ}\text{C}$  in Malta ([klima.org](http://klima.org)). Maximale Lufttemperaturen werden üblicherweise im Juli oder August mit  $+23^{\circ}\text{C}$  (Mallnitz) bzw.  $+25^{\circ}\text{C}$  (Malta) erreicht. In beiden Orten fällt der meiste Niederschlag von Juni bis August – der Juli-Durchschnitt beträgt 171 mm in Mallnitz und 153 mm in Malta ([de.climate-data.org](http://de.climate-data.org)). Mallnitz weist rund 187 Regentage im Jahr auf und im Mittel 15 Tage mit zumindest 1 mm Regen im Monat, während in Malta 95 Regentage im Jahr und sieben Tage mit zumindest 1 mm Regen im Monat kennzeichnend sind ([klima.org](http://klima.org)). Die mittleren Sonnenstunden pro Tag belaufen sich auf vier (Mallnitz) bzw. fünf (Malta) Stunden ([klima.org](http://klima.org)).

### 3. Methodik

Die folgenden Unterkapitel behandeln sämtliche Beschreibungen der für die Geländearbeit und für die Modellierungen verwendeten Daten, die Funktionsweise der Methoden und die vollzogenen Arbeitsschritte. Detaillierte Überlegungen zu den eingesetzten Parametern im Zuge der Modellierungen werden im Kapitel 4.2 zusammen mit den Ergebnissen vertieft, genauso wie die Beschreibungen der zur Rekonstruktion ausgewählten Gletscher, welche in Tabelle 2 zur Übersicht aufgelistet sind.

Tabelle 2: Ausgewählte Gletscher zur Rekonstruktion zum LIA- und Egesen-Maximum mit den Abkürzungen laut österreichischem Gletscherkataster 1969 (Patzelt 1980)

Gletscher um 1850		Egesen	
Gletscher	Abk.	Gletscher/Tal	Abk.
Kleinendkees	LI 22	Winkelkees	MO 43
Lassacherkees	MO 41	Dösener Tal	–
Großelendkees	LI 14		
Trippkees	LI 7 und LI 8		
Kälberspitzkees	LI 15		
Hochalmkees	LI 11		
Winkelkees	MO 43		

#### 3.1. Datengrundlagen

##### ***Digitale Geländemodelle***

Wichtigste Datengrundlage für alle Teile der Arbeit stellen hochauflösende digitale Geländemodelle (DGMs) dar. Für das vorliegende Untersuchungsgebiet wurde vom Land Kärnten dankenswerterweise ein DGM mit einer Auflösung von einem Meter aus einer flächendeckenden *Airborne Laserscanning (ALS)* Aufnahme im Jahr 2010 bereitgestellt. Für einen kleinen Bereich am nordwestlichen Kleinendkees wurde zusätzlich ein ebenso hochauflösendes, frei verfügbares *ALS-DGM* vom Land Salzburg aus dem Jahr 2013 bezogen.

##### ***Gletscheruntergrundmodelle***

Die Modelle zur Gletscherrekonstruktion benötigen stets den Untergrund (das Gletscherbett), weshalb etwaige rezente Gletscher aus dem DGM entfernt werden müssen. Für die vorliegende Arbeit geschah dies mit „inversen“ Gletschermodellen, welche im Folgenden detailliert beschrieben werden. Als erste Überlegung wurde die Verschmelzung des *ALS-DGMs*

aus dem Jahr 2010 mit dem Datensatz zum bereits in ähnlicher Weise modellierten Gletscheruntergrund aller rezenten Alpengletscher in Österreich von Helfricht et al. (2019) angedacht, jedoch entstanden dabei teils mehrere Meter hohe Sprünge in der Geländehöhe an den Gletscherrändern. Die Berechnung des Gletscheruntergrundes geschah bei Helfricht et al. (2019) entlang von Längsprofilen, welche entsprechend der Neigung und dem Abstand zum Eisrand auf ein regelmäßiges Rasterzellennetz extrapoliert wurden. Zur Kalibrierung nutzten Helfricht et al. (2019) punktuelle Ermittlungen der „wahren“ Eisdicke, welche mit Georadar-Messungen (*ground-penetrating radar, GPR*) über einen Zeitraum von 15 Jahren (1995–2010) auf insgesamt 58 Gletschern in Österreich mit unterschiedlichen Messkonfigurationen durchgeführt wurden (Span et al. 2005; Fischer und Kuhn 2013). Da es sich somit um verschiedene Kalibrierungsdatensätze aus unterschiedlichen Jahren handelt, variieren die Ergebnisse in ihrer Qualität und Genauigkeit. In der Ankogelgruppe fanden Georadar-Messungen auf dem Hochalmkees beispielsweise bereits im Jahr 2001 statt (Fischer et al. 2015b), wohingegen inzwischen ein aktuelles Raster-DGM aus dem Jahr 2010 verfügbar ist. Nichtsdestoweniger wurde der Datensatz der Gletscheruntergrundhöhen von Helfricht et al. (2019) als wichtige Referenz und zum Vergleich mit den eigenen Modellierungen hinzugezogen.

### ***Kartierungen ausgewählter Gletscherstände***

Die „aktuellen“ Gletscherabgrenzungen beziehen sich in dieser Arbeit (wenn nicht anders angegeben) stets auf die Ausdehnung der Gletscher im DGM aus dem Jahr 2010. Aktuellere Abgrenzungen aus Orthophotos und Gletscherberichten wären prinzipiell möglich, sind jedoch aufgrund der Notwendigkeit eines DGMs als Eingabedatensatz für die GIS-Modellierungen nicht vorgenommen worden. Die Vergletscherung zum Höchststand um 1850 („LIA-Maximum“) wurde von Fischer et al. (2015a), basierend auf vorangegangenen analogen Arbeiten von Gross (1987) und Patzelt (1973), für die gesamten österreichischen Alpen digitalisiert. Für die Ankogelgruppe waren zum Zeitpunkt der Bearbeitung keine LIDAR-Datensätze verfügbar, weshalb Orthophotos aus dem Jahr 2009 mit einer Bodenauflösung von 20 cm verwendet wurden (Fischer et al. 2015a, S. 756). Auf Basis eigener Geländebegehungen, diversen Fotos und verschiedenen Karten sowie älteren Literaturhinweisen sind für die vorliegende Arbeit teilweise Modifikationen in der Gletscherabgrenzung zum LIA-Maximum von Fischer et al. (2015a) vorgenommen worden. Die Gletscherausdehnung der letzten

Hochstände in der Jüngerer Dryaszeit (Egesen-Vorstöße) sind in den meisten Karen und Tälern in der Ankogelgruppe nicht mehr eindeutig abgrenzbar, da morphologische Hinweise zu Endmoränen im Gelände fehlen. Im Untersuchungsgebiet existiert eine Kartierung des egesenzeitlichen Gletscherstandes im Seebachtal basierend auf palynostratigraphischen Ergebnissen von Drescher-Schneider und Reitner (2018), welche als Referenz verwendet wurde. Im benachbarten Dösental geschah die ungefähre morphologische Abgrenzung des Egesen-Standes auf Grundlage der detaillierten Reflexionen und Beschreibungen von Lieb (1996, S. 47–48) sowie Kellerer-Pirklbauer (2008a,b).

### ***Historische Karten und Fotografien***

Generell können Kartendarstellungen und Skizzen vergangener (neuzeitlicher) Gletscherstände eine große Hilfestellung zur geometrischen Rekonstruktion leisten. Des Weiteren können alte Fotografien wertvolle Impressionen über ehemalige Gletscherstände geben, allerdings existieren solche im Untersuchungsgebiet frühestens ab Mitte des 20. Jahrhunderts. Kartierte Gletscherausdehnungen müssen stets kritisch hinterfragt werden, da beispielsweise keine der Kartenaufnahmen in der Ankogelgruppe gleichzeitig mit einem der letzten Gletschervorstöße im 19. und 20. Jahrhundert stattfand (z. B. Jaksch 1971, S. 7). Zudem spielt der Zeitpunkt der Aufnahme der Daten im Gelände und die subjektive Einschätzung der kartierenden Person eine große Rolle; so kann aus vielen historischen Karten der Ankogelgruppe nicht geschlossen werden, ob es sich tatsächlich um einen Gletscher oder um ein Schnee- bzw. Firnfeld handelte (Fischer et al. 2015a, S. 763). In Bezug auf die Vergletscherung der Ankogelgruppe sind sämtliche bedeutende historische Kartenwerke bei Lang und Lieb (1993, S. 129–148) chronologisch dargestellt und ausführlich diskutiert.

## **3.2. Geomorphologische Kartierung**

Zur Visualisierung der rezenten Bedingungen und zur Erleichterung der Rekonstruktionen ehemaliger Gletscherstände wurden großmaßstäbliche geomorphologische Karten der Geländearbeitsgebiete (in Abb. 1 umrahmt und mit „A“, „B“ und „C“ bezeichnet) angefertigt. Die visuelle Kartierung erfolgte in einem Maßstab von rund 1 : 5.000 aus dem ALS-DGM mit 1 m Bodenauflösung bzw. diversen Darstellungen der Schummerung (unterschiedliche Beleuchtungsrichtungen), aus Orthophotos sowie anhand der Eindrücke von

Geländebegehungen und Fotos. Für die kartographische Darstellung wurde ein Maßstab von 1 : 10.000 bis 1 : 15.000 gewählt. In Tabelle 3 werden die ausgewählten glazialen und periglazialen Landschaftsformen sowie weitere Inhalte der Karte kurz zusammengefasst.

Tabelle 3: Klassifikationsschlüssel für die geomorphologische Kartierung im Untersuchungsgebiet

Geländeform / Objekt	Beschreibung und Abgrenzung	Daten-grundlage
Gipfel und Grate	bezeichnet (meist) den höchsten Punkt eines Berges und den scharfen Kamm (Bergrücken) zwischen Gipfeln	Kartierung im DGM
anstehendes Gestein	Festgestein (anstehender Fels)	Kartierung im DGM
Schutthalde, -kegel	geneigte Lockergesteinsfläche; Schuttakkumulation unterhalb von Gipfeln und Graten; oft typische Kegelform	Kartierung im DGM
Moränenmaterial	unsortiertes glaziales Geschiebe in verschiedenen Korngrößen im Gletschervorfeld ( <i>LIA</i> )	Kartierung im DGM
Blockgletscher, Blockschuttwülste und Schneehaldenmoränen	aktive und inaktive Blockgletscher als loben- oder zungenförmige Schutt-Eis-Gemische; reliktsche Formen als Schuttakkumulationen mit betonten „Fließstrukturen“ nach dem Abschmelzen des Eises (Barsch 1996, S. 4) Blockschuttwülste können als „embryonale Blockgletscher“ (Barsch 1996) mit nur einem mächtigen Schuttwulst aufgefasst werden (Lieb 1996, S. 34–35) Schneehaldenmoränen (engl. <i>protalus</i> bzw. <i>pronival ramparts</i> ) sind wallförmige Schuttakkumulationen an der Unterseite von Schneefeldern (Shakesby 1997; Hedding 2011, 2016)	Blockgletscher-Inventar von Wagner et al. (2020) und Lieb et al (2012); Kartierung im DGM
Gletscher, Altschnee, Firn (Stand 2010)	Gletscherstand entsprechend dem ALS-DGM vom Land Kärnten bzw. Land Salzburg aus dem Jahr 2010	Kartierung im DGM
<i>LIA</i> -Gletscherstände (um 1850)	letzte Maximalausdehnung der Gletscher im Holozän zur „Kleinen Eiszeit“ (meist durch markante Moränenwälle gekennzeichnet)	Digitalisierung von Fischer et al. (2015a) mit leichten Modifikationen
Seen	oberflächlich (im DGM bzw. Orthophoto erkennbare) wassergefüllte Vertiefungen	DGM; <i>OpenStreetMap</i>

### 3.3. Schmidt-Hammer-Methode

Der in den 1950ern zur Betonhärteprüfung entwickelte Schmidt-Hammer (auch Sklerometer genannt) kann in geomorphologischen Fragestellungen zur relativen Altersabschätzung von Landformen wie (End-)Moränenwällen oder Blockgletschern verwendet werden (z. B. Matthews und Shakesby 1984; McCarroll 1989; Kellerer-Pirklbauer 2008a,b; Shakesby et al. 2011). Im analogen Schmidt-Hammer wird durch eine Feder ein Schlagbolzen aufgespannt, welcher mit einer bestimmten (gerätespezifischen) Energie auf die (Fels-)Oberfläche schlägt und einen Rückprallwert (*R*-Wert) erzeugt. Niedrige Rückprallwerte deuten auf eine stärkere Verwitterung und somit eine hohe Expositionsdauer der Oberfläche hin (Kellerer-Pirklbauer 2008a, S. 915). Zur relativen Altersabschätzung glazialer und periglazialer Landschaftsformen werden unterschiedliche Stichprobengrößen vorgeschlagen, wobei insbesondere die Eigenschaften der vorherrschenden Blöcke über die notwendige Mindestanzahl an Messungen entscheiden. So werden unter anderem von Niedzielski et al. (2009) nach einer Auswertung sämtlicher vorangegangener Studien mit unterschiedlichen Messkonfigurationen mindestens 30 individuelle Messungen je Standort bei Vorhandensein von geologisch „harten“ Gesteinsblöcken (wie Granit) vorgeschlagen. Shakesby et al. (2006) empfehlen zwischen 25 bis 150 Messungen pro Standort, wobei die Mittelwerte und die 95%-Konfidenzintervalle bei gleicher Lithologie nach ihren Angaben in diesem Rahmen kaum von der Stichprobengröße beeinflusst werden. Die Berechnung des Medians der Datenreihen eignet sich laut Niedzielski et al. (2009) zum Teil besser als der arithmetische Mittelwert, da der *p*-Wert (Signifikanzwert) des Medians in statistischen Tests üblicherweise geringer ausfällt und daher mit einer geringeren Anzahl an Messungen gearbeitet werden kann. Zur Bestimmung des kalibrierten absoluten Alters hat sich das Konzept der approximativ linearen Abnahme des mittleren *R*-Wertes (und damit der Expositionsdauer) nach Shakesby et al. (2006) etabliert. Die später leicht adaptierte und erweiterte Konzept-Version von Matthews und Owen (2010) fand bereits in zahlreichen Gebieten weltweit und speziell in den europäischen Alpen ihre Anwendung (z. B. Shakesby et al. 2006; Kellerer-Pirklbauer 2008b).

Für die Geländearbeit in der Ankogelgruppe wurde ein „Original Schmidt Hammer“ der Firma *Proceq* (Schweiz) als *N-type* mit 2,207 Nm Schlagenergie verwendet. An jedem Standort wurden 100 Einzelmessungen auf 25 Gesteinsblöcken (vier Messungen pro Block) in einem möglichst kleinen Umkreis durchgeführt. Eine geringere Anzahl an Messungen wäre durch die

teilweise schwierigen Messbedingungen mit möglichen Exhumierungen und mit Flechten bewachsenen Blöcken definitiv nicht zielführend gewesen. Eine weitere Möglichkeit der Datenaufbereitung wäre die Aussortierung des höchsten und niedrigsten der vier Messwerte pro Block, wodurch nach Selby (1980) ein stabilerer Mittelwert erreicht wird. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet ergab diese statistische Ausmusterung der „Ausreißer“ keinen signifikanten Unterschied (da selten Extremwerte auftraten), weshalb diese Methode nicht explizit behandelt wird.

Insgesamt wurden an 31 Standorten im Untersuchungsgebiet Schmidt-Hammer-Messungen durchgeführt. Die Messstandorte lagen grundsätzlich auf Vollformen (Ballantyne et al. 1989) und umfassten nach Möglichkeit augenscheinlich die gleiche, im jeweiligen Geländearbeitsgebiet dominierende Lithologie (Shakesby et al. 2006; Kellerer-Pirklbauer 2008a). Die einzelnen Blöcke waren bei den Messungen stabil und trocken (Sumner and Nel 2002) sowie nach Möglichkeit flechtenfrei. Der Original Schmidt Hammer wurde stets orthogonal zur Oberfläche bedient (Aydin und Basu 2005). Alle Messstandorte wurden mit einem GARMIN eTrex 30x GPS-Gerät inmitten der ausgewählten 25 Blöcke bzw. 100 Einzelmessungen je Standort verortet und sind in den geomorphologischen Karten eingezeichnet, welche zusammen mit detaillierten Beschreibungen der einzelnen Messstandorte im Kapitel 4.1 angeführt werden.

### **3.4. Gletscherrekonstruktionen**

Die Morphologie und die Rheologie eines Gletschers hängen im Wesentlichen von der Beschaffenheit des Eises, der Massenbilanz sowie den Untergrundverhältnissen und den dadurch wirkenden Kräften ab (Ng et al. 2010, S. 3241). Zur Modellierung von Gebirgsgletschern ist besonders die Spannungskraft zwischen dem Gletscherbett und dem Eis entscheidend, denn diese setzt sich aus der basalen Schub- oder Scherspannung und der lateralen Reibung gegen die gravitative Kraft der Gletschereismasse zusammen (z. B. Cuffey und Patterson 2010). Die basalen Schubspannungen variieren weniger stark als die gravitativ wirkenden Kräfte und eignen sich somit besser für die Verwendung in einem einfachen laminaren Gletschermodell zur Paläogletscher-Rekonstruktion (Van der Veen 1990).

## Grundlagen der Eingabeparameter

### ***Basale Schubspannung (engl. basal shear stress)***

Nye (1952) postulierte erstmals, dass die Stärke der Reibung am Untergrund vor allem von der Geometrie und Beschaffenheit des Gletscheruntergrundes, der Temperatur des Gletschereises und der Bewegungsgeschwindigkeit abhängt. Geologisch „weiche“ Gesteinsarten oder sedimentgefüllte Becken resultieren in geringeren Werten der basalen Schubspannung als „harte“, glatte Gesteinsoberflächen im Untergrund (Joughin et al. 2004). Zusätzlich ist die Schubspannung neigungsabhängig, was oftmals an der Gletscheroberfläche morphologisch durch Spaltenzonen und Séracs abschätzbar wird, sofern die Größe der Neigungsänderung im Untergrund groß genug ist, um nicht vom Gletschereis „gefiltert“ zu werden (Van der Veen 1990). Haeberli und Schweizer (1988) rekonstruierten beispielsweise am stark gestuften Längsprofil des Rhonegletschers um 1850 basale Schubspannungen von weniger als ein Bar (100 kPa) an der Gletscherzunge bis über drei Bar (300 kPa) an Eisfällen und besonders steilen Abschnitten. Eine einfache Annäherung zur Berechnung der basalen Schubspannung wird typischerweise durch Multiplikation des Gewichts des Eises mit der Neigung des Untergrundes erzielt (Paterson 1994, S. 163). Eine weitere Möglichkeit ist die Abschätzung über eine von Haeberli und Hoelzle (1995) definierte empirische Beziehung zwischen der basalen Schubspannung und dem Höhenunterschied eines Gletschers (sprich: der vertikalen Ausdehnung der hypsographischen Kurve). Präzisere Gleichungen, welche verschiedene Parameter wie die Eisdicke, die gravitative Beschleunigung sowie andere Exponenten und Faktoren miteinbeziehen, können auch verwendet werden, erfordern jedoch genaue Kenntnisse über diese (meist nur zu ästimmierenden) Parameter der Paläogletscher.

Im globalen Mittel werden Werte der basalen Schubspannung um die 100 kPa als gute Näherung beschrieben (Paterson 1994, S. 169; Driedger und Kennard 1986, S. 61; Nye 1952; Schilling und Hollin 1981). Tatsächlich gemessen wurde die basale Schubspannung nur an wenigen Gletschern in Europa, wo sie von 100 kPa bis 300 kPa reichte (Boulton et al. 1979). Für alpine (Hochgebirgs-)Gletscher können laut Nye (1959, S. 497) zwischen 0,5 und 1,5 Bar (50 bis 150 kPa) angenommen werden. Hoelzle et al. (2007) vermuten für die europäischen Alpen eine mittlere basale Schubspannung von 130 kPa, wobei nach Brædstrup et al. (2016) insbesondere steile Talgletscher auch höhere Werte bis rund 300 kPa aufweisen können.



In dieser Arbeit wurde keine allgemeine basale Schubspannung über den gesamten Höhenunterschied der einzelnen Längsprofile berechnet, sondern selbst vergleichsweise kleinräumige Änderungen der Neigung entlang der Fließlinien berücksichtigt, was vor allem die modellierte Eisdicke beeinflusst (und weniger die berechneten Gletscheruntergrundhöhen). Die Werte wurden an geomorphologische Indikatoren der vertikalen Ausdehnung des jeweiligen Paläogletschers angepasst, wie dies in einigen Studien (z. B. Pellitero et al. 2016; James et al. 2019; Moran et al. 2016; Carr et al. 2010) zur Rekonstruktion individueller Paläogletscher vorgeschlagen wird.

### ***Formfaktor (F-Faktor, engl. shape- oder friction-factor)***

Der Formfaktor ist ein Koeffizient, mit welchem die laterale Reibung bei topographisch begrenzten Gletschern berücksichtigt wird (Nye 1952). Dort, wo sich ein Tal verengt, wird das Eis komprimiert, was zu höheren Spannungen und größeren Fließgeschwindigkeiten führt. Die Berechnung des F-Faktors für einen bestimmten Punkt bzw. Abschnitt des Längsprofils kann über ein orthogonal verlaufendes Tal-Querprofil geschehen oder geschätzt werden. Bei Gletschern ohne lateralen Zug beträgt der F-Faktor 1,0 (Benn und Hulton 2010, S. 607). Der geringste sinnvolle Wert für Gletscher in einem Trog bzw. einer Senke liegt bei 0,445, wobei niedrigere Werte bei besonders steilen und schmalen Tälern auch auftreten können, aber eher selten sind (Paterson 1994). Haeberli und Hoelzle (1995, S. 206) berechneten für den Rhonegletscher um das Jahr 1850 Formfaktoren von 0,6 bis 0,8 und geben als gemittelten F-Faktor für die gesamten europäischen Alpen einen Wert von 0,8 an. Die gewählten Formfaktoren entlang der Längsprofile bzw. Fließlinien der in der vorliegenden Arbeit behandelten Gletscher liegen zum Großteil in diesem Rahmen, werden aber im Kapitel 4.2 anhand verschiedener Gesichtspunkte für jeden Gletscher separat noch im Detail festgelegt. Die Gebirgsgletscher in der Ankogelgruppe werden im Gegensatz zu Plateaugletschern und Eisschilden jedenfalls alle zu einem gewissen Grad von den Karwänden und Talhängen topographisch begrenzt.

### ***Modelle zur Rekonstruktion der Eisdicke von Paläogletschern***

Zur Rekonstruktion von ehemaligen Gletschermächtigkeiten gibt es verschiedene Modellansätze. Eines der ersten, eindimensionalen Modelle zur Gletscherrekonstruktion von Nye (1951, 1952) beschreibt den Zusammenhang zwischen der Untergrundneigung und der

Eisdicke anhand eines Gletschers auf einer horizontalen Oberfläche. Weiterführende zweidimensionale Modelle, welche auf der sog. „*shallow ice approximation*“ (Hutter 1983) beruhen, berücksichtigen keine longitudinal- und transversal-wirkenden Kräfte im Eis und sind somit für kleine, steile oder stark topographisch begrenzte Gletscher ungeeignet (Van der Veen 1999, S. 149; Le Meur et al. 2004, S. 721). Die basale Schubspannung wird in einem solchen rheologisch „perfekt plastischen“ Gletschermodell für einen bestimmten Punkt als konstant angenommen und von der gravitativen Kraft ausgeglichen (Ng et al. 2010, S. 4242). Gerade die longitudinalen Schubspannungen können jedoch bei Gebirgsgletschern räumlich sehr stark variieren, weshalb sich dort Gleichungen höherer Ordnung besser eignen. Komplexe Modelle, welche auf den sog. „*(Full) Stokes Equations*“ (Navier-Stokes-Gleichungen) beruhen, beziehen sämtliche im Gletschereis wirkende Kräfte und die longitudinalen Gradienten in die Differentialgleichungen mit ein (Paterson 1994, S. 258–262), eignen sich aber aufgrund der Fülle an nötigen Inputparametern kaum zur Rekonstruktion von Vorzeitständen.

#### **Excel-Spreadsheet „Profiler v.2“**

Im Excel-Spreadsheet von Benn und Hulton (2010) wird die Eisdicke von Paläogletschern entlang eines Längsprofils iterativ numerisch in einem „*2D-Flowline-Model*“ integriert, wobei die zugehörigen Gleichungen und Herleitungen erstmalig von Schilling und Hollin (1981) beschrieben wurden. Das Eis verformt sich nach diesem simplen Modell bei einer bestimmten gravitativen Kraft (engl. *driving stress*; durch das Eigengewicht und die Hangneigung verursacht) nur dann, wenn durch die Reibung am Untergrund (engl. *basal shear stress*) eine bestimmte Fließspannung (engl. *yield stress*) erreicht wird (Van der Veen 1999, S. 148–150). Ist der Druck geringer als die Fließspannung, nimmt die Eisdicke zu und der Gletscher wird gegebenenfalls steiler, aber es kommt zu keiner Bewegung. Die gravitative Kraft kann jedoch niemals größer als die Fließspannung werden, da dies zuvor durch Bewegung des Gletschereises ausgeglichen wird (Van der Veen 1999, S. 148–150).

Notwendige Eingabedaten für die Rekonstruktion der Eisdicke entlang eines Gletscher-Längsprofils in der fortgeschrittenen Version des Excel-Spreadsheets (dem „Profiler v.2“) umfassen die folgenden Angaben:

- äquidistante Punkte entlang des Längsprofils beginnend an der Endmoräne (ehemaliges Gletscherende) bis zum höchsten Punkt

- die Seehöhe des Gletscheruntergrundes entlang des Längsprofils, wobei gegenwärtige Gletscher sowie Moränenwälle aus späteren Gletscherständen (d.h. Material, welches sich in dieser Form sicher nicht am Untergrund des zu rekonstruierenden Gletschers befunden hat) in der Geländekorrektur berücksichtigt werden sollten
- den Formfaktor für jeden Punkt am Längsprofil; als Hilfestellung zur Abschätzung dieses Koeffizienten gibt es ein weiteres Excel-Spreadsheet von Benn und Hulton (2010), mit dem mittels Höhenangaben aus einem Querprofil durch das Gletscherbett vereinfacht eine quadratische Gleichung in das Tal-Querprofil eingepasst wird
- Werte für die basale Schubspannung an jedem Punkt, welche bei Vorhandensein von eindeutigen geomorphologischen Zeugen des ehemaligen Eisrandes (z. B. sog. „Trimlines“) bei der Feinabstimmung des Modells helfen (z. B. Schilling und Hollin 1981)
- optional: „*target-elevations*“ („Ziel-Höhen“) als empirische Referenzen der Größe des Paläogletschers, welche beispielsweise durch Lateralmoränen, deutlich erkennbare Unterschiede im Vegetationsbewuchs oder Trimlines geschätzt werden und nicht für die Berechnung der Eisdicke benötigt werden, sondern lediglich der besseren Kalibrierung dienen

Generell ist das Ergebnis einer solchen Gletscherrekonstruktion in bedeutender Weise von den Eingabedaten abhängig und daher vom Fachwissen der bearbeitenden Person. Insbesondere die Werte der basalen Schubspannung sind durch keine einfache Formel zu bestimmen, sondern können lediglich durch externe Indikatoren geschätzt werden. Ein weiterer wichtiger Punkt ist die Tatsache, dass dieses Modell, aufgrund der Annahme konstanter basaler Spannung für jeden Punkt und des dadurch endlich großen Wertes der Eisdicke, den Gletscher nicht über steile Wände aufragen lassen kann und somit eine unrealistisch dünne Eisbedeckung an steilen Kar-Wänden als Ergebnis entsteht (Benn und Hulton 2010, S. 608).

Für die Gletscherrekonstruktionen in der vorliegenden Arbeit wurde eine Äquidistanz von 50 m zwischen den Punkten auf den Längsprofilen aller Gletscher gewählt. Eine geringere Schrittlänge ist aufgrund der Länge von bis zu vier Kilometern kaum zielführend. Für jeden der untersuchten Gletscher eine individuelle Distanz festzulegen würde auch die Vergleichbarkeit in dieser Studie erschweren (Rea und Evans 2007; James et al. 2019). Die Geländehöhen außerhalb der rezenten Vergletscherung wurden im hochauflösenden DGM aus dem

Bezugsjahr 2010 erfasst. Die entsprechenden Gletscheruntergrundhöhen wurden mit dem *GlaRe*-Tool „*bed elevation from ice surface*“ berechnet (die Beschreibung der Funktionsweise folgt im nächsten Kapitel) und danach mit dem Gletscheruntergrundmodell von Helfricht et al. (2019) verglichen sowie teilweise angepasst. Große Moränenwälle, wie beispielsweise vor dem Großelendkees, wurden ebenso bestmöglich „begradigt“, indem abrupte Sprünge in den punktuell erfassten Geländehöhen entlang der Längsprofile bzw. Fließlinien entfernt und an umliegende Seehöhen angepasst wurden. Die Profilhöhen wurden im Vergleich zu den „Zielhöhen“ aus geomorphologischen Indikatoren wie bei Glasser et al. (2011) oder James et al. (2019) oftmals bewusst geringfügig höher (maximal ca. 50 m) rekonstruiert. Grund dafür ist, dass das Längsprofil im zentralen Bereich des Gletschers bei einer typisch konvexen Form des Ablationsgebiets häufig höher liegt als an den Talrändern (Nesje 1992).

### ***GlaRe-ArcGIS-Toolbox***

Die ***Glacier-Reconstruction***-Toolbox von Pellitero et al. (2016) besteht aus verschiedenen semi-automatischen Toolsets in ArcGIS (Abb. 2). Die Berechnung der Eisdicke eines Paläogletschers erfolgt wie im Excel-Spreadsheet von Benn und Hulton (2010) an äquidistanten Punkten entlang von Längsprofilen bzw. Fließlinien über einen Gletscher. Die gewonnenen Ergebnisse können räumlich von punktuellen Ergebnissen auf die gesamte Paläogletscherfläche extrapoliert und graphisch als DGM im Rasterformat ausgegeben werden.

Notwendige Eingabedatensätze für die *GlaRe-ArcGIS-Tools* umfassen:

- Fließlinien des Paläogletschers als Shapefile(s)
- ein DGM als Raster im Integer-Datenformat
- optional: ein Shapefile der Begrenzung des Paläogletschers bzw. des hydrologischen Einzugsgebietes abgegrenzt nach unten hin durch die Endmoräne(n)
- ein Umriss etwaiger noch vorhandener Gletscher im DGM als Shapefile

Mit dem „*trunk stream tool*“ aus der *GlaRe-Toolbox* bietet sich die Möglichkeit, die Fließlinien automatisch erstellen zu lassen, wobei stets nur eine einzige, zentrale Fließlinie im Einzugsgebiet des Paläogletschers generiert wird. Prinzipiell gelingt die Extrapolation der punktuellen Eisdicken auf die Fläche jedoch umso besser, je mehr Fließlinien gezeichnet werden, weshalb die manuelle Anfertigung zu bevorzugen ist. Um die Funktionsfähigkeit der einzelnen *GlaRe-Tools* zu gewährleisten, müssen die Fließlinien nach bestimmten Regeln

erstellt werden, welche von Pellitero et al. (2016) ausführlich in der Dokumentation der *GlaRe-Toolbox* beschrieben sind.

Befindet sich im Einzugsgebiet des Paläogletschers im (aktuellen) DGM ein Gletscher, müssen wie bereits erwähnt im ersten Schritt der Rekonstruktion die Geländehöhen des Untergrundes berechnet werden. Zu diesem Zweck beinhaltet die *GlaRe-Toolbox* das „*bed elevation from ice surface*“-Tool, welches eine Inversion der Gleichung eines „perfekt plastischen“ Gletschermodells von Van der Veen (1999) darstellt. Mit den berechneten Untergrundhöhen, dem Raster-DGM und den Werten für die basale Fließspannung wird unter Angabe einer Interpolationsmethode ein erstes DGM des Paläogletschers generiert.

Als Interpolationsverfahren stehen *Trend*, *Topo-To-Raster*, *Kriging* und *Inverse Distance Weighted (IDW)* zur Auswahl, wobei jede der Methoden ihre Vor- und Nachteile aufweist und in Bezug auf das gewünschte Ergebnis (z. B. anschauliche graphische Ausgabe, höchste Genauigkeit der modellierten Volumina, etc) gewählt werden sollte.

- *Topo-To-Raster* nutzt eine iterative Interpolation der punktuellen Eishöhen entlang der Fließlinien über immer feinere Netze und erzeugt eine glatte, hydrologisch korrekte (vorwiegend konkave) Oberfläche, welche aber für Gletscher im Allgemeinen eher untypisch ist (Hutchinson 1989; Pellitero et al. 2016, S. 79).
- *Kriging* bezieht nicht nur die Distanz zwischen den punktuellen Geländehöhen, sondern auch die statistische Beziehung zwischen diesen in die Interpolation mit ein. Aus diesem Grund werden sehr genaue volumetrische Ergebnisse erreicht, jedoch lassen sich die Raster-DGMs nicht anschaulich als Gelände-Schummerung darstellen (Pellitero et al. 2016, S. 79 und 81).
- *Inverse Distance Weighted (IDW)* ist eine deterministische Methode, welche die Gletscherhöhen in Abhängigkeit zur Distanz zu den punktuellen Geländehöhen des Untergrundes bestimmt, was tendenziell zu den besten Ergebnissen in Bezug auf das Volumen des Paläogletschers führt (Pellitero et al. 2016, S. 81). Ein Nachteil dieser Methode ist das Auftreten vermeintlicher Senken und – kartographisch gesehen – die nicht anschauliche Schummerungsdarstellung (Pellitero et al. 2016, S. 79).

- Trend stellt eine relativ inexakte Methode der Angleichung einer Polynomfunktion an bestimmte „bekannte“ bzw. referenzierte Punkte der Paläogletscheroberfläche mit einem möglichst geringen Standardfehler (RMS-Error) dar (Pellitero et al. 2016, S. 79). Durch diese Anpassung einer (meist quadratischen oder kubischen) Gleichung (Pellitero et al. 2016, S. 79) wird die Oberfläche stark geglättet und nur großflächige Muster berücksichtigt, weshalb die Methode für die vergleichsweise kleinen Gebirgsgletscher in der vorliegenden Arbeit nicht verwendet wurde.

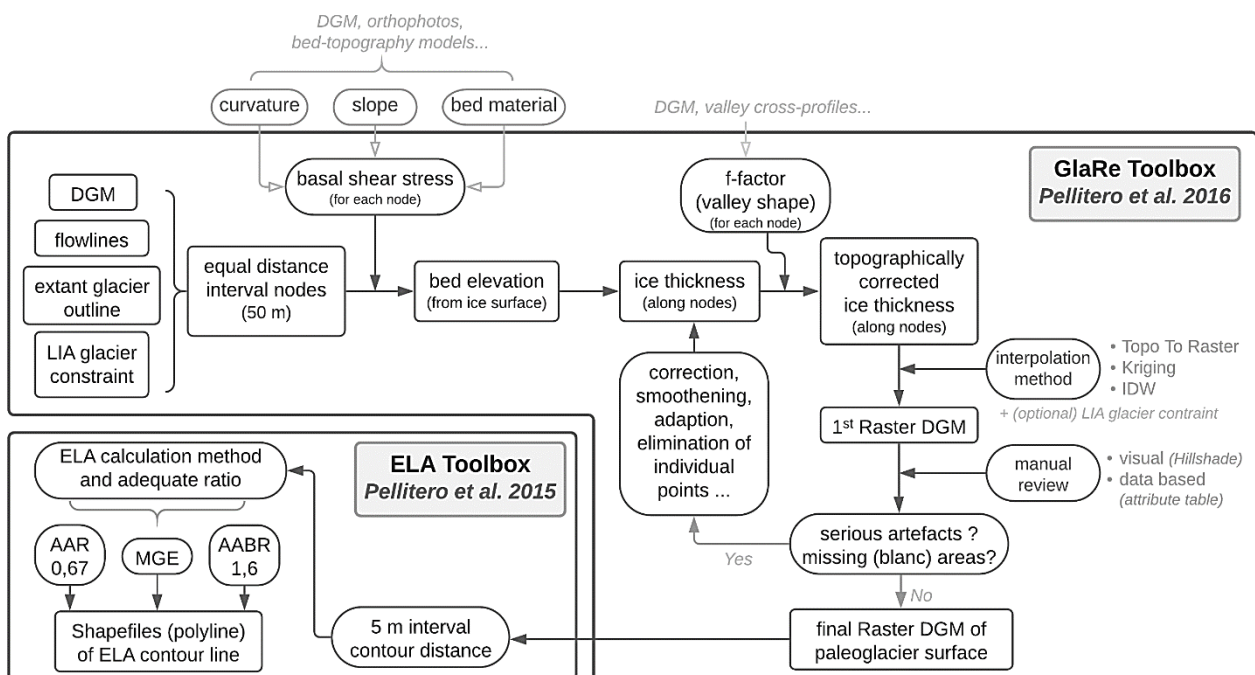


Abb. 2: Schematischer Überblick über die benötigten und generierten Datensätze (Rechtecke) und Eingabe-Parameter (Ellipsen) sowie zusätzliche Schritte im Arbeitsablauf bei der Modellierung eines Paläogletscher-DGMs und den ELAs mit den ArcGIS-Toolboxen von Pellitero et al. (2015, 2016) [eigene Darstellung]

Das erste Ergebnis der Gletscherrekonstruktion mit den *GlaRe*-GIS-Tools nach den bisher beschriebenen Schritten berücksichtigt noch keine topographischen Einflüsse wie den lateralen Zug bei Tal- oder Kargletschern oder komplexe Untergrund-Geometrien. Daher wird die Größe und das Volumen des wahren Paläogletschers zum Teil stark unterschätzt: laut Pellitero et al. (2016, S. 82) können die rekonstruierten Gletscher um bis zu 20 % in der Flächengröße und 25 % im Volumen abweichen. Aus diesem Grund sollte eines der drei vorkonfigurierten *GlaRe*-Tools zur Formfaktor-Korrektur angewandt werden, welches die Eisdicke entsprechend eines Reibungskoeffizienten zur Topographie des Gletscherbettes an verschiedenen Punkten entlang der Fließlinien neu berechnet. Laut Pellitero et al. (2016, S. 82) wird die wahre Größe und das Volumen des Paläogletschers immer zu einem gewissen Grad

unterschätzt – wie groß diese Fehler sind, hängt jedoch von den Eingabeparametern ab. Des Weiteren erlauben die *GlaRe*-Modellierungen keine Rekonstruktionen einer Gletscheroberfläche mit konvexem Ablationsgebiet und konkavem Ablationsgebiet. Die Auswirkungen auf die berechnete *ELA* sollten laut Pellitero et al. (2016, S. 79) auf Basis der zwei Testdatensätze auf rezenten Gletschern in ihrer Studie jedoch minimal sein.

### ***ELA-Berechnungsmethoden und „ELA“-ArcGIS-Toolbox***

Zur Berechnung der Gleichgewichtslinie (*ELA*) auf einem Gletscher gibt es vielfältige Ansätze, die grob in zwei Gruppen eingeteilt werden können: jene Methoden, die einzig auf der Lage (Seehöhe) von glazialen Relikten basieren und diejenigen, die auf der geometrischen Verteilung bzw. speziell der Oberfläche des Paläogletschers aufbauen (Pellitero et al. 2015). Zur ersten Gruppe gehören beispielsweise die Berechnung über die maximale Seehöhe von Lateralmoränen (*MELM*) und Karbodenhöhen sowie hypsometrische Maxima (Pellitero et al. 2015). Zur zweiten Gruppe zählen glaziologisch bekannte Relationen wie *toe-to-headwall altitude ratio (THAR)*, *accumulation area ratio (AAR)*, *median glacier elevation (MGE)*, *area-altitude balance ratio (AABR)* und *area-altitude (AA)* (Pellitero et al. 2015). Die vier letztgenannten Methoden werden am häufigsten verwendet und sind daher auch in die „*ELA*“-ArcGIS-Toolbox von Pellitero et al. (2015) implementiert.

Die *MGE*- oder auch *Kurowski*-Methode setzt die Gleichgewichtslinie an der mittleren Höhe zwischen der Stirn und dem höchsten Punkt des Gletschers an, was einem *AAR*-Wert von 0,5 entspricht (Bakke und Nesje 2011, S. 272).

Die *AAR*-Methode teilt das Gletscherlängsprofil nach einem bestimmten konstanten Verhältnis in Akkumulations- und Ablationsgebiet, ohne die natürliche Hypsometrie des Paläogletschers zu berücksichtigen (Meier und Post 1962; Gross et al. 1977). Generell wird für einen Gletscher im Gleichgewicht ein *AAR*-Wert von 0,67 für die europäischen Alpen vorgeschlagen (Gross et al. 1977; Maisch 1982), was der hypsometrischen Teilung des Längsprofils in ein Nähr- und ein Zehrgebiet im Verhältnis 2:1 entspricht. Die Wahl eines repräsentativen Wertes kann sich mitunter stark in der *ELA* widerspiegeln. Auf rezenten Gletschern der mittleren und hohen Breiten liegt der *AAR*-Wert je nach Hypsometrie im Allgemeinen zwischen 0,5 bis 0,8 und speziell auf Tal- und Kargletschern bei 0,6 (Meier und Post 1962; Benn und Evans 2010).

Die *AABR*-Methode berücksichtigt im Gegensatz zur *AAR*-Methode die Hypsometrie und die Massenbilanz-Kurve des Gletschers (Furbish und Andrews 1984). Letztgenannte Autoren definierten für diese glaziologische Methode drei grundlegende Annahmen: (1) die Gradienten der Akkumulation und Ablation sind beide ungefähr linear, (2) das Netto-Verhältnis zwischen Akkumulation und Ablation ist bekannt und verhält sich konstant, (3) die Topographie begrenzt den Gletscher, weshalb sich eine Massenbilanzänderung in einem Wandel der Höhenlage der Gletscherstirn äußert (Vorstoß oder Rückzug). Global liegen die Massenbilanz-Gradienten („*AABR*-Werte“) rezent zwischen 1,67 bis 2,2 (z. B. Benn und Ballantyne 2005; Rea 2009), was die deutlich größere Ablation der Gletscher widerspiegelt. Die Aspekte, die es zur Ermittlung eines adäquaten Wertes für einen Gletscher zu berücksichtigen gilt, wurden von Furbish und Andrews (1984) detailliert beschrieben. Anhand einer Auswahl an 66 Gletschern weltweit wurde als global repräsentativer *AABR*-Wert  $1,75 \pm 0,71$  vorgeschlagen und für rezente Gletscher in den europäischen Alpen ein Wert von  $1,59 \pm 0,6$  (Rea 2009).

Die *AA*-Methode entspricht einem *AABR*-Wert von eins, was wiederum äquivalente Massenbilanz-Gradienten suggeriert, welche bestenfalls in kalten Polarregionen vorkommen (Rea 2009, S. 238) und somit im vorliegenden Untersuchungsgebiet nicht zum Einsatz kommt.

Zusammenfassend setzen alle vier beschriebenen Methoden einen Gletscher im Gleichgewicht mit annähernd linearen Massenbilanz-Gradienten als Funktion der Seehöhe voraus (Pellitero et al. 2015). Dies trifft in der Realität bei Schuttbedeckung des Gletschers, Windverfrachtung von Schnee und anderen topographisch bedingten Effekten der Akkumulation und Ablation häufig nicht zu (Benn und Lehmkuhl 2000), weshalb der Einsatz und Vergleich mehrerer Methoden sinnvoll ist. Dies lässt sich am einfachsten automatisiert mit einem GIS-Modell wie jenem von Pellitero et al. (2015) umsetzen. Als Eingabedatensatz für die oben genannte GIS-Toolbox wird lediglich ein Raster-DGM der Oberfläche des Paläogletschers benötigt sowie die Angabe eines Isohypsen-Intervalls zur Berechnung. Zusätzlich kann ein spezifisch an den jeweiligen Gletscher und dessen Umweltbedingungen angepasster Wert des Verhältnisses der Massenbilanzgradienten zu den entsprechenden Berechnungsmethoden der *ELA* angegeben werden. Die Ergebnisse werden schließlich in Form von Höhenangaben in Metern in einer Textdatei sowie in vektorisierten Konturlinien der berechneten Seehöhen als Shapefile ausgegeben.



## 4. Ergebnisse

Der Schwerpunkt dieses Kapitels widmet sich den erhobenen quantitativen Daten und den berechneten statistischen Kennzahlen sowie den Rahmenbedingungen in den Einzugsgebieten der modellierten Paläogletscher. Die Beschreibungen der Relief- und Landschaftsformen gehen zum einen aus eigenen Beobachtungen und Einschätzungen im Zuge der Geländebegehungen hervor und zum anderen aus Literaturhinweisen. Zweck dieser grundlegenden Charakterisierung der Exposition, Höhenlage, Hangneigung und anderen Merkmalen der Gletscherumgebung ist eine schlüssige und nachvollziehbare Wahl der Modellierungsparameter sowie, darauf aufbauend, verbesserte Ergebnisse der Gletscherrekonstruktionen.

### 4.1. Schmidt-Hammer-Messungen

Die arithmetischen Mittel der Rückprallwerte der 100 Einzelmessungen auf jedem der 31 Messstandorte spannen von 28,0 bis 52,0 und der Median von 26,5 bis 54,5 (Tab. 4). Die Differenz zwischen diesen statistischen Lageparametern beträgt in der vorliegenden Arbeit an vier von 31 Standorten mehr als  $-1,00$  (K07, M02, PE1 und P09; Tab. 4) und an drei Standorten über  $+1,00$  (G02, M04, P03; Tab. 4). Die 95%-Konfidenzintervalle (CI) liegen zwischen  $\pm 1,16$  und  $\pm 1,87$  und überschneiden sich in vielen Fällen, was für keine statistisch signifikanten Altersunterschiede und daher für ähnliche Alter spricht (Matthews und Shakesby 1984). Die Schiefe der Verteilung ist bei 16 aller 31 Standorte schwach positiv mit durchschnittlich  $+0,23$  sowie maximal  $+0,61$ . Die  $R$ -Werte der restlichen 15 Standorte weisen eine negative Schiefe von durchschnittlich  $-0,34$  auf, wobei ein Standort mit  $-1,01$  den einzigen Ausreißer markiert. Die einzelnen Standorte der vier Gebiete können aufgrund variierender geologischer Verhältnisse (vgl. Kap. 2) nicht alle miteinander verglichen werden, weshalb die Ergebnisse größtenteils separat behandelt werden.

Tabelle 4: Zusammenfassung der Ergebnisse der Schmidt-Hammer-Messungen (n=100 pro Standort; Lage der Standorte siehe Abb. 3, 4 und 7)

Bez.	Seehöhe (m ü. A.)	Längengrad (DD, WGS-84)	Breitengrad (DD, WGS-84)	mittlerer R-Wert	95% CI	Schiefe	Median
K01	2080	47,081	13,270	31,6	1,28	0,06	32,0
K02	2093	47,082	13,270	28,9	1,35	0,18	28,0
K03	2099	47,082	13,270	39,2	1,24	-0,37	40,0
K04	2095	47,084	13,277	38,5	1,22	0,13	38,0
K05	2097	47,084	13,276	39,7	1,30	0,12	40,0
K06	2128	47,078	13,266	33,0	1,18	0,03	33,5
K07	2133	47,078	13,266	29,1	1,32	0,29	27,5
K08	2270	47,071	13,266	39,1	1,39	-0,01	39,0
K09	2416	47,068	13,269	35,4	1,48	-0,01	36,0
K10	2489	47,065	13,270	30,7	1,42	0,47	30,0
P01	2647	47,029	13,344	36,3	1,44	0,20	36,0
P02	2682	47,030	13,343	45,8	1,87	-0,10	46,0
P03	2799	47,032	13,338	49,0	1,62	-0,50	51,0
P04	2810	47,033	13,338	48,5	1,67	-0,59	49,0
P05	2855	47,034	13,335	52,0	1,16	-0,39	52,0
P06	2845	47,034	13,335	49,6	1,40	-0,19	49,5
P07	2839	47,034	13,336	45,8	1,55	-0,10	46,0
P08	2828	47,034	13,337	43,3	1,55	-0,10	44,0
P09	2825	47,034	13,338	33,9	1,56	0,39	32,5
P10	2798	47,033	13,339	36,6	1,53	0,21	37,5
PE1	2224	47,024	13,361	28,0	1,35	0,61	26,5
PE2	2356	47,026	13,360	28,6	1,22	0,53	28,0
G01	2661	46,990	13,297	42,7	1,57	0,05	43,5
G02	2671	46,995	13,300	51,8	1,63	-1,01	54,0
G03	2721	46,995	13,294	51,3	1,46	-0,84	52,0
G04	2666	46,996	13,298	50,8	1,28	0,13	50,0
G05	2660	46,995	13,299	36,6	1,28	-0,22	37,0
M01	2456	46,984	13,302	46,2	1,63	0,01	46,0
M02	2486	46,985	13,298	38,3	1,39	0,21	37,0
M03	2490	46,985	13,296	43,2	1,40	-0,10	43,5
M04	2608	46,985	13,294	46,9	1,42	-0,57	48,3

### ***Kleinelendtal***

Die wohl eindrucksvollste und malerischste Beschreibung des Kleinelendtals findet sich in einer Publikation zur Charakterisierung alpiner Tal-Muster von Gerber und Scheidegger (1977, S. 179) als ein „[...] Bogental [...], das am Kleinelend-Kees beginnt, ein Halbrund beschreibt und dann in die Malta mündet. Es ist dies wohl eines der schönsten Beispiele einer fast geschlossenen Talrundform, in deren Mitte ein Berg aufragt.“ In genau diesem Tal wurden an zehn Standorten auf (teils nur vermuteten) End- und Lateralmoränenwällen des Kleinelendkeeses Schmidt-Hammer-Messungen durchgeführt. Die Standorte K01–K07 liegen dabei im eher flachen Talabschnitt zwischen dem sog. „Steinkarboden“ bis unter die „Gurrnböden“ auf rund 2100 m Seehöhe (Abb. 3). Die Attribuierung der Standorte K01 und K02 zu Endmoränen stellte sich im Gelände als zweifelhaft heraus (vgl. Abb. 3c); die geplanten Schmidt-Hammer-Messungen wurden dennoch zu Vergleichszwecken durchgeführt und ergaben niedrige mittlere *R*-Werte von 31,6 und 28,9 (Abb. 3d). Die mittleren *R*-Werte der drei Standorte K03–K05 auf prominenten Moränenwällen im zentralen Bereich des Talbodens (Abb. 3a) liegen nahe beieinander (um  $39 \pm 0,7$ ; Tab. 4) und sind somit ähnlichen Alters anzunehmen. Die Messungen an den Standorten K06 und K07 ergaben deutlich niedrigere Mittelwerte (33,0 und 29,1) und statistisch signifikante Altersunterschiede zu den zuvor genannten Moränen K03–K05 (Tab. 4 und Abb. 3d). Letztere Moränen liegen jedoch etwas mehr als einen halben Kilometer talauswärts von K06 und K07, weshalb ein jüngeres Alter dieser Moränenwälle morphostratigraphisch unmöglich ist. Die Standorte K08–K10 befinden sich auf Ufermoränen neben dem Wanderweg (Nr. 539) zur Zwischenelendscharte (2676 m) und weisen mehrheitlich Blöcke aus migmatischen Gneisen auf (Abb. 3a,b). Das Diagramm in Abbildung 3d visualisiert zusätzlich die Abnahme der mittleren *R*-Werte von K08–K10 mit zunehmender Seehöhe und somit den theoretisch anzunehmenden Anstieg des relativen Alters dieser Seitenmoränen. Die 95%-Konfidenzintervalle überschneiden sich dabei nicht, weshalb die Altersunterschiede von K08–K10 als signifikant unterscheidbar gelten.

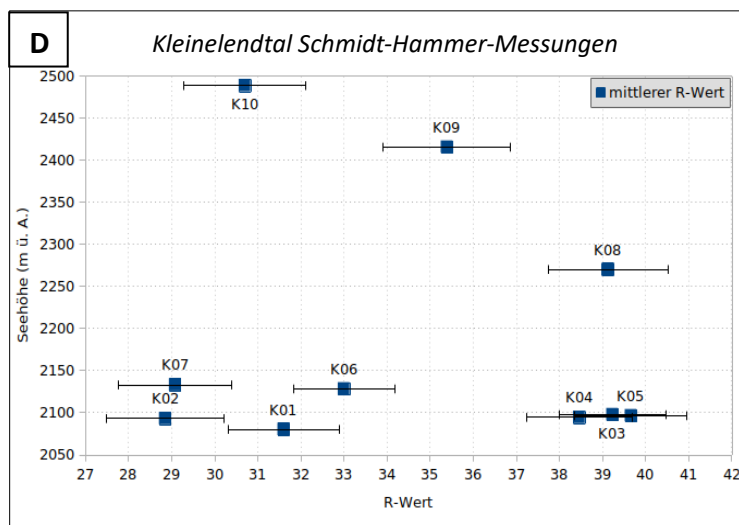
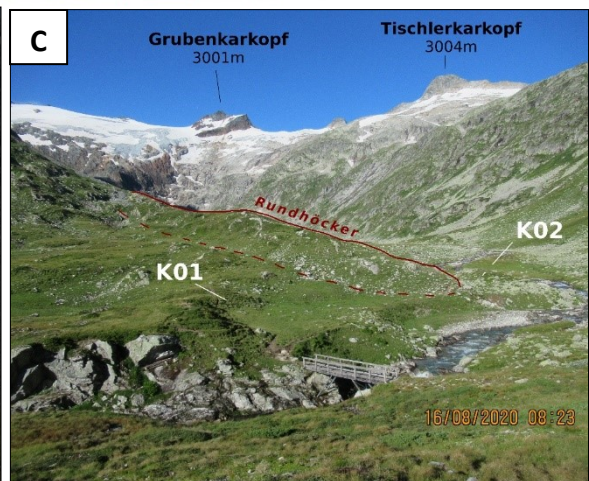
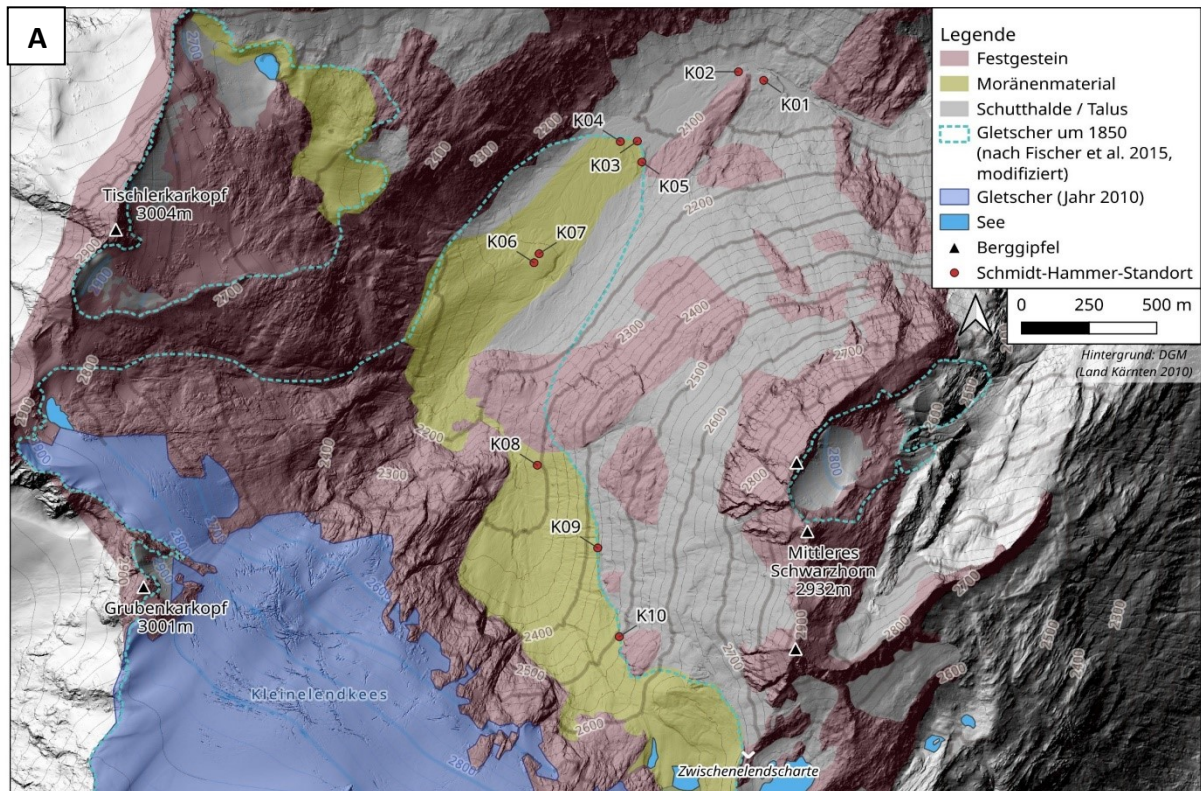


Abb. 3: Kleinelendtal  
 (A) Geomorphologische Kartierung (Ausschnitt „A“ in Abb. 1)  
 (B) Schmidt-Hammer-(SH) Messstandorte K09 und K10 am Wanderweg zur Zwischenlendtscharte  
 (C) SH-Standorte K01 und K02 im Steinkarboden  
 (D) Mittlere SH-Rückprallwerte sowie 95%-Konfidenzintervalle als Fehlergrenzen

## Preimlkar und Hochalm-Moränen

Im südöstlich auslaufenden Kar zwischen Preimlspitz 3133 m, Oberlercherspitze 3107 m und Hinterem Findelkarkopf 2976 m, welches folgend als „oberes Preimlkar“ bezeichnet wird, wurden Messungen an zehn Standorten durchgeführt (P01–P10; Abb. 4a, 5b). Zusätzlich wurden zwei Standorte auf Moränenwällen des Hochalmkeeses östlich des Oberen und Unteren Preimlsees am sog. „Preiml-“ oder „Keesboden“ ausgewählt (PE1–PE2; Abb. 4a,b).

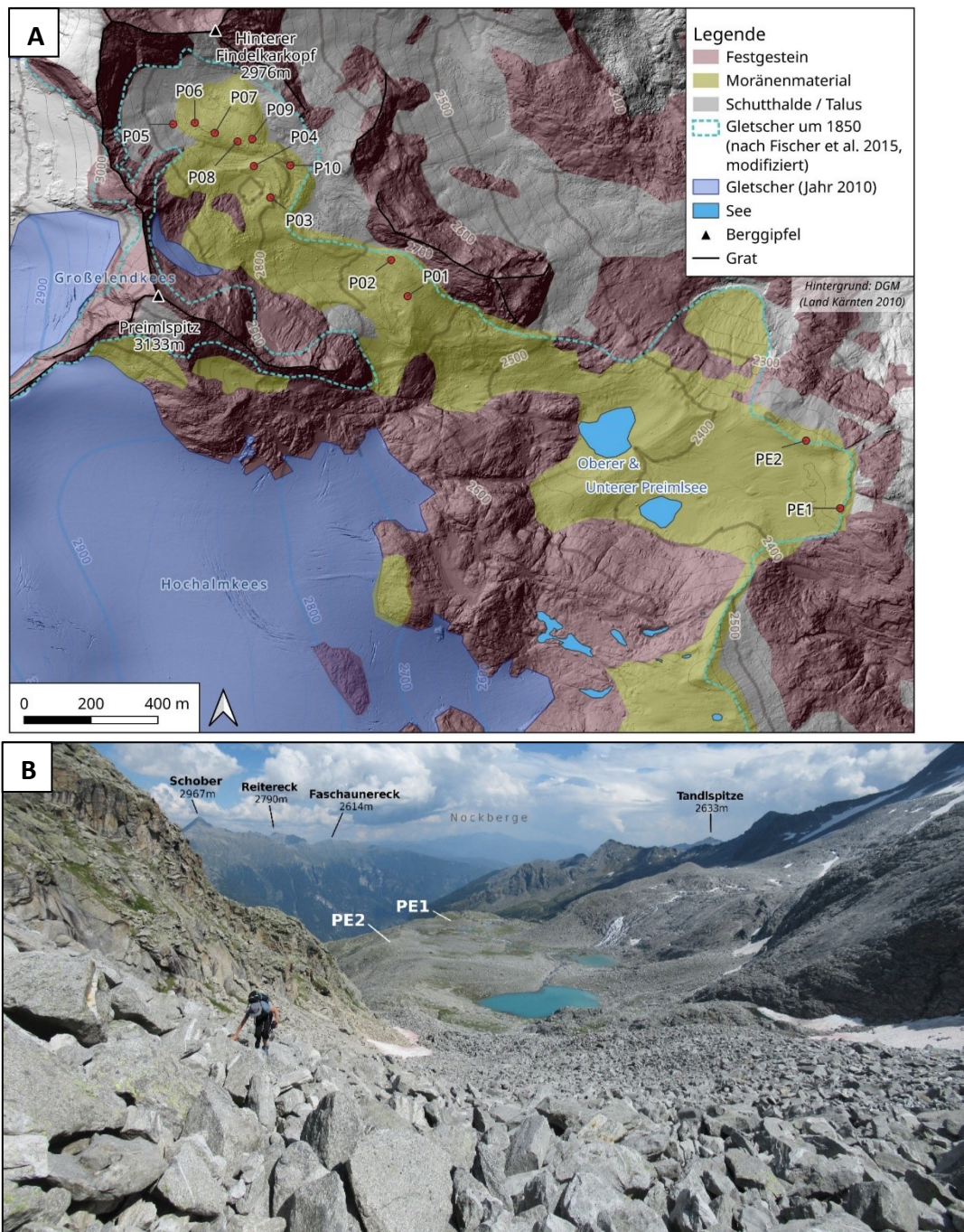


Abb. 4: Gletschervorfeld des Hochalmkeeses und Preimlkar (A) Geomorphologische Kartierung (B) Panorama vom weglosen Aufstieg ins obere Preimlkar mit Blick nach Südosten zum Preimlboden mit den Preimlsees und den Schmidt-Hammer-Messtandorten PE1 und PE2

Die mittleren *R*-Werte der zehn Standorte lassen sich nach dem Diagramm in Abbildung 5a zumindest in drei Bereiche gliedern, deren 95%-Konfidenzintervalle (Fehlerbalken) sich nicht überschneiden und deren relative Altersabschätzungen voneinander statistisch signifikant unterscheidbar sind:

1. die Moränen PE1 und PE2 am Preimlboden mit den niedrigsten Rückprallwerten von rund 28, welche somit relativ das höchste Alter aufweisen sollten
2. die Standorte P01, P09 und P10 im oberen Preimlkar mit verhältnismäßig niedrigeren *R*-Mittelwerten im Bereich von rund 34 bis 37
3. die Standorte P02–P08 im oberen Preimlkar mit deutlich höheren mittleren *R*-Werten zwischen 43 bis 52 und daher der (relativ gesehen) der geringsten Expositionsdauer

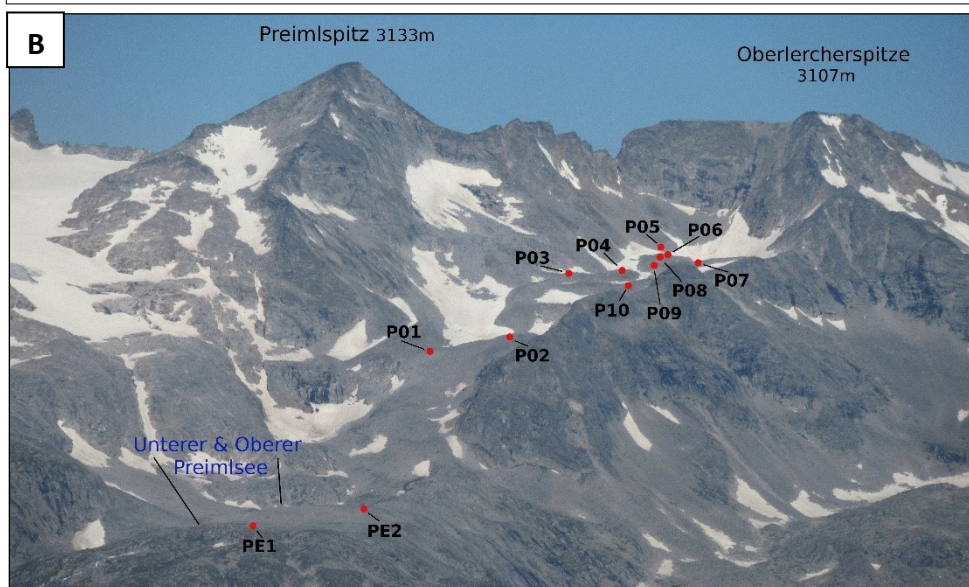
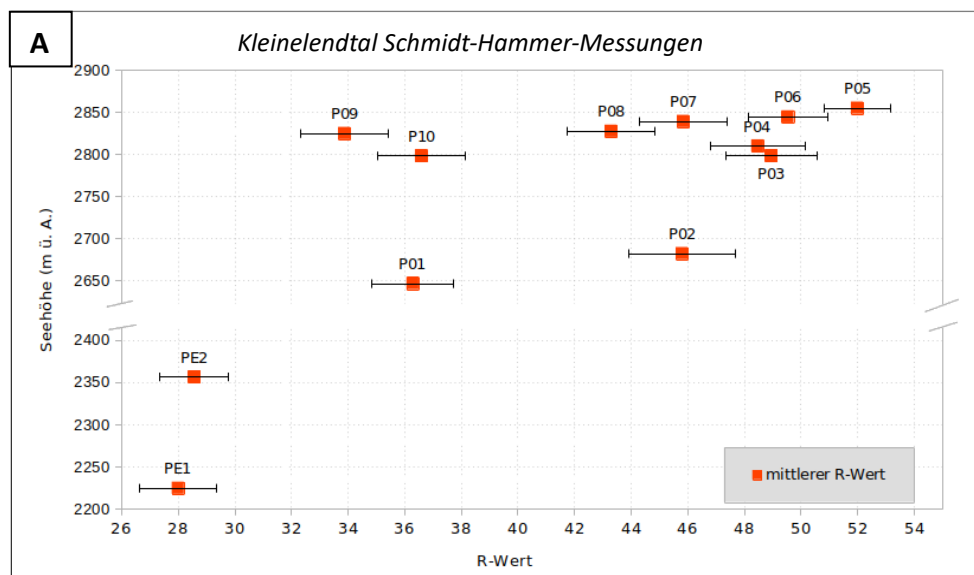


Abb. 5: Oberes Preimlkar und Preimlboden (A) Mittlere Schmidt-Hammer-Rückprallwerte sowie 95%-Konfidenzintervalle als Fehlergrenzen (B) Übersicht über die SH-Messtandorte (Foto aufgenommen vom Faschaunereck 2614m, Hafnergruppe)

## Kar östlich des Säulecks

Der Karraum zwischen Großem Gößspitz 2933 m, Säuleck 3086 m und Gussenbauerspitz 2981 m wird von dominanten Moränenwällen geprägt, welche ein zungenförmiges Becken von rund 30 m Tiefe ausbilden (Abb. 6 und 7). Auf diesen Moränenstaffelungen wurden fünf Standorte für die Schmidt-Hammer-Methode ausgewählt (Abb. 6 und 7).

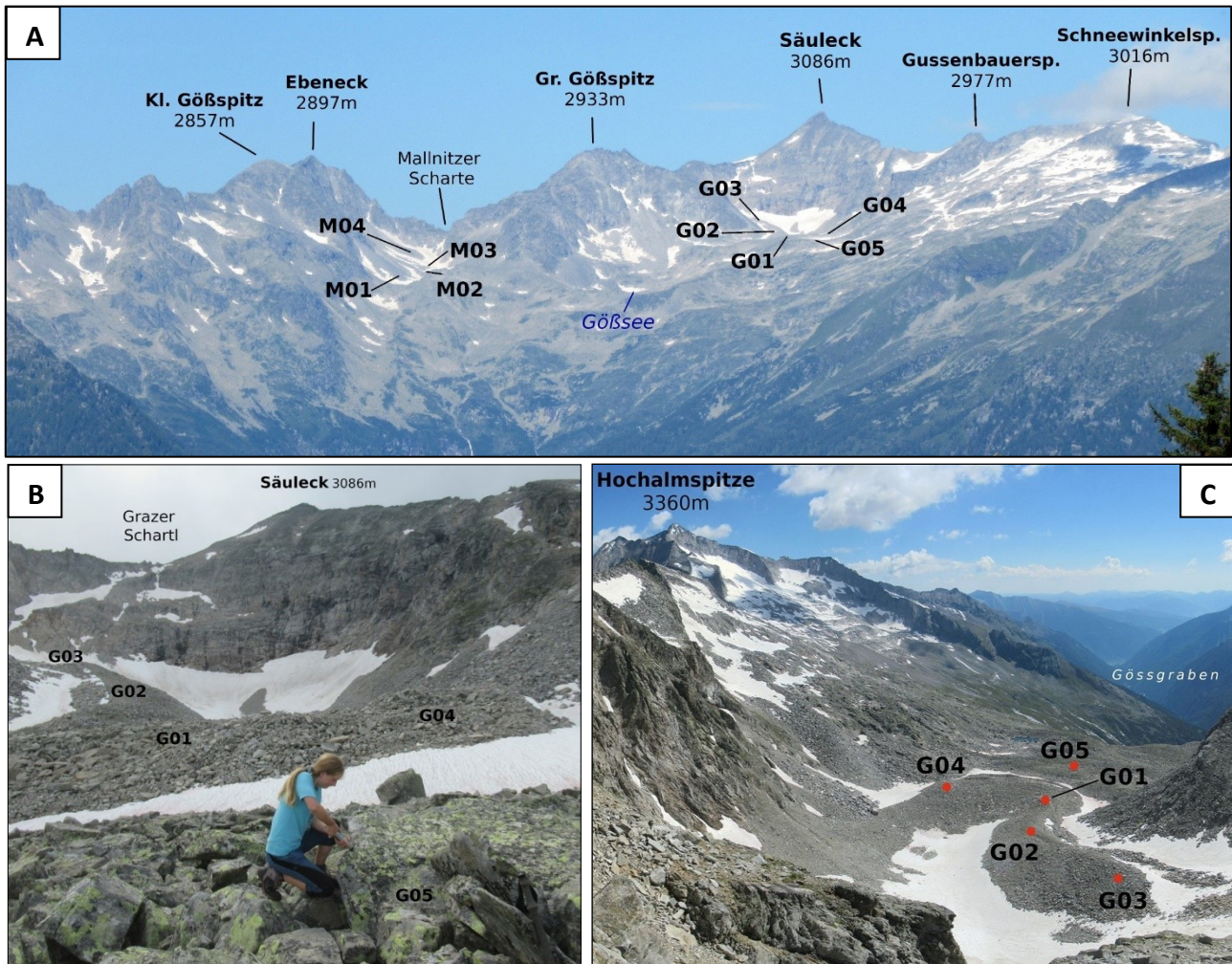


Abb. 6: Kar östlich des Säulecks (A) Lageübersicht der Schmidt-Hammer-Messstandorte (Foto vom Aufstieg zum Stubeck 2370m, Hafnergruppe) (B) SH-Messungen am flechtenreichen Standort G05 (C) Tiefblick vom „Grazer Schartl“ zu den SH-Standorten

Der Standort G01 liegt im vorderen Bereich an der Außenseite des Beckenrandes und weist einen relativ geringen mittleren  $R$ -Wert von 42,7 auf (Abb. 6 und 7). An den Messstandorten G02–G04 (Abb. 6 und 7) beträgt der mittlere  $R$ -Wert sowie der Median zwischen 50 bis 54, was auf eine geringe Expositionsdauer hindeutet. Der Flechtenbewuchs dieser Standorte ist eher spärlich, dafür liegen große Mengen an losem Feinschutt zwischen den vornehmlich lockeren Grobblöcken vor. Der Standort G05 liegt auf einem breiten Wall außerhalb der mächtigen Moränenwälle, wobei Feinmaterial hier völlig fehlt und die Blöcke mehrheitlich

solide übereinander liegen. Verschiedene Krustenflechten-Arten bedecken beinahe die gesamte Oberfläche aller Blöcke am Standort G05 (vgl. Abb. 6b) und der mittlere  $R$ -Wert (36,6) sowie der Median (37,0) sind signifikant niedriger als an den übrigen vier Standorten (Abb. 7b). Aus den Fehlerbalken der 95%-Konfidenzintervalle in Abbildung 7b wird ersichtlich, dass die Standorte G01 und G05 zueinander sowie zu G02–G04 statistisch signifikante Altersunterschiede aufweisen.

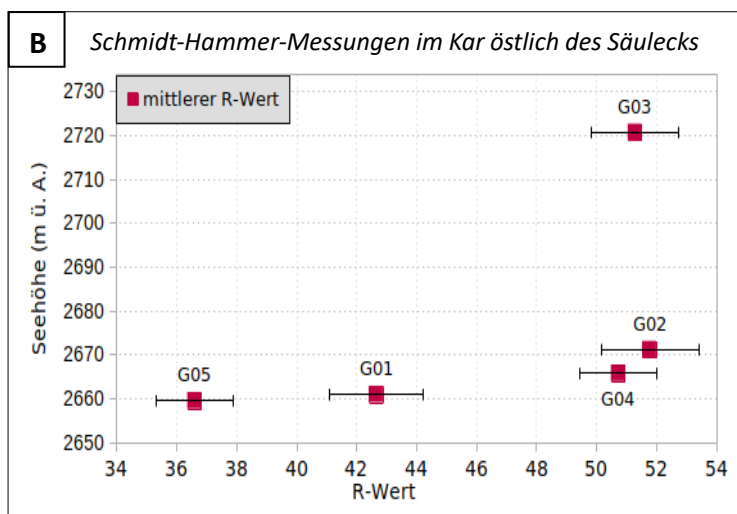
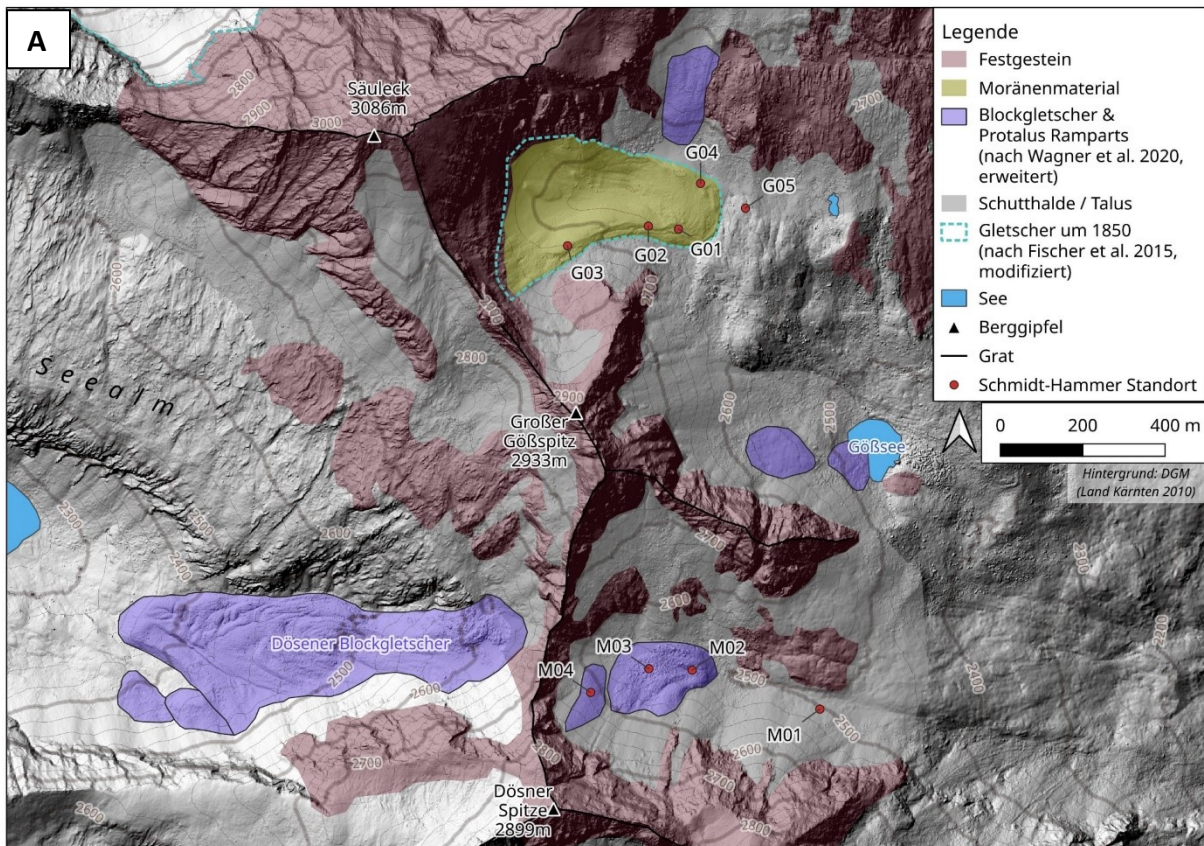


Abb. 7: Geländearbeitsgebiete um das Säuleck (A) Geomorphologische Übersichtskarte (B) Diagramm der mittleren Schmidt-Hammer-Messwerte und 95%-Konfidenzintervalle als Fehlerbalken im Kar östlich des Säulecks



### Kar östlich der Mallnitzer Scharte

Die vier Standorte im Kar zwischen Ebeneck 2858 m, Dösner Spitze 2899 m und Großem Gößspitz 2933 m (Abb. 7a) liegen am Fuße eines Schuttkegels (M01, Abb. 8a) auf einer steilen, lobenförmigen Schuttflanke, auf einem Blockschuttwulst (M04, Abb. 8b) und auf einem Blockgletscher inmitten des Kares (M02–M03, Abb. 8b). Die Ergebnisse der Standorte M01 und M04 sind um rund drei bis neun *R*-Werte (Mittelwerte) höher als jene von M02 und M03 im gleichen Kar, jedoch nicht annähernd so hoch wie G02 und G03 im (lithologisch ähnlich aufgebauten) Karraum östlich des Säulecks (vgl. Tab. 4). Die Standorte M02 und M03 weisen auf einer horizontalen Distanz von 105 m und nur wenigen Metern Höhenunterschied eine Differenz von beinahe fünf mittleren *R*-Werten auf. Zusätzlich überschneiden sich die Fehlerbalken aus den 95%-Konfidenzintervallen der letztgenannten mittleren *R*-Werte nicht (Abb. 8c), was für statistisch signifikante Altersunterschiede auf dieser Landschaftsform spricht.

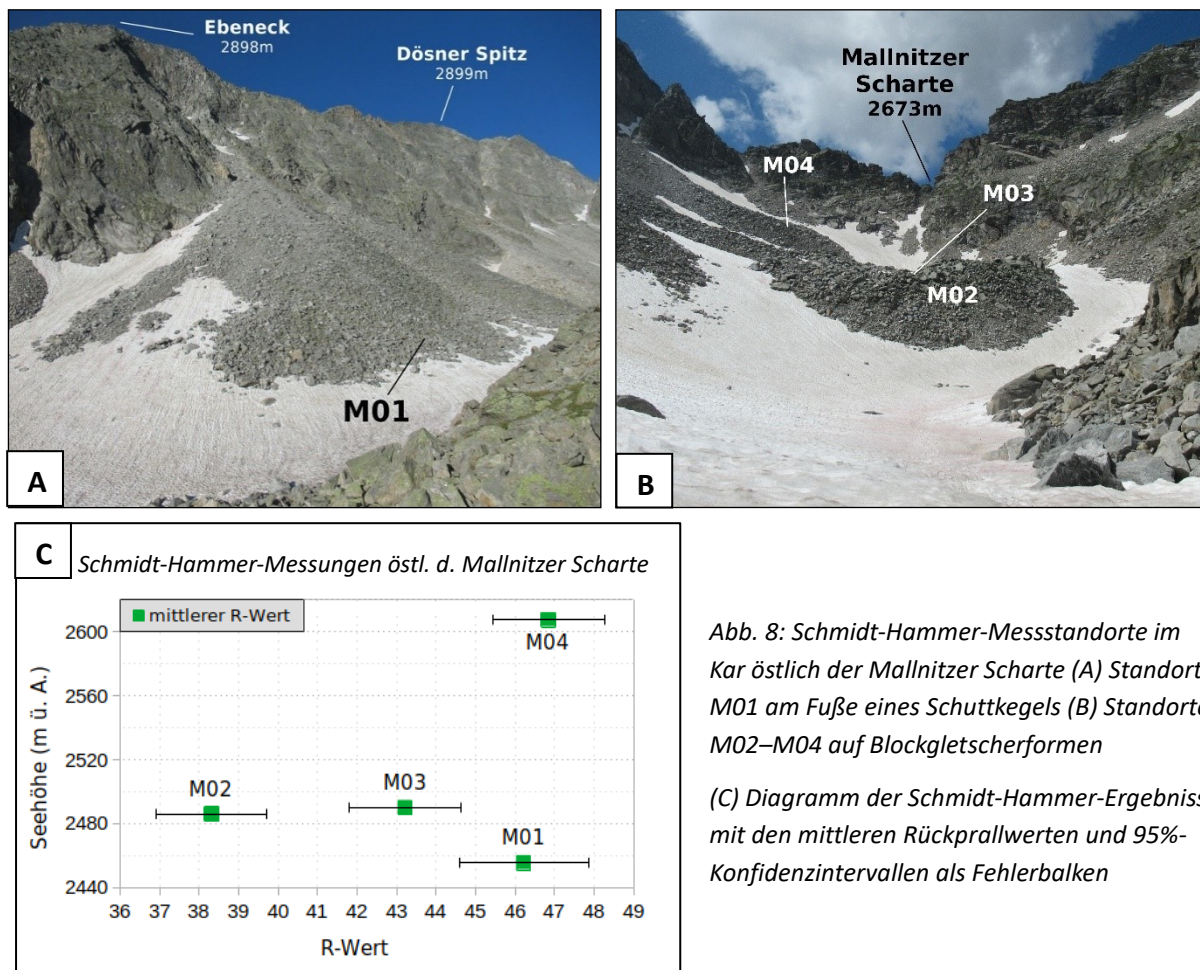


Abb. 8: Schmidt-Hammer-Messstandorte im Kar östlich der Mallnitzer Scharte (A) Standort M01 am Fuße eines Schuttkegels (B) Standorte M02–M04 auf Blockgletscherformen (C) Diagramm der Schmidt-Hammer-Ergebnisse mit den mittleren Rückprallwerten und 95%-Konfidenzintervallen als Fehlerbalken

## 4.2. Gletscherrekonstruktionen

Zur adäquaten Modellierung vergangener Vergletscherung ist eine eingehende Beschäftigung mit den rezenten Verhältnissen nötig. Aus diesem Grund wird als Erstes stets eine kurze Beschreibung der aktuellen Gletscher und der topographischen Bedingungen im Einzugsgebiet angestrebt, wonach die Eingabeparameter für die Rekonstruktionen mit dem Excel-Spreadsheet von Benn und Hulton (2010) und den ArcGIS-Toolboxen von Pellitero et al. (2015, 2016) hergeleitet werden können. Die aktuelle Ausdehnung der im Folgenden angesprochenen Gletscher im Untersuchungsgebiet ist der Übersichtskarte in Kapitel 2 entnehmbar. Die Kurzbezeichnungen der Gletscher stammen dabei aus dem österreichischen Gletscherkataster von 1969 (Patzelt 1980) und umfassen eine Abkürzung für das hydrologische Einzugsgebiet (im vorliegenden Untersuchungsgebiet LI = Lieser und MO = Möll) sowie eine laufende Nummer (Tab. 2). Eine besonders detaillierte Beschreibung aller Gletscher in der Ankogelgruppe sowie deren Darstellung in verschiedenen historischen Kartenwerken, insbesondere in der Zeit von 1850 bis 1969, ist in der Monographie „Die Gletscher Kärntens“ von Lang und Lieb (1993) zu finden.

Auf eine strikte Trennung der Ergebnisse der Excel- und GIS-basierten Rekonstruktionen in Unterkapitel wird in dieser Arbeit verzichtet, da kein gezielter programmatischer Vergleich zwischen diesen angestellt werden soll. Die beiden Methoden beruhen schließlich auf demselben Berechnungsprinzip mit annähernd gleichen Eingabeparametern – der einzige Unterschied ist eine Mehrzahl an Fließlinien pro Gletscher für die GIS-Rekonstruktionen. Die Modellierungen der *ELAs* mit den GIS-Tools wurden für jede *ELA*-Berechnungsmethode stets mit denselben „repräsentativen“ Verhältniszahlen (vgl. Kapitel 3.4) und einem Konturintervall von fünf Metern ausgeführt. Bei der *AAR*-Methode wurde die Verhältniszahl auf 0,67 des Akkumulationsgebietes zur gesamten Gletscherfläche definiert, bei der *AABR*-Methode auf 1,6 und die *MGE*-Methode (die mittlere Höhe) entspricht laut Definition einem *AAR*-Wert von 0,5. Bei der Excel-basierten Berechnung der Schneegrenze wird das Längsprofil im Verhältnis 2:1 für das Akkumulations- und Ablationsgebiet geteilt (entspricht in der Reihenfolge  $AAR=0,67$ ), wobei die zu erwartenden Probleme hinter dieser Auswertung für bestimmte morphologische Gletschertypen in Kapitel 6.4 noch ausführlich diskutiert werden.

## Gletscherhochstand in der „Kleinen Eiszeit“ um 1850

### *Kleinendkees* (LI 22)

Das Kleinendkees liegt an der Nordostseite des Ankogels (3252 m) und erstreckte sich um 1850 über rund 500 ha. Das Längsprofil zur Rekonstruktion der Eismächtigkeit mit dem Excel-Spreadsheet verläuft auf einer Länge von 3,7 km über 1080 Höhenmeter von der Steilwand nördlich des Ankogel-Gipfels bis ins mittlere Kleinendtal zum Steinkarboden auf 2100 m Seehöhe (Abb. 34). Heute liegt das Kleinendkees bereits oberhalb einer markanten Geländestufe, welche zwischen rund 2200 m bis 2600 m Seehöhe bis zu 90° Neigung aufweist (Abb. 9). In diesem Bereich sind (für einzelne Punkte in den beinahe senkrechten Wänden) die Werte der basalen Schubspannung auf bis zu 300 kPa mutmaßt, während beim flachen ehemaligen Zungenende im sedimentgefüllten Steinkarboden niedrigere Werte von 50 bis 70 kPa realistisch sind. *Trimlines* an den steilen Berghängen des innersten Kleinendtals sowie Lateralmoränen liefern gute empirische Indikatoren zur Kalibrierung dieser Werte, wenngleich deren Alter ebenso nur geschätzt werden kann. Das Kleinendkees ist stark topographisch begrenzt, weshalb ein F-Faktor von 0,5 im Talboden bis maximal 0,7 unter der hochgelegenen rezenten Gletscherfläche angenommen wird. Die unter diesen Voraussetzungen nachgestellte mittlere Eismächtigkeit entlang des Profils (Abb. 10) liegt bei 94 m und das Maximum bei 163 m. Die mittlere Höhe entlang des Längsprofils beträgt rund 2600 m und die Schneegrenze liegt bei einer Teilung der Profilhöhen im Verhältnis 2:1 auf 2350 m Seehöhe.



Abb. 9: Panorama vom Südlichen Schwarzhorn (2926 m) zum Kleinendkees

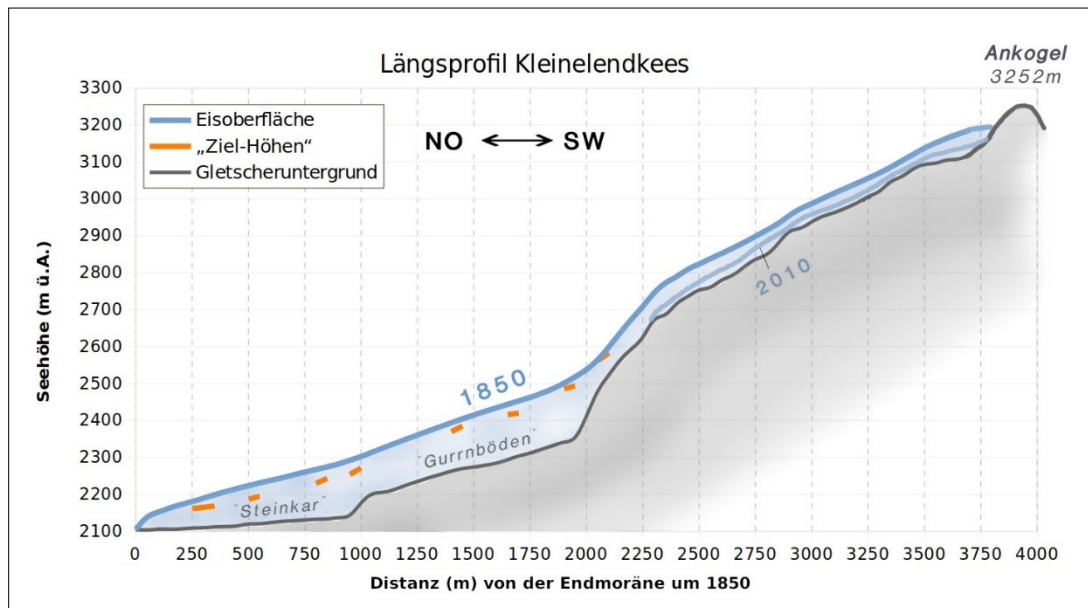


Abb. 10: Längsprofil über das rekonstruierte Kleinelandkees um 1850 sowie im Jahr 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010)

Die GIS-Modellierung für den 1850er-Stand mit den *GlaRe*-Tools geschah entlang von einer Fließlinie über die Paläogletscherfläche mit vier gut verteilten Verzweigungen (Abb. 34). Die basalen Schubspannungen (70–250 kPa) sowie die Formfaktoren (0,5–0,7) sind nach den oben erläuterten Kriterien adäquat auf alle Punkte des gesamten Fließliniennetzes übertragen worden. Ergebnis ist eine mittlere Eishöhe von 106 m und ein Maximum von 193 m. Die berechnete Gleichgewichtslinie des modellierten Paläogletscher-DGMs liegt je nach DGM-Interpolations- und *ELA*-Berechnungsmethode auf unterschiedlicher Seehöhe (Tab. 5), im Mittel jedoch bei rund 2600 m (AAR), 2750 m (MGE) und 2650 m (AABR).

Tabelle 5: Gleichgewichtslinien des Kleinelandkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden (alle Angaben in m ü. A.)

	AAR (m)	MGE (m)	AABR (m)
<i>Topo-To-Raster</i>	2614	2759	2660
<i>Kriging</i>	2596	2746	2652
<i>IDW</i>	2597	2747	2643
Mittelwert	2602	2751	2652
Standardabweichung	10,1	7,2	8,5

## Lassacherkees (MO 41)

Das Lassacherkees liegt südlich unterhalb der Radeckscharte (2870 m) an der Westseite des Ankogels auf einer schmalen Geländeverflachung. Der Untergrund des kleinen Gletschers (0,059 km<sup>2</sup>) ist sehr uneben und heterogen mit vielen Wannen, was abrupte Neigungen bis 30° auftreten lässt (siehe Abb. 11a). Der Großteil der Endmoränenwälle des 1850er Standes (Fläche rund 0,4 km<sup>2</sup>) liegt gerade noch auf dem flacheren Geländeabschnitt oberhalb der Steilstufe in das Seebachtal, weshalb die flächenhafte Ausdehnung mehr oder weniger gut dokumentiert ist. Geeignete empirische Indikatoren zur Ermittlung der „Ziel-Höhen“ der Gletschermächtigkeit (als Hilfe zur Rekonstruktion) sind dagegen nicht scharf auszumachen. Das Längsprofil über den 1850er-Gletscher erstreckt sich über 320 Höhenmeter von 2970 m Seehöhe unterhalb der Westseite des als „Kleiner Ankogel“ bezeichneten Schulter des Gipfelaufbaus bis auf 2650 m (Abb. 34). Die basalen Schubspannungen werden durch den undulierten Untergrund mit reichlich Schutt eher uniform auf 100 bis maximal 150 kPa (an einzelnen Punkten) gesetzt. Der F-Faktor wird aufgrund der relativ geringen Größe des Gletschers für alle Punkte auf 0,7 gesetzt. Unter diesen Annahmen lag die Mächtigkeit des Eises um 1850 entlang des gewählten Profils bei maximal 83 m und im Mittel bei 54 m. Die Gleichgewichtslinie beläuft sich bei einer 2:1-Teilung der Profilhöhen auf 2785 m und die mittlere Höhe auf 2829 m. Wie in Abbildung 11 ersichtlich war das gezeichnete Längsprofil im Jahr 2010 bereits von aeren Felsabschnitten unterbrochen – der Gletscher war aber noch nicht in mehrere Teile zerfallen, sondern befand sich lediglich in höheren Lagen.

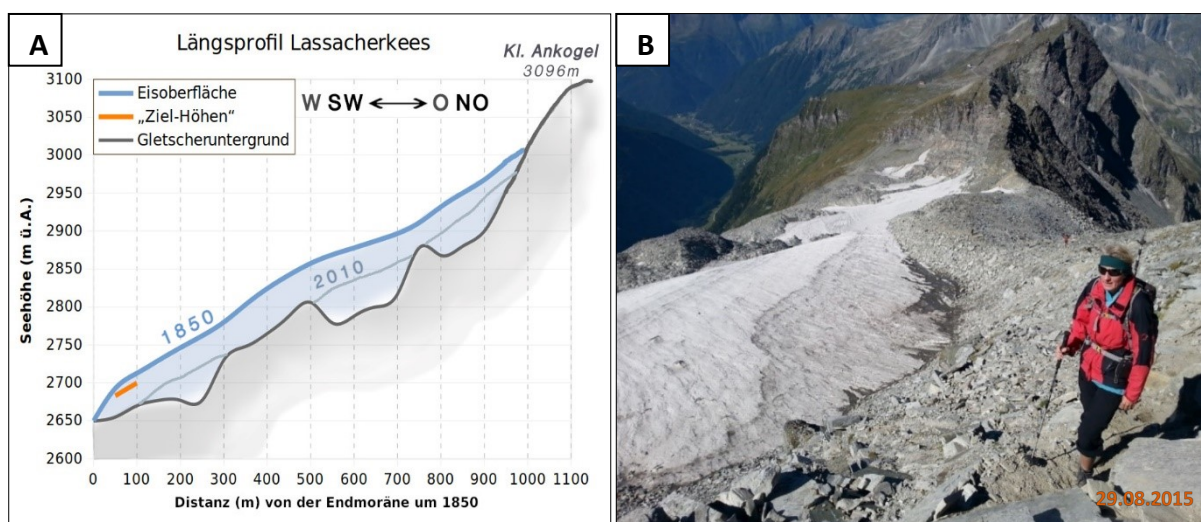


Abb. 11: Lassacherkees (A) Längsprofil über den rekonstruierten Gletscher um 1850 und im Jahr 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010) (B) Blick auf den Gletscher im Aufstieg zum Ankogel

Die flächenhafte Rekonstruktion im GIS erfolgte entlang von zwei verzweigten Fließlinien über den ehemaligen Gletscher (Abb. 34) unter den gleichen Voraussetzungen (d. h. mit den gleichen Parametern) wie beim Excel-Längsprofil. Hierdurch ergibt sich eine mittlere Eisdicke von 43 m und eine maximale Mächtigkeit von 81 m. Die zugehörigen Gleichgewichtslinien der modellierten DGMs sind in Tabelle 6 eingetragen und liegen im Mittel bei 2764 m (AAR), 2804 m (MGE) und 2793 m (AABR).

Tabelle 6: Gleichgewichtslinien des Lassacherkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden (alle Angaben in m ü. A.)

	AAR (m)	MGE (m)	AABR (m)
<i>Topo-To-Raster</i>	2760	2800	2791
<i>Kriging</i>	2768	2808	2794
<i>IDW</i>	2764	2804	2795
Mittelwert	2764	2804	2793
Standardabweichung	4,0	4,0	2,1

### **Kälberspitzkees (LI 15)**

Das Kälberspitzkees liegt in einer hufeisenförmigen Karmulde zwischen dem Kamm der Kälberspitzen (2854 m) und den Celler Spitzen (2878 m).

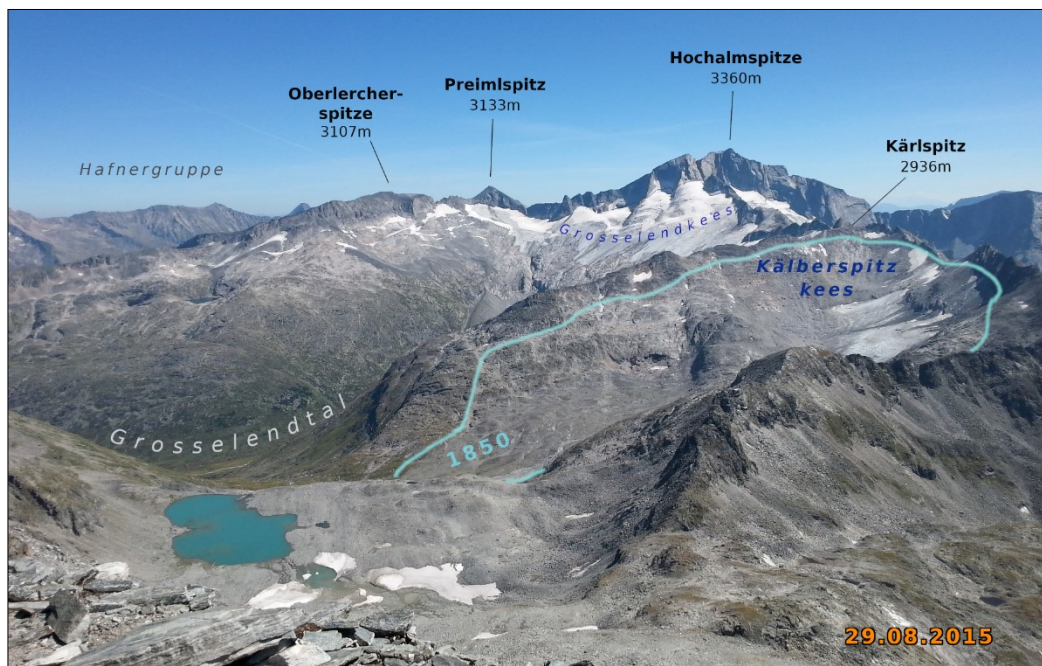


Abb. 12: Blick vom Ankogel zum Kälberspitzkees mit skizzierter Ausdehnung des LIA-Gletschers

Zum letzten Höchststand im 19. Jahrhundert bedeckte der Gletscher noch eine Fläche von rund 2,2 km<sup>2</sup> und reichte weit bis in den sog. „Fallboden“ auf rund 2360 m in ein relativ flaches Hochtal bis unter die Blatschköpfe (2774 m) (Abb. 12 und 14). Das gezeichnete Längsprofil des 1850er-Standes weist mit einer Länge von 2,7 km über rund 550 Höhenmeter im Mittel rund 20 % Neigung auf (Abb. 13 und 34). Das Gletscherbett wird vorwiegend von Moränenschutt überlagert, wodurch die Reibung am Untergrund sinngemäß niedrigere Werte aufweist und für die 1850er-Rekonstruktion auf 50 kPa am Gletscherende gesetzt wurde. Im zentralen Bereich des Paläogletschers wird eine homogene basale Schubspannung von 100 kPa angenommen und einzig im obersten, steiler zu den Karwänden aufragenden Bereich auf 150 kPa erhöht. Durch die topographische Begrenzung erfährt der Gletscher einen recht starken lateralen Zug, weswegen der Formfaktor von 0,5 bis 0,7 gesetzt wurde. Die größte Eismächtigkeit auf diesem flachen, sehr einfachen Längsprofil wird so im oberen Bereich mit 131 m erreicht und sogar die mittlere Eisdicke beträgt rund 110 m. Die Schneegrenze nach dem idealtypischen 2:1-Verhältnis des Akkumulations- und Ablationsgebiets liegt bei 2580 m und die mittlere Höhe des Profils bei 2630 m.

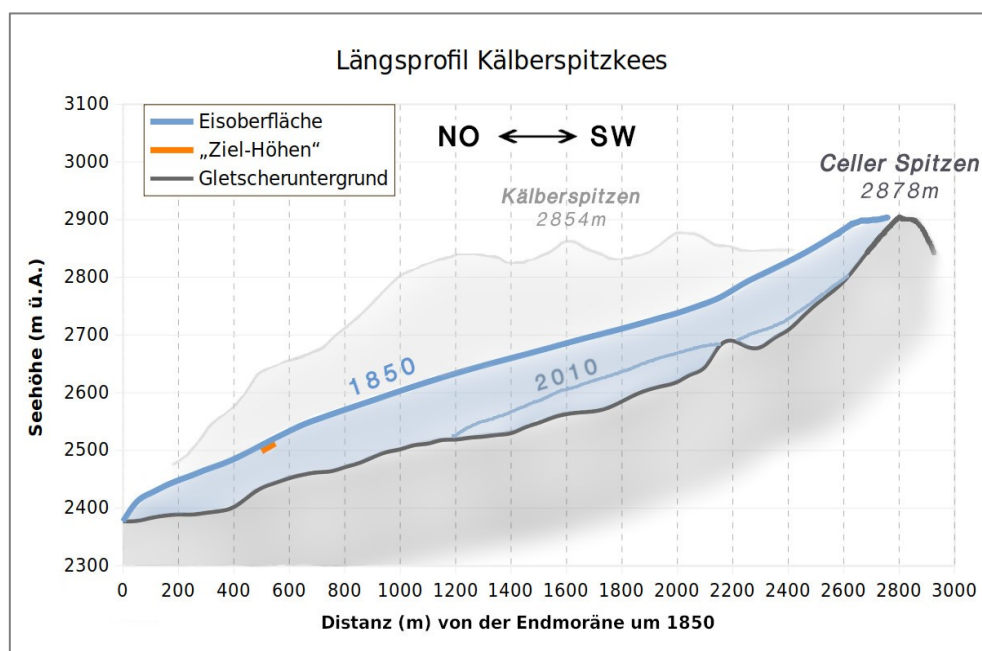


Abb. 13: Längsprofil über den rekonstruierten Gletscher des Kälberspitzkeeses um 1850 sowie zum Jahr 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010)

Die GIS-Rekonstruktion an einer Fließlinie mit sieben Verzweigungen (Abb. 34) ergab unter diesen Annahmen eine maximale Eisdicke von 148 m sowie 85 m im Mittel. Die resultierenden ELAs liegen für alle DGM-Interpolationsmethoden sehr eng beieinander (Tab. 7) und betragen durchschnittlich 2644 m (AAR), 2684 m (MGE) und 2653 m (AABR).

Tabelle 7: Gleichgewichtslinien des Kälberspitzkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden (alle Angaben in m ü. A.)

	AAR (m)	MGE (m)	AABR (m)
<i>Topo-To-Raster</i>	2643	2688	2654
<i>Kriging</i>	2649	2684	2655
<i>IDW</i>	2640	2680	2651
Mittelwert	2644	2684	2653
Standardabweichung	4,6	4,0	2,1

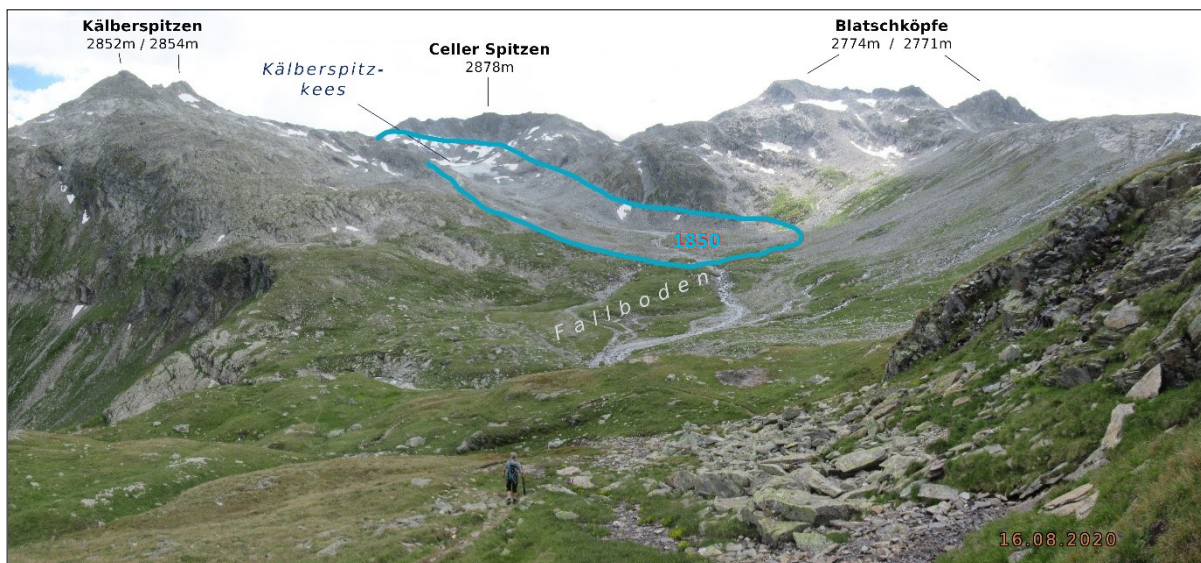


Abb. 14: Kälberspitzkees vom „Fallboden“ mit skizzierter Gletscherausdehnung um 1850



## Großelendkees (LI 14)

Das Großelendkees erstreckt sich von der Oberlercherspitze (3051 m) entlang der steilen Grate nördlich der Hochalmspitze (3360 m) bis zum Kärlspitz (2936 m) (Abb. 15a). Zum letzten Höchststand in der Mitte des 19. Jahrhunderts bedeckte der Gletscher eine Fläche von mehr als fünf Quadratkilometern bis zum Talboden des Großelendtals; im Jahr 2010 waren es dagegen nur mehr 1,6 km<sup>2</sup>. Zum visuellen Vergleich des Gletscherrückgangs sind in Abbildung 15 die Stände um das Jahr 1850 (skizziert), 1909 und 2020 abgebildet.



Abb. 15: Großelendkees (A) vom Unteren Schwarzhornsee im Jahr 2020 mit skizzierter Gletscherausdehnung um 1850 (B) vom Großelendtal mit der Osnabrücker Hütte um 1909 [Foto von M. H. Mayer in Lang 1989]



Für die Rekonstruktion des 1850er-Standes mit dem Excel-Spreadsheet wurde ein Längsprofil über 2,6 km von rund 3300 m bis 2100 m Seehöhe erstellt (Abb. 34). Durch den kompakten Festgesteinsuntergrund und die Hangneigung von 30–50° im Mittelteil können die Werte der basalen Schubspannung auf bis zu 300 kPa angenommen werden, wohingegen am Zungenende sowie an uniformen Bereichen geringerer Neigung 100 bis 200 kPa gesetzt werden. Vom Beginn des Längsprofils (am Zungenende) bis ca. 1000 m sowie im obersten Abschnitt unterhalb der steilen Karwände ist die topographische Begrenzung erhöht, weshalb ein niedrigerer Formfaktor von 0,5 festgelegt wird. Im Mittel beträgt der Formfaktor jedoch rund 0,8. Die auf einem solchen Längsprofil über das Großelendkees um 1850 rekonstruierte

maximale Eisdicke beträgt 126 m und im Mittel 80 m (Abb. 16). Die Schneegrenze liegt nach der 2:1-Flächenteilungsmethode bei 2440 m Seehöhe und die mittlere Profilhöhe bei 2660 m. Für die GIS-Rekonstruktion wurden drei verzweigte Fließlinien (Abb. 34) über die Paläogletscherfläche gezeichnet, die basale Schubspannung für jeden Punkt erneut auf Werte zwischen 70 bis 300 kPa gesetzt und der Formfaktor auf 0,5 bis 0,8. Hierbei ergibt sich eine maximale Eisdicke von 180 m und im Mittel 73 m. Die gemittelten Gleichgewichtslinien auf dem modellierten Paläogletscher liegen nach der AAR-, MGE- und AABR-Methode (in dieser Reihenfolge) bei: 2653 m, 2750 m und 2664 m (Tab. 8).

Tabelle 8: Gleichgewichtslinien des Großelendkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden

	AAR (m)	MGE (m)	AABR (m)
Topo-To-Raster	2664	2759	2670
Kriging	2657	2752	2668
IDW	2638	2738	2654
Mittelwert	2653	2750	2664
Standardabweichung	13,5	10,7	8,7

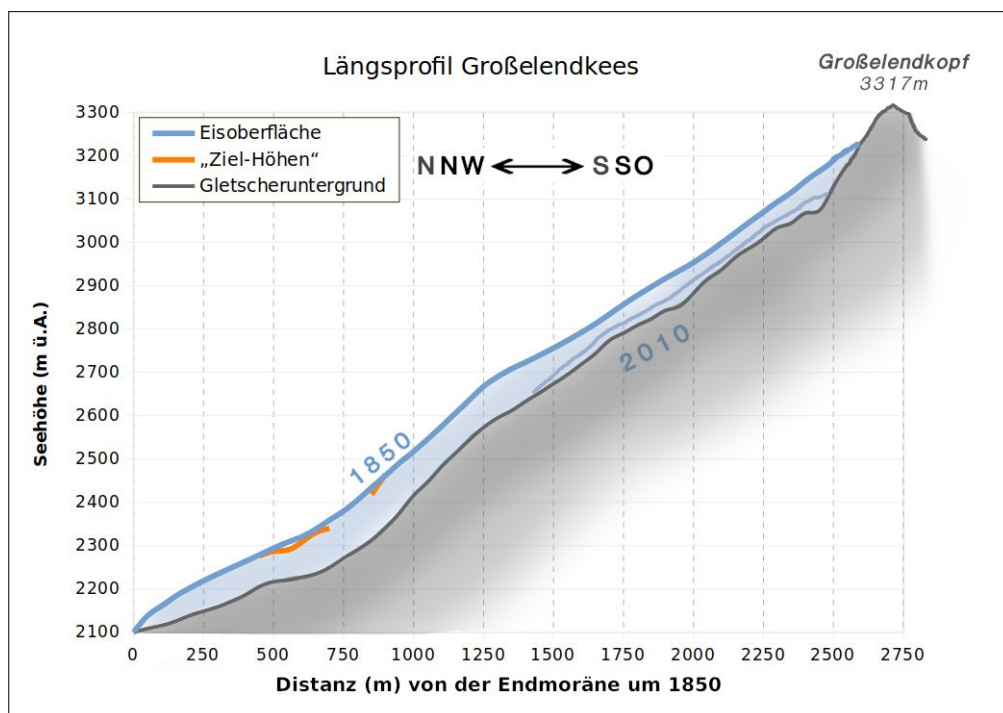


Abb. 16: Rekonstruiertes Längsprofil über das Großelendkees um 1850 und im Jahr 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010)

### **Hochalmkees** (LI 11)

Mit einer Fläche von 2,5 km<sup>2</sup> ist das Hochalmkees an der Ostseite der Hochalmspitze (3360 m) bis heute der zweitgrößte Gletscher Kärntens. Zum letzten LIA-Maximum um 1850 bedeckte der Gletscher noch rund 4,8 km<sup>2</sup> (484 ha) der Fläche der weiten Hochmulde zwischen dem Nordost- und Südost-Grat und reichte über den sog. „Preimlboden“ (Abb. 18) mit einem Lappen bis ins Preimlkar (Fresacher 1932).

Zur adäquaten Rekonstruktion des 1850er-Standes des Hochalmkeeses wurden zwei separate Längsprofile erstellt (Abb. 34). Das erste Profil wird durch eine 3,1 km lange Fließlinie über nicht ganz 1000 Höhenmeter von der Karwand knapp unterhalb des Gipfels der Hochalmspitze auf 3325 m bis in den Preimlboden auf 2370 m angelegt (Abb. 17a). Die basale Schubspannung wurde hier mit Werten von 50 kPa in der Mulde des Preimlbodens angenommen und variiert im weiteren Verlauf zwischen 100 kPa an flacheren Abschnitten bis 300 kPa an Steilstufen mit anstehendem Gestein. Die topographische Begrenzung sollte für einen solch großen Gebirgsgletscher entlang des zentral gelegenen Längsprofils vergleichsweise gering sein, weshalb der F-Faktor zumeist zwischen 0,7 bis 0,8 und nur im flachen Preimlboden stellenweise mit 0,5 angenommen wurde.

Das zweite Längsprofil entspricht einem 2,6 km langen „Bogen“ über etwas mehr als 800 Höhenmeter von rund 3000 m Seehöhe an der Karwand unter dem nördlichsten Gipfel der Elendköpfe über den heutigen Oberen Preimlsee bis auf 2230 m ins Preimlkar (Abb. 17b). Die basale Schubspannung wurde durch die steilen Geländeabschnitte und das harte, glatte Festgestein im Untergrund ebenso auf bis zu 300 kPa gesetzt und der F-Faktor beträgt aufgrund der topographischen Begrenzung durch den Südhang der Preimlspitze zumeist 0,5 bis 0,6 sowie erneut 0,8 im obersten Abschnitt.

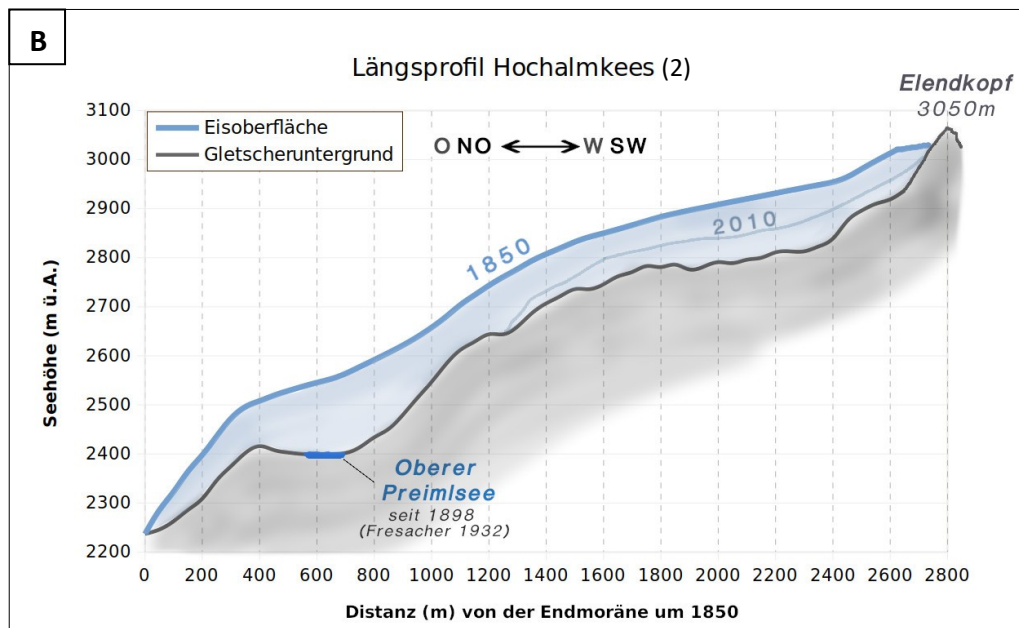
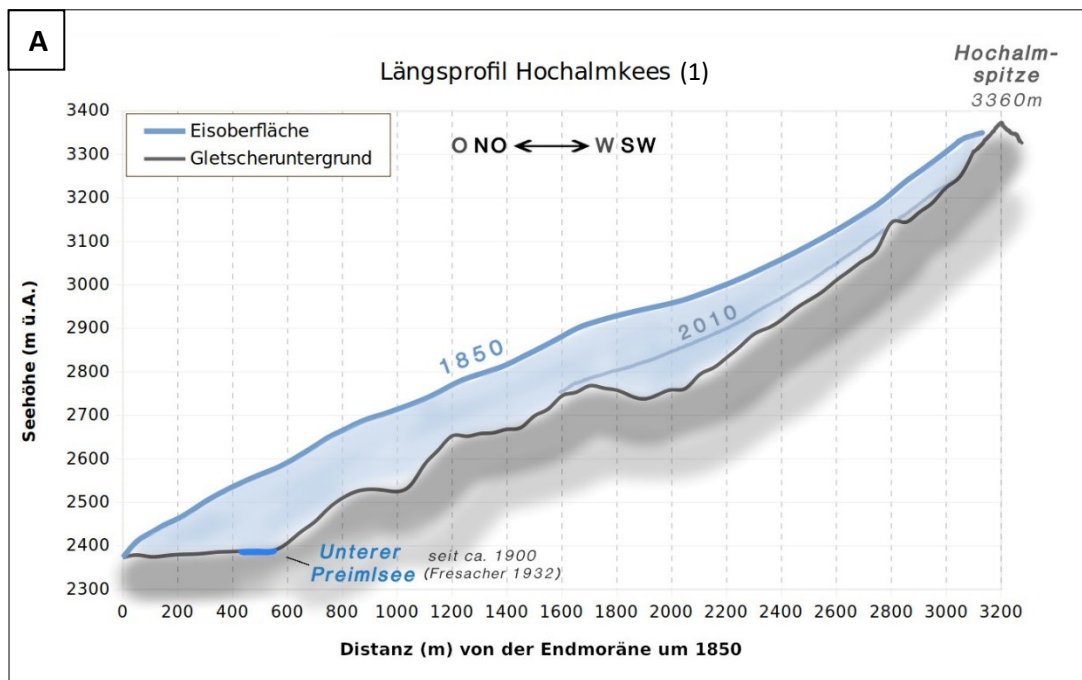


Abb. 17: Auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010) rekonstruierte Längsprofile über das Hochalmkees um das Jahr 1850 sowie im Jahr 2010 inklusive rezenter Morphologie

Das Ergebnis des ersten Profils ist eine maximale Eisdicke von 206 m und eine mittlere Eismächtigkeit von 137 m. Das zweite Profil weist geringfügig niedrigere Eismächtigkeiten von höchstens 164 m und im Mittel 108 m auf. Die Gleichgewichtslinie liegt nach der 2:1 Teilung bei 2714 m bzw. 2606 m Seehöhe und die mittlere Geländehöhe bei 2854 m sowie 2728 m für die Profile in der Reihenfolge.

Für die flächenhafte Modellierung des Paläogletschers wurden sechs relativ geradlinige Fließlinien mit einzelnen Verzweigungen erstellt (Abb. 34). Die ästimierten basalen Schubspannungen liegen zwischen 50 kPa unter dem orographisch linken Zungenlappen bis zu 300 kPa bei einzelnen Punkten an Steilstufen. Der F-Faktor wurde für die mittleren zwei Fließlinien im zentralen Bereich der großen Gletscherfläche auf 0,8 gesetzt und für die restlichen vier Fließlinien, welche beträchtlich durch die hohen Karwände und Gipfelhänge begrenzt sind, auf einen Wert von 0,5 bis 0,7. Das Ergebnis sind Eismächtigkeiten von maximal 180 m und rund 92 m im Mittel. Wird der Gletscherast aus dem oberen Preimlkar separat betrachtet und nicht zum Großelendkees gezählt, so ergibt sich eine etwas höhere durchschnittliche Eismächtigkeit von knapp über 100 m. Die resultierenden *ELAs* aus den Paläogletscher-DGMs liegen im Mittel auf 2775 m (*AAR*), 2867 m (*MGE*) und 2803 m (*AABR*) Seehöhe und variieren nur wenig zwischen den Interpolationsmethoden (Tab. 9).

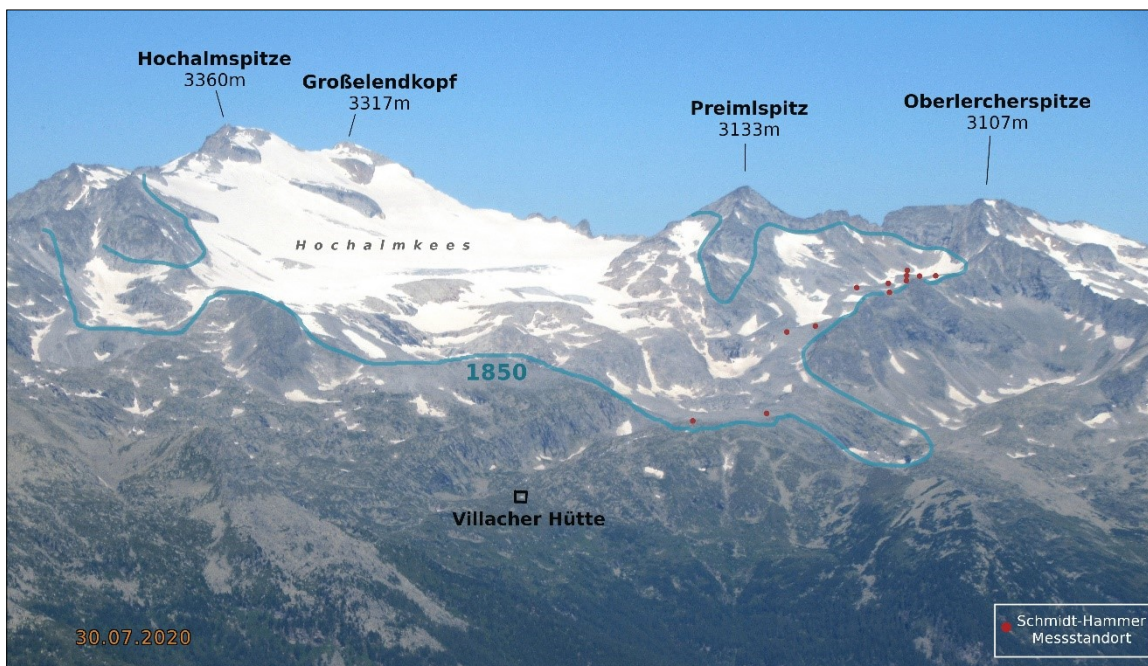


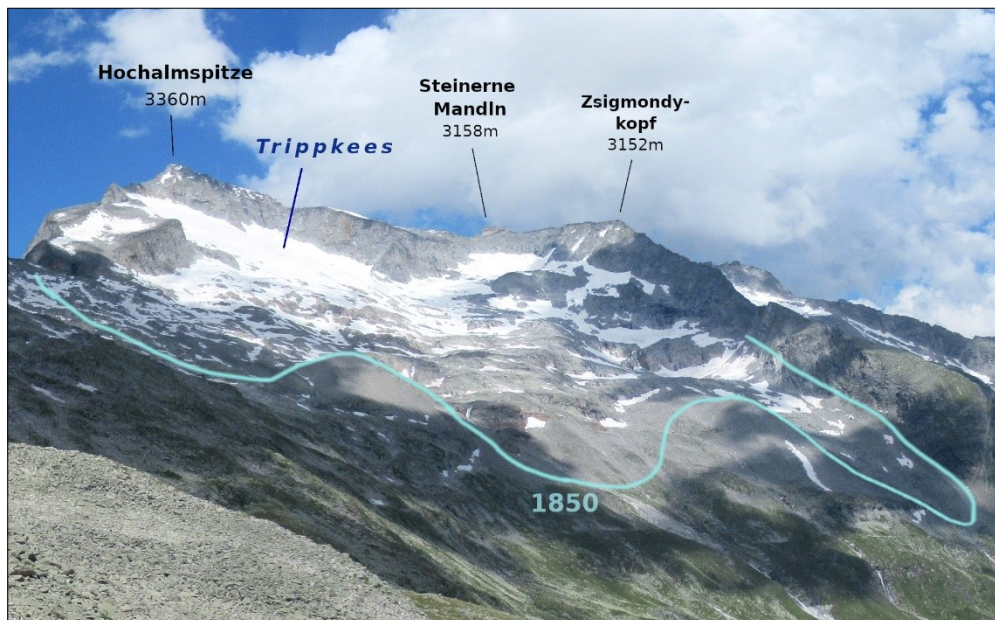
Abb. 18: Ostseite der Hochalmspitze mit dem Hochalmkees sowie der skizzierten LIA-Gletscherausdehnung und den Schmidt-Hammer-Messstandorten [Fotostandort am Faschaunereck 2614 m, Hafnergruppe]

Tabelle 9: Gleichgewichtslinien des Hochalmkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden

	AAR (m)	MGE (m)	AABR (m)
<i>Topo-To-Raster</i>	2777	2872	2803
<i>Kriging</i>	2776	2866	2807
<i>IDW</i>	2772	2862	2798
Mittelwert	2775	2867	2803
Standardabweichung	2,6	5,0	4,5

### ***Trippkees*** (LI 7 und LI 8)

Das hier behandelte Trippkees im Hohen Gösskar an der Südseite der Hochalmspitze wird im österreichischen Gletscherkataster als „Westliches Trippkees“ beschrieben – im Gegensatz zum „Östlichen Trippkees“ im Trippenskar. Dieses Westliche Trippkees kann spätestens seit Mitte des 20. Jahrhunderts wiederum in einen großen westlichen Teil (LI 7) und einen kleineren östlichen Teil (LI 8) getrennt werden (Lang und Lieb 1993, S. 77–79). Zum Höchststand um 1850 waren diese beiden Gletscherteile im Hohen Gösskar in einem einzigen Gletscher von 1,8 km<sup>2</sup> Größe verbunden. In drei Lappen (Abb. 19) reichte der Gletscher bis auf rund 2400 m Seehöhe herab, weshalb das gezeichnete Längsprofil (Abb. 34) auf 1,6 km Horizontaldistanz über 755 Höhenmeter abfällt (Abb. 20). Durch dieses mittlere Gefälle von rund 47 % und den vorwiegend glatten, harten Festgesteinsuntergrund aus Granit wird ein gemittelter Wert von 150–200 kPa für die basale Reibung angenommen. Die topographische Begrenzung wurde für diesen Gebirgsgletscher, der von Karwänden umschlossen ist und keine größeren Depressionen im Gletscherbett aufweist, entlang des zentralen Längsprofils auf Werte zwischen 0,6 bis 0,8 geschätzt. Die resultierende Eisdicke entlang des relativ homogenen Profils beträgt maximal 92 m und im Mittel 61 m. Die mittlere Höhe beträgt 2870 m und die Gleichgewichtslinie liegt nach der 2:1-Teilung des Profils bei 2765 m.



*Abb. 19: Südseite der Hochalmspitze mit dem Westlichen Trippkees und der skizzierten LIA-Gletscherausdehnung*

Die GIS-Modellierung basierte auf drei mehrfach verzweigten Fließlinien (Abb. 34), wobei eine gemittelte basale Scherspannung von 150 bis 200 kPa entlang der Fließlinien und F-Faktoren von 0,7 bis 0,8 angenommen wurden. Hierbei ergeben sich 114 m maximale und 67 m mittlere Eismächtigkeit sowie Gleichgewichtslinien (Tab. 10) von ca. 2800 m (AAR), 2870 m (MGE) und 2840 m (AABR) im Mittel über alle drei flächenhaften Interpolationsmethoden.

Tabelle 10: Gleichgewichtslinien des Trippkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden

	AAR (m)	MGE (m)	AABR (m)
Topo-To-Raster	2795	2865	2841
Kriging	2801	2871	2842
IDW	2802	2872	2838
Mittelwert	2799	2869	2840
Standardabweichung	3,8	3,8	2,1

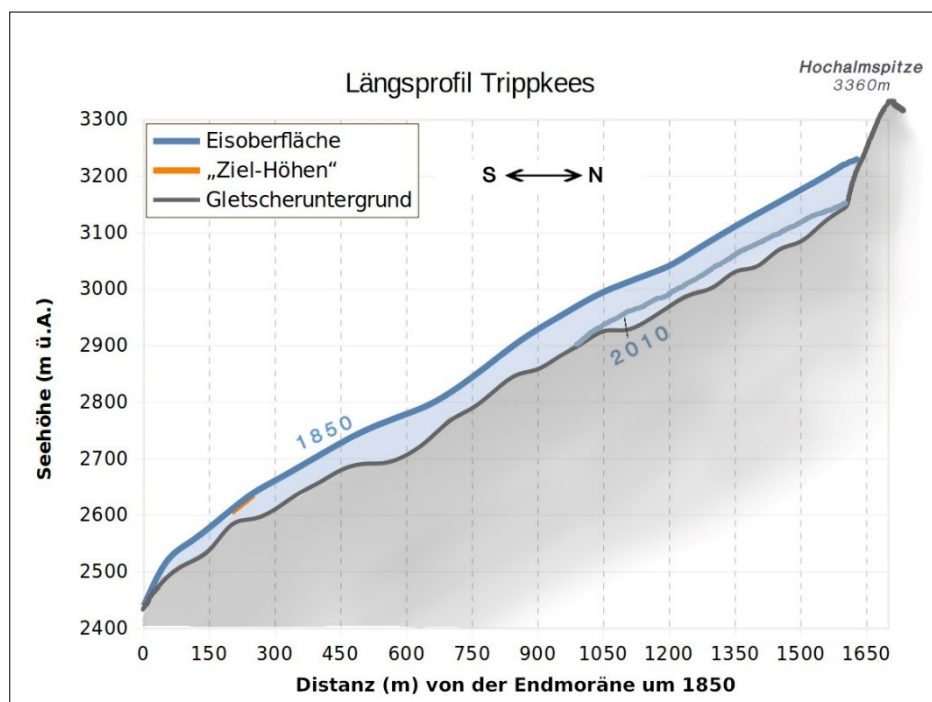


Abb. 20: Rekonstruiertes Längsprofil über das Westliche Trippkees um 1850 und 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010)

## **Winkelkees (MO 43)**

Das Winkelkees liegt in einem Kar an der Westseite der Hochalmspitze im hintersten Seebachtal. Wie das Westliche Trippkees ist auch dieser Gletscher seit 1850 in mehrere Teile zerfallen, wobei der „größte“ Gletscherbereich im Jahr 2020 eine Fläche von rund 0,38 km<sup>2</sup> zwischen den hohen Karwänden unterhalb des Gipfels der Hochalmspitze bedeckte (Abb. 21). Ein weiterer Bereich, das „Winkelkees Süd“, liegt unterhalb der Winkelscharte (2856 m) zwischen Schneewinkelspitze (3016 m) und Winkelspitz (3112 m) im sog. „Lassacher Winkel“ und ist inzwischen beinahe gänzlich verschwunden.

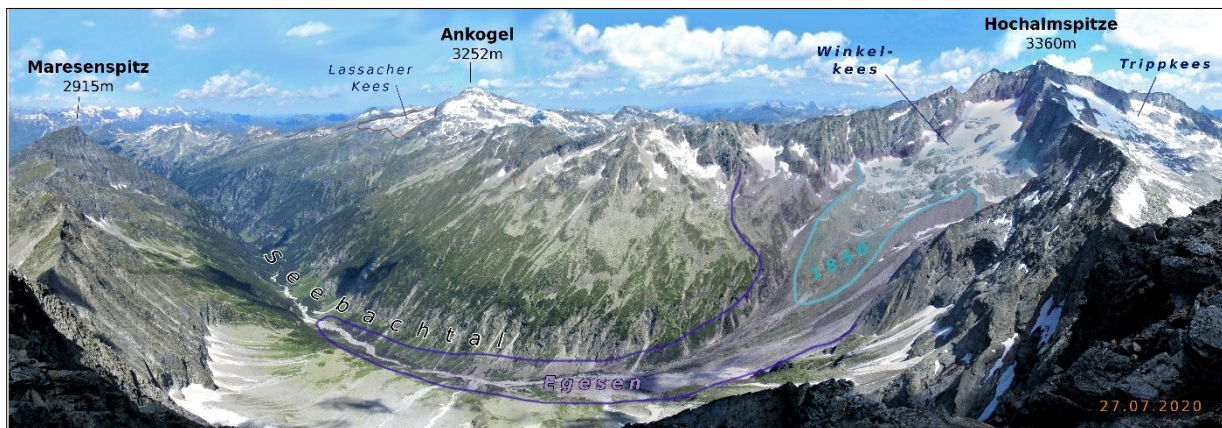


Abb. 21: Panorama vom höchsten Punkt des Säulecks (3086 m) ins Seebachtal mit skizzierter Gletscherausdehnung um 1850 sowie zum Egesen-Stadial (Jüngere Dryas)

Zum letzten Höchststand um 1850 betrug die Fläche des Gletschers rund 1,4 km<sup>2</sup> und reichte in zwei langgezogenen Zungen relativ weit in das Seebachtal hinab. Ein knapp zwei Kilometer langes Profil von der Karwand an der Westseite des Großelendkopfs auf 3150 m zur ehemaligen Zungenspitze auf 2180 m (Abb. 21 und 34) ergibt ein mittleres Gefälle von 27 Grad. Entsprechend wird die basale Schubspannung über weite Strecken des Längsprofils auf gemittelt 150 kPa gesetzt und nur im Bereich der Steilstufe am Gletscherende auf 200 kPa. Am Zungenende sowie im obersten Bereich zwischen den hoch aufragenden Karwänden herrschte vermutlich eine geringfügig höhere laterale Reibung, weshalb der Formfaktor dort auf 0,5 gesetzt wurde; im Mittelteil wurden 0,7 bis 0,8 angenommen. Die mittlere Höhe des somit definierten Profils liegt bei 2688 m und die Schneegrenze unter der 2:1-Teilung bei 2602 m. Die Eisdicke reicht so bis knapp über 110 m und liegt im Mittel bei 71 m. Die in Abbildung 22 definierten „Zielhöhen“ markieren die höchsten Punkte der Lateralmoränenwälle, weshalb die entlang des zentralen Längsprofils berechneten Eisdicken deutlich darüber hinaus gehen.



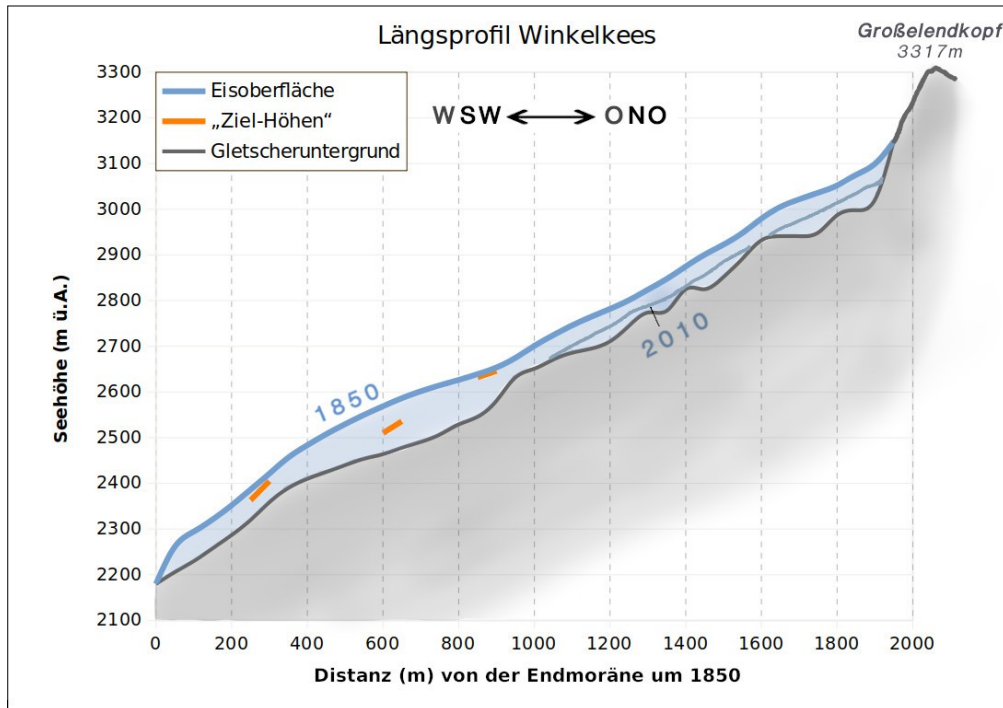


Abb. 22: Rekonstruiertes Längsprofil über das Winkelkees um 1850 sowie 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010)

Die GIS-Modellierung entlang von zwei wenig verzweigten Fließlinien über den Paläogletscher (Abb. 34) mit ähnlichen Parametern wie am zuvor beschriebenen Längsprofil (150 bis 200 kPa basale Schubspannung und F-Faktoren von 0,5 bis 0,7) ergibt eine Eismächtigkeit von maximal 120 m und gemittelt 96 m. Wie in Tabelle 11 ersichtlich liegen die ELAs erneut für alle drei gewählten Interpolationsmethoden relativ nahe beieinander und im Mittel bei 2626 m (AAR), 2706 m (MGE) sowie 2665 m (AABR).

Tabelle 11: Gleichgewichtslinien des Winkelkeeses um 1850 nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden

	AAR (m)	MGE (m)	AABR (m)
Topo-To-Raster	2628	2713	2669
Kriging	2629	2709	2665
IDW	2620	2695	2661
Mittelwert	2626	2706	2665
Standardabweichung	4,9	9,5	4,0

## Letzter spätglazialer Hochstand der Gletscher in der Jüngerer Dryas

Der Gletscherstand zum letzten Höchststand im Spätglazial am Ende der Jüngerer Dryas (Egesen-Stadial) wurde für das Winkelkees im Seebachtal und einen unbenannten Paläogletscher im Dösental rekonstruiert (Abb. 23).

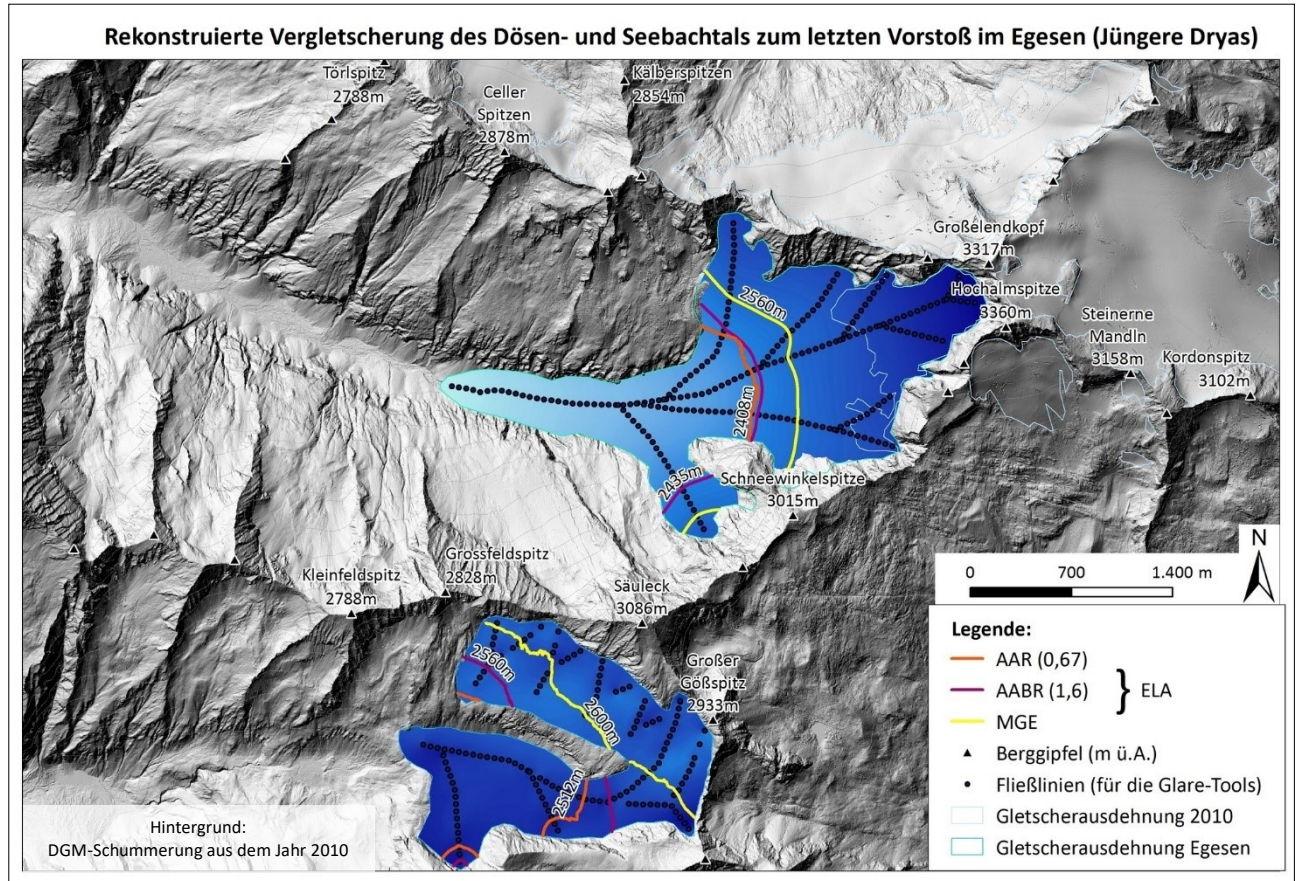


Abb. 23: Rekonstruktion der egesenzeitlichen Vergletscherung des Dösen- und Seebachtals mit den Glare-Tools (Hillshades der Topo-To-Raster-Interpolation sind in Blautönen dargestellt); ELAs repräsentieren den Durchschnitt der drei Interpolationsmethoden (Topo-To-Raster, Kriging, IDW; vgl. Tabelle 12 und 13)

### **Winkelkees (MO 43)**

Im Seebachtal werden Moränenreste auf ca. 1700 m Seehöhe aufgrund der Schneegrenzdepression von 300 m gegenüber der 1850er-ELA als egesenzeitlicher Stand des Winkelkeeses interpretiert (Drescher-Schneider und Reitner 2018, S. 378). Die Rekonstruktion der Eismächtigkeiten dieses Paläo-Winkelkeeses mit dem Excel-Spreadsheet geschah entlang eines vier Kilometer langen, relativ geradlinigen Profils über insgesamt 1475 Höhenmeter. In Abbildung 23 ist die zur GIS-gestützten Rekonstruktion angenommene Gletscherausdehnung von rund 3,2 km<sup>2</sup> sowie das Fließliniennetz im Egesen-Stadial skizziert. Ehemalige Eisverbindungen zu weiteren Kargletschern unter den Wänden der Celler Spitzen und entlang

des gesamten Kammes zwischen Hochalm Spitze und Ankogel sind sehr wahrscheinlich, wurden aber aufgrund der unsicheren Abgrenzung und des Fokus auf der Eisdickenermittlung des Hauptgletschers nicht berücksichtigt. Die ästimierten basalen Schubspannungen liegen zwischen 50 kPa am Zungenende und 300 kPa an einzelnen besonders steilen Stellen und der Formfaktor beträgt zwischen 0,5 bis 0,9. Diese Excel-basierte Längsprofil-Rekonstruktion (Abb. 24) liefert eine maximale Eismächtigkeit von knapp 140 m und im Mittel 100 m. Die mittlere Höhe beträgt 2188 m und nach der 2:1-Teilung des Profils lag die egesenzeitliche Schneegrenze am Winkelkees auf 2111 m Seehöhe. Die GIS-gestützte Rekonstruktion (Abb. 23) ergibt Eismächtigkeiten von maximal 188 m und im Mittel 107 m, sowie deutlich höhere ELAs zwischen rund 2400 bis 2560 m Seehöhe (Tab. 12).

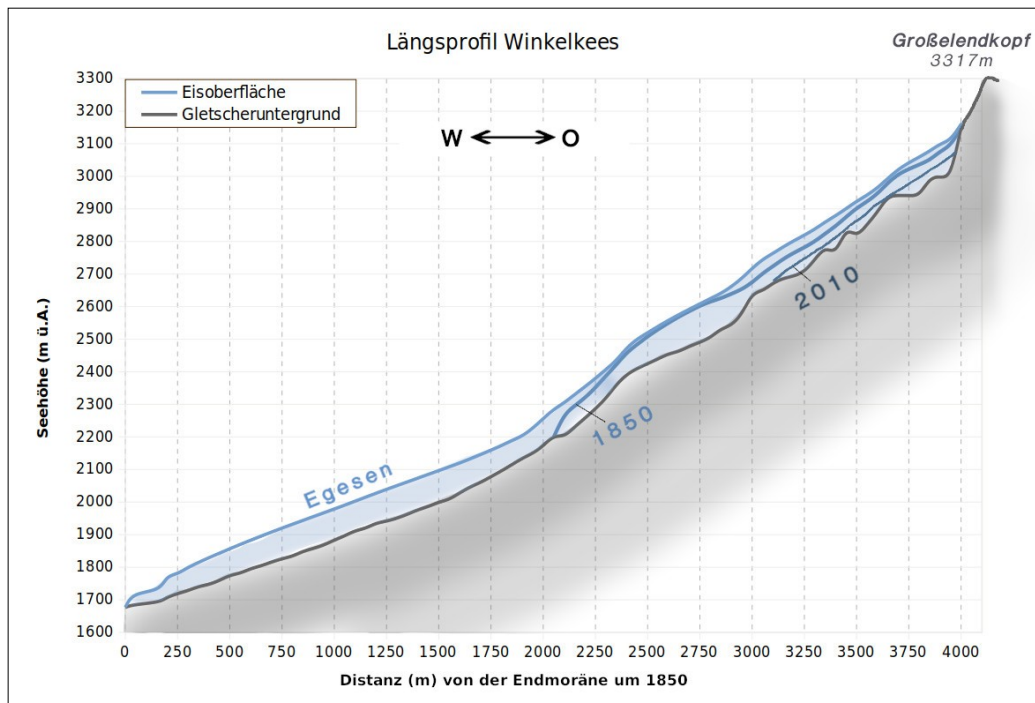


Abb. 24: Längsprofil des rekonstruierten Winkelkeeses zum Hochstand im Egesen-Stadial und zum LIA-Maximum (um 1850) sowie im Jahr 2010 auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010)

Tabelle 12: Gleichgewichtslinien des Winkelkeeses zum Egesen-Hochstand nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden

	AAR (m)	MGE (m)	AABR (m)
<i>Topo-To-Raster</i>	2399	2559	2435
<i>Kriging</i>	2417	2567	2443
<i>IDW</i>	2408	2558	2434
Mittelwert	2408	2561	2437
Standardabweichung	9,0	4,9	4,9

## Dösental

Im Dösental wurden zwei Längsprofile über den vermuteten „Hauptgletscher“ ausgehend von der Endmoräne westlich des Arthur-von-Schmid-Hauses erstellt: das erste Profil reicht über 2,1 km nach Osten ungefähr 500 Höhenmeter aufwärts zur Mallnitzer Scharte; das zweite Längsprofil verläuft von der Endmoräne zuerst ident mit dem ersten Profil in östliche Richtung, führt dann in der Wurzelzone des heutigen Dösener Blockgletschers aber weiter nördlich hinauf zum Südhang des Säulecks (längste punktierte Linie in Abb. 23). Letzteres, ca. 2,5 km lange Profil über rund 620 Höhenmeter, ist in Abbildung 25 samt aktueller Geomorphologie der Umgebung skizziert. Ähnlich wie bei James et al. (2019) wurde bei der Rekonstruktion des Gletscheruntergrundes versucht, die Geländehöhen durch limnologische Informationen zum „rezenten“ Dösner See von Schulz und Wieser (1991) auf dessen ungefähre Bathymetrie anzupassen. Zusätzlich wurden die Blockschuttmassen des großen Dösener Blockgletschers für die GIS-Modellierung „geglättet“ (wie in Kapitel 3.4 für die Moränenwälle beschrieben), um markante Geländesprünge an benachbarten punktuell berechneten Eishöhen und gröbere Artefakte in der flächenhaften Interpolation im GIS zu vermeiden. Die basalen Schubspannungen wurden auf Werte zwischen 50–200 kPa gesetzt und die Formfaktoren auf 0,6–0,7. Das Ergebnis der Rekonstruktion des ersten Längsprofils sind maximale Eishöhen von 145 m und im Mittel 113 m. Die AAR-Gleichgewichtslinie liegt auf 2400 m und die mittlere Seehöhe beträgt 2492 m. Das zweite Profil liefert ähnliche Eishöhen von maximal 150 m und im Mittel 113 m sowie eine AAR-ELA von 2421 m und eine mittlere Gletscherhöhe von 2491 m.

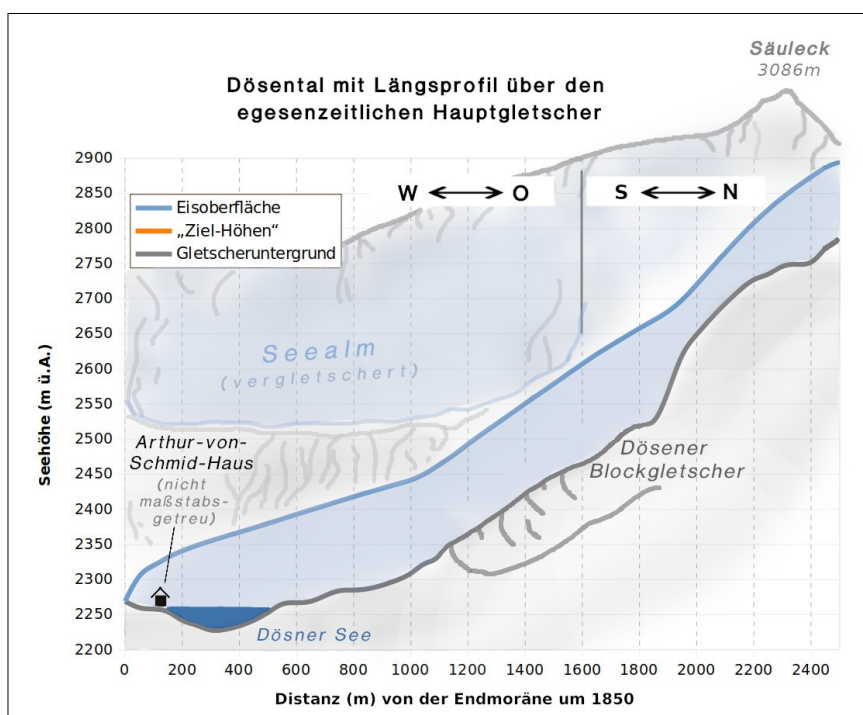


Abb. 25: Auf Basis des Modellierungsansatzes von Benn und Hulton (2010) erstelltes Längsprofil eines egesenzeitlichen Paläogletschers incl. skizzierter aktueller Geomorphologie im Dösental

Die flächenhafte Rekonstruktion im GIS basiert auf fünf verzweigten Fließlinien (gepunktete Linien in Abb. 23) und beinhaltet zusätzlich die (vermutlich) vergletscherten Flächen auf der „Seealm“ nördlich oberhalb des Dösner Sees (Abb. 26). Die gemittelte Eismächtigkeit über die gesamte kartierte Fläche beträgt knapp 65 m, wobei an der zentralen Fließlinie (welche ident zu den beiden Längsprofilen ist) im Mittel  $100 \pm 30$  m erreicht werden und das Maximum bei 170 m liegt. Wie in Tabelle 13 ersichtlich, schwanken die ELAs nach den drei Berechnungsmethoden generell nur wenig – einzige Ausnahme stellt die MGE-Methode bei der *Topo-To-Raster*-Interpolation dar, welche um rund 20 m tiefer ausfällt als jene der *Kriging*- und *IDW*-Methode.



Abb. 26: Dösetal von der Mallnitzer Scharte (2673 m) mit skizzierter egesenzeitlicher Vergletscherung und dem aktuellen Umriss des (größten) Dösener Blockgletschers

Tabelle 13: Gleichgewichtslinien eines maximalen egesenzeitlichen Gletscherstandes im Dösetal nach verschiedenen Raster-DGM-Interpolationsmethoden und Berechnungsmethoden

	AAR (m)	MGE (m)	AABR (m)
<i>Topo-To-Raster</i>	2506	2586	2557
<i>Kriging</i>	2516	2606	2562
<i>IDW</i>	2512	2607	2563
Mittelwert	2511	2600	2561
Standardabweichung	5,0	11,8	3,2

## 5. Diskussion

Die Chronologie der glazialen und periglazialen Landschaftsentwicklung im Untersuchungsgebiet basiert auf den Schmidt-Hammer-Datierungen sowie den Gletscherrekonstruktionen und deren Gleichgewichtslinien zu bestimmten Zeitpunkten. Wie im vorherigen Kapitel wird auch die Diskussion der Ergebnisse zuerst nach der Methodik getrennt behandelt, bevor übergeordnete Relationen und daraus abgeleitete paläoklimatologische Interpretationen in einem entsprechenden Kapitel vertieft werden und schlussendlich Überlegungen zu methodischen Einschränkungen angestellt werden.

### 5.1. Schmidt-Hammer-Datierungen

Berechnungen des absoluten Alters mithilfe von hergeleiteten Kalibrierungskurven aus den Schmidt-Hammer-Werten sind für die meisten Standorte im Untersuchungsgebiet nicht möglich. Dafür können mehrere Gründe identifiziert werden:

1. lithologische Unterschiede (siehe Kap. 2)
2. Höhenunterschiede zwischen den gemessenen Standorten, wodurch sich zum Teil unterschiedliche Verwitterungsraten ergeben (Rode und Kellerer-Pirklbauer 2011, S. 7)
3. Vegetationsbewuchs einiger Landschaftsformen sowie die Beweidung speziell im Kleinellental und die möglicherweise aufgetretene Exhumierung einzelner Blöcke
4. die zeitliche Auflösung der Schmidt-Hammer-Methode, da die meisten Moränenstandorte einem der zwei letzten größeren Vorstöße mit meist deutlicher Moränenbildung (um 1850 und 1920) entsprechen, welche rein über unterschiedliche Zustände der oberflächlichen Verwitterung nicht differenzierbar sind

Zur „ästimierten“ absoluten Altersabschätzung der bemessenen Standorte wird davon ausgegangen, dass – wie von Jaksch (1971) für die Lichenometrie als Datierungsmethode von Moränen beschrieben – nur eine begrenzte Anzahl an bekannten Gletschervorstößen mit deutlichen Endmoränen in Frage kommt und somit verstandesmäßig „zugeordnet“ wird. Die vorgenommenen Zuweisungen der Moränen zu konkreten Höchstständen basieren zum Großteil auf morphologischen Hinweisen sowie auf den grundlegenden Arbeiten von Fresacher (1932), Lang und Lieb (1993), Lieb (1996), Drescher-Schneider und Reitner (2018) und Senarclens-Grancy (1935, 1939).

### ***Kleinelendtal***

Die Messbedingungen an den Standorten K01–K07 gestalteten sich aufgrund des starken Vegetationsbewuchses und der geringen Größe der meisten zur Auswahl stehenden Blöcke relativ schwierig. Eine prinzipielle Fehlerquelle an diesen Standorten stellt die mögliche Exhumierung von zuvor von Vegetation und Erdboden bedeckten Blöcken seit der Stabilisierung des Moränenkörpers dar. Indem das Kleinelendtal bis zu den Gurrnböden als Weidegebiet dient und die Moränenwälle von Rindern und Pferden begangen werden, können einzelne bemessene Blöcke auch einer mechanischen Umlagerung unterzogen worden sein. Wie im Kapitel 4.1 bereits vorweggenommen, dürfte es sich bei den Standorten K01 und K02 mit großer Wahrscheinlichkeit nicht um Moränen, sondern um glazio-fluviale Ablagerungen bzw. umgelagertes Moränenmaterial vom Südhang des Keeskogels (vgl. Abb. 3a) handeln. Da jene gemessenen *R*-Werte die niedrigsten darstellen, wäre die Attribuierung als relativ gesehen „älteste bemessene Moränen“ zwar folgerichtig, doch ist dies in diesem Fall eher bedingt durch die Lithologie (vorwiegend Glimmerschiefer mit maßgebender Verwitterungskruste) und den vorherrschenden starken Flechtenbewuchs. Die Standorte K03–K05 entsprechen nach ihrer Morphologie und Lage wohl dem letzten Gletscherhöchststand um 1850, obwohl die mittleren *R*-Werte teils niedriger ausfallen als auf vielen zu diesem Gletscherstand zugeordneten Standorte im Preimlkar und Hohen Gösskar. Neben den oben genannten Gründen trägt hier die Differenz in der Seehöhe (bis zu 800 m zwischen den Standorten im Kleinelendtal) möglicherweise zu unterschiedlichen Verwitterungsraten bei (z. B. Rode und Kellerer-Pirklbauer 2011). Nach Krainer (1994, S. 77) dürften die Moränen im Steinkarboden einem mittelalterlichen Gletscherhöchststand (um 1620) zuzuordnen sein, was durch unterschiedliche historische Karten (z. B. Topographische Anstalt 1835; Keil 1865) und morphologische Beschreibungen (z. B. Senarclens-Grancy 1935) jedoch mehrheitlich widerlegt werden kann. In älterer Literatur werden teilweise auch „1820er-Stände“ von Moränenwällen des Höchststandes um 1850 unterschieden (z. B. Senarclens-Grancy 1935). So soll für das vorliegende Untersuchungsgebiet ein solcher Moränenwall vor dem Großelendkees zu finden sein (Senarclens-Grancy 1935, S. 154), sowie in geringem Ausmaß am Preimlboden vor dem Hochalmkees (Fresacher 1932, S. 209). Im Kleinelendtal postulierte Jaksch (1971, S. 8) basierend auf lichenometrischen Untersuchungen im Jahr 1958 ebenso separate „1850er“- und „1820er“-Moränen, wobei die Maximaldurchmesser der untersuchten Flechten

(*Rhizocarpon geographicum*) auf den Moränenwällen sich um bestenfalls 1,0 bis 1,5 cm unterschieden. Die Methode der lichenometrischen Altersdatierung von Landschaftsformen ist generell mit vielen Annahmen behaftet (von der Schwierigkeit der visuellen Bestimmung der Flechtenart über die Vermessung der Größe einzelner Thalli bis hin zu komplexen Lebens- und Sterbezyklen), welche in Osborn et al. (2015) ausführlich diskutiert werden. Diese „1820er“-Moränen wären in der vorliegenden Arbeit wohl durch die Standorte K03 und K04 repräsentiert; aufgrund der geringen Distanz der Endmoränenwälle zueinander und der glazial-geomorphologisch eher unbeträchtlichen zeitlichen Differenz von 30 Jahren zwischen den Ablagerungen erscheint diese These jedoch sehr unwahrscheinlich. Anzunehmen ist eine wie etwa von Lang und Lieb (1993, S. 166–167) als für Gletscher „günstige“ Zeit beschriebene erste Hälfte des 19. Jahrhunderts. Die Ausmaße und der Zeitpunkt bzw. die Zeitspanne der Gletschervorstöße hängen neben klimatischen Gegebenheiten zusätzlich von lokal-topographischen Bedingungen im Gletscherbett ab (z. B. Richter 1891, S. 49–50), weshalb beim regionalen Vergleich eine strikte Zuordnung zu Jahreszahlen tendenziell eher ungeeignet ist. Die Ergebnisse an den Standorten K06 und K07 scheinen aus morphostratigraphischer Sicht äußerst interessant, da die mittleren Rückprallwerte dort niedriger sind als an den zuvor behandelten weiter talauswärts befindlichen Standorten K03–K05. Die Differenz von bis zu zehn mittleren *R*-Werten kann auf einen Altersunterschied von tausenden bis über zehntausend Jahren hindeuten (z. B. Kellerer-Pirklbauer et al. 2008a), was im vorliegenden Fall zweifelsfrei als unmöglich betrachtet werden kann. Die aufgetretene *R*-Wert-Divergenz lässt sich am ehesten durch die eingangs genannten Problematiken der möglichen lithologischen Unterschiede und Exhumierungen der Blöcke erklären. Morphologisch würde die langgezogene, flache Landschaftsform, auf der die Standorte K06 und K07 liegen, eher für subglazial (unterhalb des Kleinelendkeeses um 1850) am Fuße der steilen Felsstufe akkumuliertes Material sprechen. Eine solche subglaziale Schuttakkumulation manifestiert sich laut Hughes et al. (2014) typischerweise als Rippe quer bzw. schräg zur Fließrichtung des Eises. Zusätzlich sind die meisten an der Oberfläche des stark bewachsenen Walls sichtbaren Blöcke nicht kantig, sondern deutlich abgerundet. Ein weiterer Erklärungsansatz wäre gravitativ und fluvial von den steilen Hängen der Tischlerspitze und des Tischlerkarkopfs abtransportiertes Moränenmaterial. Die beiden letztgenannten Thesen werden insbesondere durch den niedrigen Anteil größerer Blöcke an der Oberfläche der bereits stark bewachsenen Landschaftsform unterstützt. In jedem Fall wurde das akkumulierte Material zu einem



späteren Zeitpunkt definitiv durch Gletscherschwankungen im 20. Jahrhundert und/oder fluviale Prozesse im Gletschervorfeld umgestaltet. Ältere Fotografien (z. B. Abb. 27b von 1941) sowie Karten und Skizzen aus dem frühen 20. Jahrhundert, beispielsweise des Militärgeographischen Instituts (1873) (Abb. 27a) oder des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (1948) sowie von Aegerter (1909) und Jaksch (1971), zeigen allesamt einen Gletscherstand, der nahe an dieser langgezogenen Wallform liegt. Indessen ist die singuläre Zuschreibung der Genese des Walls zum letzten großen Gletschervorstoß um 1920 aufgrund der Größe, der Lage und der relativ kurzen Vorstoßdauer der Gletscher zu dieser Zeit nicht angemessen.

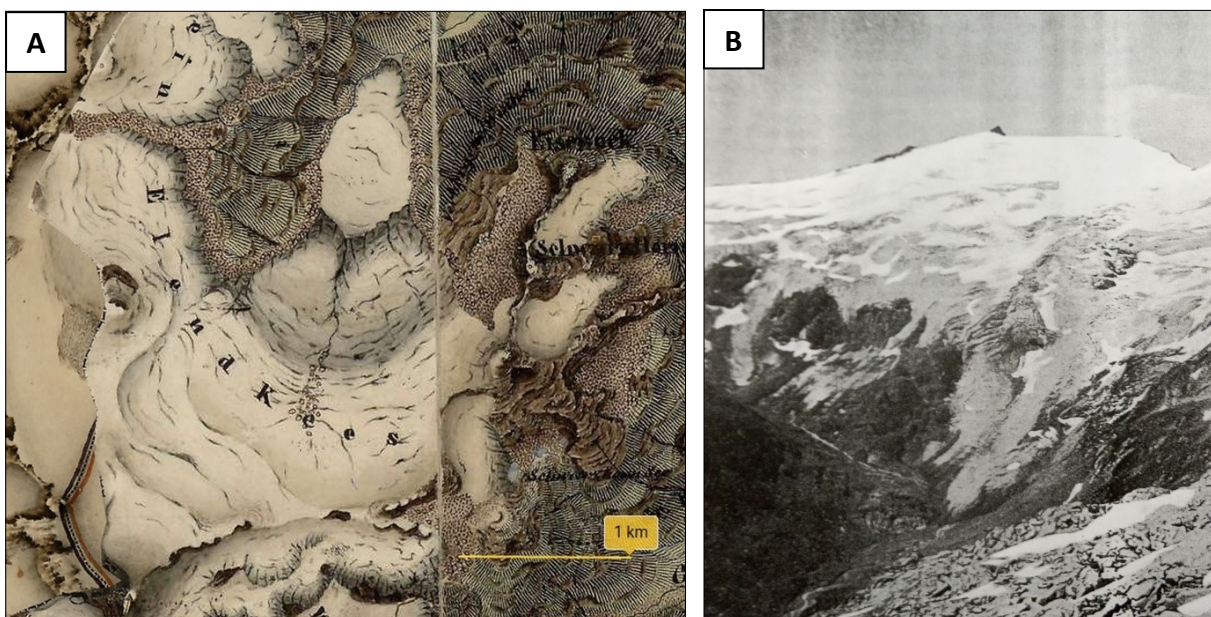


Abb. 27: Kleinendkees – (A) Ausschnitt aus der Karte der zweiten Landesaufnahme des Königreichs Illirien (Kärnten), aufgenommen durch Czykanek von 1834-35 im Maßstab 1:28.800 (Quelle: mapire.eu) (B) Ankogel von der Kleinendscharte aus gesehen, Foto von Zimberg aus dem Jahr 1941 (Quelle: Angel und Staber 1952)

Bei den drei Standorten K08–K10 im obersten Kleinendtal treten mehrheitlich Blöcke aus dunklen migmatischen Gneisen auf. Insbesondere am Standort K08 direkt oberhalb der Gurrnböden sind diese Blöcke sehr groß und beinahe völlig flechtenfrei mit deutlich geringeren *R*-Werten als an den Standorten K09 und K10. Der eher geringmächtige (nur ungefähr ein Meter hohe), aber dennoch deutlich identifizierbare Ufermoränenwall bei K08 kann daher mit großer Wahrscheinlichkeit dem letzten Hochstand um 1920 zugeordnet werden. Die höhergelegenen Standorte K09 und K10 liegen beide auf deutlich größeren Lateralmoränenwällen von rund zwei bis vier Metern Höhe und weisen einen größeren Anteil an Feinmaterial sowie stärkeren Bewuchs auf. Die Differenz der Schmidt-Hammer-

Rückprallwerte von nicht ganz fünf mittleren *R*-Werten zwischen K09 und K10 und den sich nicht überschneidenden 95%-Konfidenzintervallen deutet auf einen statistisch signifikanten Altersunterschied dieser Standorte hin. Morphologisch und aufgrund des relativ geringen Abstandes der Moränen zueinander, ist dies allerdings zu bezweifeln und beide Formen sind dem 1850er-Stand zuzuschreiben. Begründet werden können die Unsicherheiten in der Interpretation der Messergebnisse erneut mit Exhumierungen und variablen lithologischen Verhältnissen sowie Vegetationsbewuchs.

### ***Preimlkar – Preimlboden***

Die bemessenen Blöcke der meisten Standorte im oberen Preimlkar weisen unterschiedlich starken Flechtenbewuchs auf, weshalb diese mit großer Wahrscheinlichkeit aus umgelagertem Moränen- bzw. eventuell auch Felssturzmaterial verschiedenen Alters bestehen und keinen bestimmten Gletscherstand im Holozän markieren. Der höchste mittlere *R*-Wert wurde am Standort P05 gemessen, welcher sich hochgelegen am Fuße einer aktiven, sehr steilen Blockschutthalde südlich der Oberlercherspitze befindet. Die Expositionsdauer der Blöcke an diesem Standort beträgt mit großer Wahrscheinlichkeit nur wenige Jahre bis Jahrzehnte. Der Standort P01 liegt mittig auf einer Erhöhung über einer Geländestufe zwischen dem oberen Preimlkar und dem Preimlboden und ist daher keiner deutlich abzugrenzenden Vollform eines End- oder Lateralmoränenwalls zuzuordnen. Die Standorte P02, P03 und P04 liegen am Innenrand mächtiger gestauchter Moränen (Abb. 4a), weshalb die Zuordnung zum Gletschervorstoß um 1850 angemessen erscheint. Gleiches gilt für die Standorte P06, P07 und P08, welche ebenso ein rund 25–30 m tiefes Becken ausbilden und mehrheitlich aus labilen Blockschuttmassen mit unwesentlichem Flechtenbewuchs aufgebaut werden (Abb. 30). Wenngleich sich die letztgenannten sechs Standorte teils deutlich in ihren mittleren *R*-Werten unterscheiden, so überlappen sich die meisten ihrer 95%-Konfidenzintervalle (Abb. 5a) und es können keine statistisch signifikanten Altersunterschiede angenommen werden. Im Vergleich dazu weisen die nur wenig entfernten Messstandorte P09 und P10 eine Differenz von bis zu zehn mittleren *R*-Werten zu den Standorten P02–P04 und P06–P08 auf und die Fehlerbalken überlappen sich nicht (Abb. 5a). Der Flechtenbewuchs an P09 und P10 ist teils bedeutend größer und die Lage am äußersten Rand von Stauchmoränen lässt eine Vermischung von älterem Moränenmaterial erahnen. Eine Aufschiebung des Gletschers in der Kleinen Eiszeit auf einen Blockgletscher, wie dies beispielsweise von Haerberli (1979, S. 43) beschrieben wird, ist

einerseits durch die lobenförmigen, breit-gefächerten Wallformen und andererseits aufgrund der kleinen, in regelmäßigem Abstand quer über den Wall verlaufenden Depressionen ebenso möglich. Interessanterweise unterscheiden sich alle Messstandorte im oberen Preimlkar morphologisch und in Bezug auf die gemessenen Rückprallwerte stark von den beiden Standorten am Preimlboden (PE1 und PE2), welche nach ihrer Lage und in verschiedener Literatur (z. B. Fresacher 1934) ebenso dem 1850er-Stand entsprechen. Mögliche Erklärungen für diesen großen Unterschied von beinahe neun *R*-Werten auf scheinbar gleich alten Landschaftsformen bieten zum einen die differierenden lithologischen Verhältnisse (vgl. Kapitel 2) und zum anderen jene der mikroklimatisch-geomorphologischen Formung, welche sich kleinräumig in der Quantität der Verwitterungsraten und des Vegetationsbewuchses widerspiegeln. Wird die Globalstrahlung in ArcGIS mit dem „*Area Solar Radiation*“-Tool über das DGM berechnet, so ergeben sich zwischen 1000 bis 1350 kWh/m<sup>2</sup> an potentieller jährlicher Solarstrahlung an den Schmidt-Hammer-Messstandorten (Abb. 28). Auf Grundlage des Klimaatlas Kärnten gelten für das Land Kärnten 1600 absolute Sonnenstunden als mittlerer Jahreswert, wobei je nach Gebiet und Lage Maxima um die 2000 Stunden nicht ungewöhnlich sind (Land Kärnten 2015). Abgeschirmt von den dominierenden Gipfeln der Preiml- und Oberlercherspitze betragen die Werte im oberen Preimlkar maximal rund 1000 bis 1200 Sonnenstunden (Land Kärnten 2015), was sich auch in der modellierten Globalstrahlung in Abbildung 28 widerspiegelt. Im Vergleich zum Preimlboden mit bis zu 1550 absoluten Sonnenstunden im Jahr bzw. über 1300 kWh/m<sup>2</sup> an potentieller jährlicher Globalstrahlung, muss im obersten Preimlkar mit einer deutlich längeren Schneedeckendauer über die Sommermonate gerechnet werden, was sich sowohl im Flechtenbewuchs als auch in der Rate der chemischen Verwitterung niederschlägt. Die 1850er-Moränen am Preimlboden wurden ferner durch das abschmelzende Hochalmkees, welches einen beinahe vier Hektar großen glazialen See im Preimlboden hervorrief (Fresacher 1934, S. 210), womöglich stärker fluvial überprägt als jene im oberen Preimlkar. Insbesondere durch einen Ausbruch dieses eben beschriebenen glazialen Sees (engl. *glacial lake outburst flood, GLOF*) im Jahr 1932 (Fresacher 1934) dürfte das Moränenmaterial einer gewissen Umlagerung und Sortierung unterzogen worden sein. Unweit der Messstandorte PE1 und PE2 befinden sich bis heute unzählige Anzeichen einer außerordentlichen und mehr oder weniger „dauerhaften“ Durchfeuchtung des Preimlbodens, wie beispielsweise Moorwiesen mit flächenhaftem Vorkommen des *Scheuchzers Wollgrases (Eriophorum scheuchzeri)* (Abb. 29b). Dies trägt augenscheinlich zu

einem günstigen Mikroklima für alpine Rasen- und Pioniergesellschaften sowie speziell üppigem Flechtenwachstum auf den Moränenwällen bei (Abb. 29a). Nichtsdestoweniger finden sich auch im oberen Preimlkar an günstigen Standorten (unter anderem am langgezogenen Moränenwall zwischen den Standorten P02 und P03) kleinflächige Syroseme (initiale, geringfügige Bodenbildung) auf feinerem Schutt.

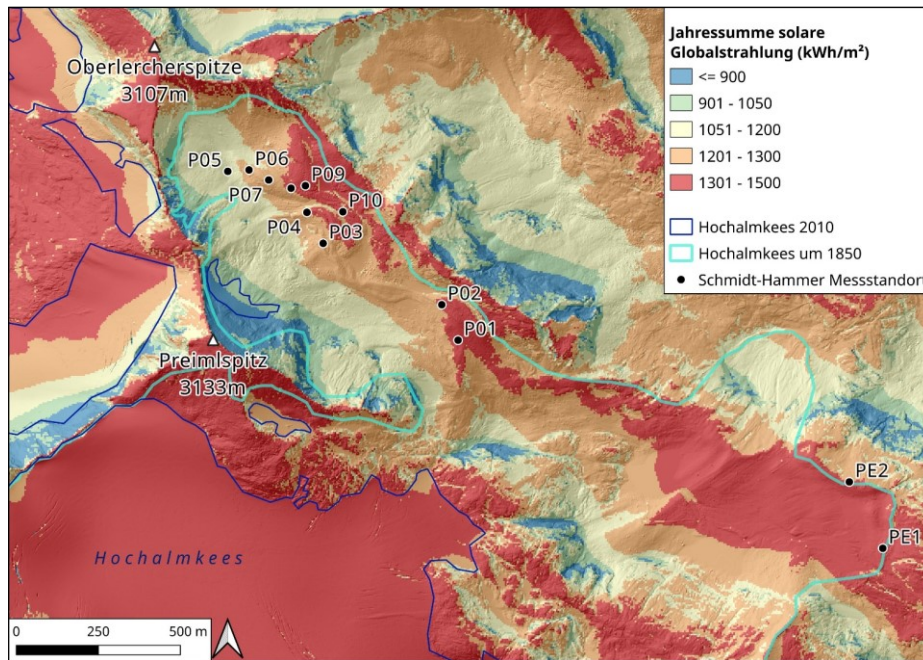


Abb. 28: Potentielle jährliche Globalstrahlung (in kWh/m<sup>2</sup>) im Gletschervorfeld des Hochalmkeeses und im Gebiet des Preimlkar; Modellierung mit dem ArcGIS-Tool „Area Solar Radiation“; Datengrundlage: DGM des Landes Kärnten (2010)



Abb. 29: (A) Schmidt-Hammer Messstandort PE1 auf einem Moränenwall am südöstlichen Preimlboden (B) Scheuchzers Wollgras (*Eriophorum scheuchzeri*) am Preimlboden



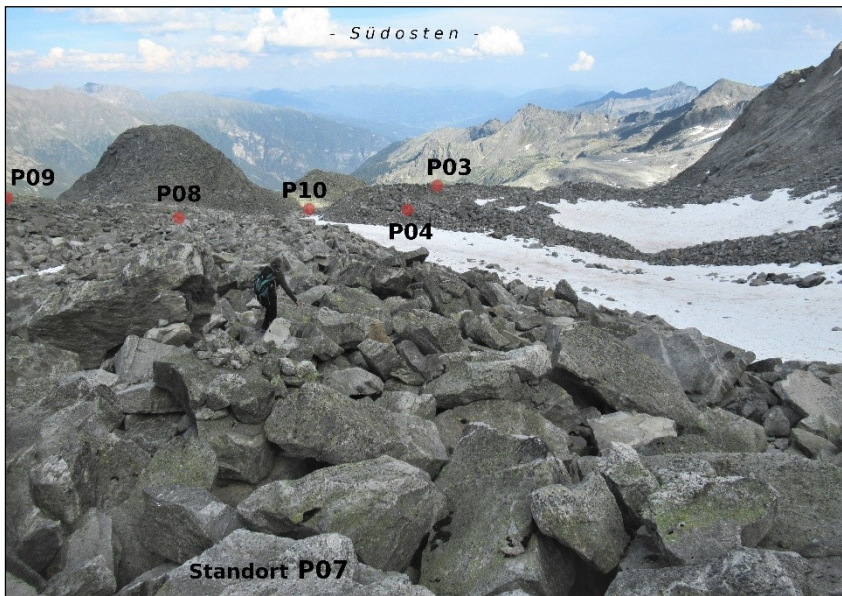


Abb. 30: Ausgewählte Schmidt-Hammer-Messstandorte im oberen Preimlkar zur Übersicht

### **Kar östlich des Säulecks**

Der mittlere  $R$ -Wert von G01 inmitten der unregelmäßig ondulierten Blockschuttakkumulation im Vorfeld des Moränenbogens östlich des Säulecks liegt deutlich niedriger als jene der Standorte G02 bis G04. Aus diesem Grund kann ein geringfügig höheres Alter angenommen werden. Die Standorte G02 und G03 auf der orographisch rechten Ufermoräne (Abb. 31) können nach ihrer Lage und Mächtigkeit sowie der generellen Morphologie nur dem Gletschervorstoß um 1850 zugeschrieben werden. Die Rückprallwerte letztgenannter Standorte zählen zusammen mit den lithologisch vergleichbaren Standorten P03–P06 im obersten Preimlkar jedoch zu den höchsten gemessenen mittleren  $R$ -Werten. Begründen lässt sich dies unter anderem mit der potentiellen jährlichen Globalstrahlung, welche an den Standorten G02 und G03 (gleich modelliert wie in Abb. 28 beschrieben) bei weniger als  $900 \text{ kWh/m}^3$  liegt. Die vom Land Kärnten (2015) modellierte absolute jährliche Sonnenscheindauer beträgt rund 985 Stunden direkt unterhalb der steilen Ostwand des Säulecks bis maximal 1300 Stunden im vordersten Bereich des Moränenbogens. Die Schneeschmelze findet in dem Kar – ähnlich wie im obersten Bereich des Preimlkars – im Sommer verzögert statt, weshalb mit längerer Schneebedeckung und geringeren Verwitterungsraten zu rechnen ist. Wie bereits erwähnt bestehen die mächtigen Moränenrücken stellenweise zu einem großen Teil aus Feinschutt (Abb. 32). Diese mikromorphologischen Standortbedingungen (definiert z. B. durch den Substrattyp) sind nach

Egger (1997, S. 41) für die Sukzession von Vegetationsgemeinschaften wesentlich bedeutender als jene des lokalen geländemorphologischen Makrostandortes. So haben sich ungeachtet der maßgebend fehlenden Konsolidierung des Lockermaterials auf dem Moränenrücken zwischen G02 und G03 stellenweise charakteristische höhere Pionierpflanzen der subnivalen Stufe angesiedelt (wie Steinbrech- und Hornkraut-Arten als Polsterstauden) und zu äußerst kleinflächigen Syrosemen (meist unter 0,5 m<sup>2</sup>) geführt (Abb. 32b).

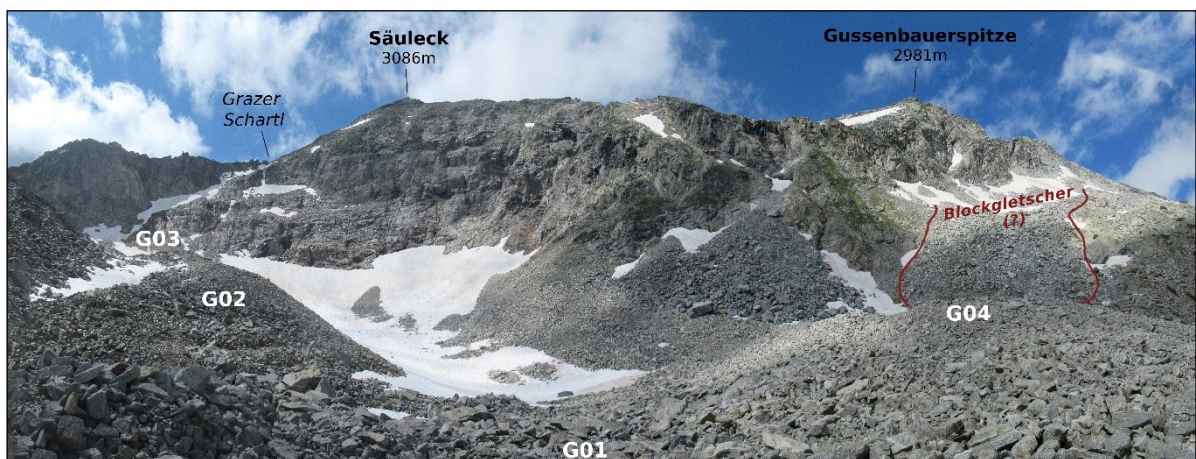


Abb. 31: Panorama im Hohen Gös skar bzw. dem Kar östlich des Säulecks mit dem schneegefüllten Kar und den Schmidt-Hammer-Messstandorten G01–G04

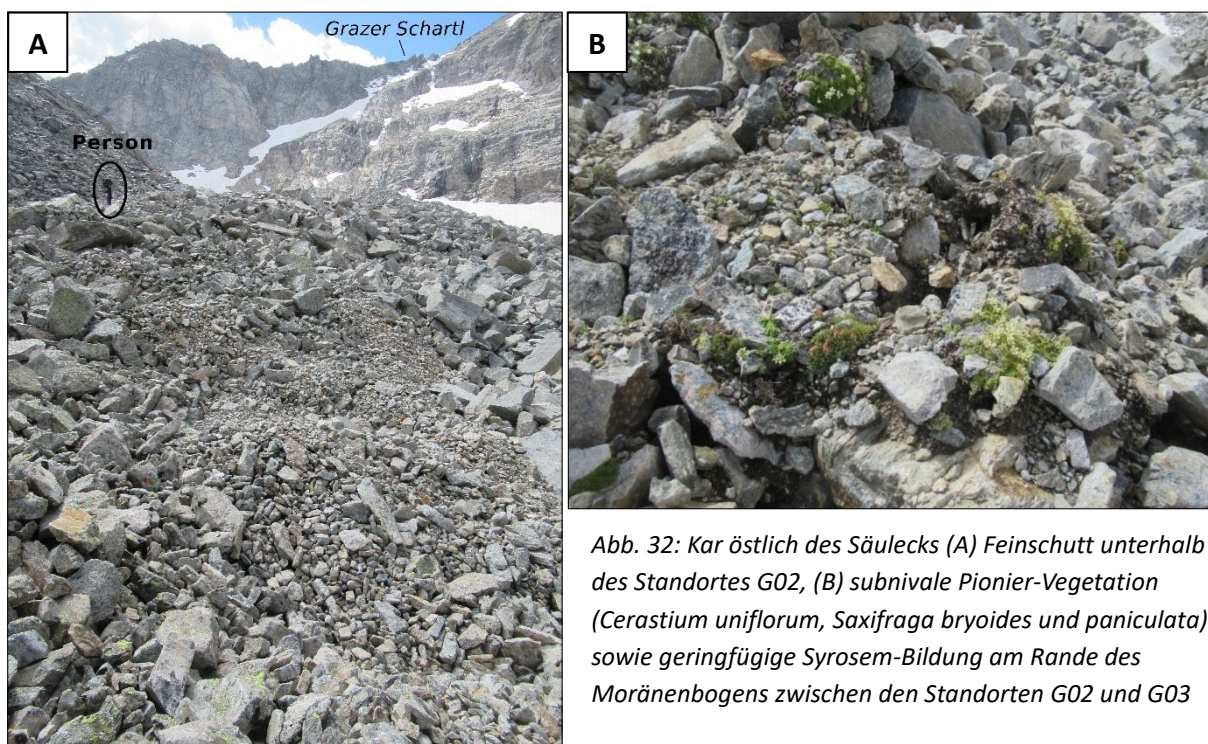


Abb. 32: Kar östlich des Säulecks (A) Feinschutt unterhalb des Standortes G02, (B) subnivale Pionier-Vegetation (*Cerastium uniflorum*, *Saxifraga bryoides* und *paniculata*) sowie geringfügige Syrosem-Bildung am Rande des Moränenbogens zwischen den Standorten G02 und G03

Der Standort G05 ist durch eine mehrere Meter tiefe (im Juli 2020 mit reichlich Schnee gefüllte) Rinne getrennt von jenem Wall, auf dem der Standort G04 liegt. Die Schmidt-Hammer-Rückprallwerte des Standortes G05 sind mit Mittelwerten von rund 36 sehr niedrig und deuten auf eine hohe Expositionsdauer. Die weitläufige, mehr oder weniger chaotische Blockschuttlandschaft, die sich in südöstlicher Richtung von G05 über den Gößsee bis auf 2300–2400 m Seehöhe fortsetzt, wird von mehreren Autoren „jungstadialen“ Moränen (Egesen/Daun) zugeordnet (z. B. Angel und Staber 1952; Senarclens-Grancy 1935, S. 161). Der rund 250 m von G05 entfernte Rundhöcker inmitten der Blockschuttlandschaft spricht nach Lieb (unveröffentlichte Aufzeichnungen einer Geländebegehung im Jahr 1995) ebenso für eine Interpretation als spätglaziale Obermoräne. Weitere mögliche Indikatoren einer langen Verweildauer der Blockakkumulation können der bereits erwähnte großflächige Flechtenbewuchs und die vergleichsweise hohe Stabilität der einzelnen Blöcke sowie das Fehlen von Feinschutt sein.

### ***Karraum östlich der Mallnitzer Scharte***

Der Standort M01 im unteren Bereich eines Schuttkegels weist mit einem mittleren *R*-Wert von 46,2 eine längere Expositionsdauer und somit ein höheres Alter auf als beispielsweise G02 und G03 auf den Ufermoränenwällen von 1850 (mit mittleren *R*-Werten von 51,8 und 51,2). Dies deutet auf eine aktuelle Inaktivität des Schuttkegels hin, wobei neben den topographisch bedingten Unterschieden auch eine geringfügig abweichende lithologische Zusammensetzung der Blöcke Grund für diese Diskrepanzen sein kann. So wird der gesamte Karraum östlich des Säulecks weitgehend von hellen, granitischen Zentralgneisen aufgebaut, während um das Kar östlich der Mallnitzer Scharte (an der Ostseite des Großen Gößspitz und des Dösener Spitz) auch tonalitische Zentralgneise vorherrschen (Angel und Staber 1952).

Für die Schätzung des Mindestalters des Blockgletschers im zentralen Bereich des Karraumes östlich der Mallnitzer Scharte werden berechnete Kalibrierungskurven vom benachbarten Dösener Blockgletscher aus dem hintersten Dösental (Kellerer-Pirklbauer 2008b) – bei vergleichbarer Lithologie und Seehöhe, aber unter Zuhilfenahme eines Schmidt-Hammers als L-Typ mit geringerer Schlagenergie – herangezogen. Nach Aydin und Basu (2005, S. 8) lassen sich die Werte eines L-Typ-Schmidt-Hammers über die lineare Beziehung  $y = 1,0646x + 6,3673$  zu jenen eines N-Typs konvertieren (mit einem Bestimmtheitsmaß von  $r = 0,99$ ), wobei die

Werte des N-Typs hier um ca. acht *R*-Werte höher liegen als jene des L-Typs. Detaillierte Studien zu den Dösener Blockgletschern liegen im Speziellen in Bezug auf das relative Alter (Kellerer-Pirklbauer 2008b), den Bewegungsgeschwindigkeiten an der Oberfläche (Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2012) und der Mächtigkeit des Permafrostkörpers (Schmöllner und Fruhwirth 1996) vor. Die lineare Abnahme der *R*-Werte von einem aktiven Schutthang in der Wurzelzone des größten Blockgletschers direkt westlich unterhalb der Mallnitzer Scharte im Dösental zu einer egesenzeitlichen Moräne am Westufer des Dösener Sees beträgt durchschnittlich  $-1,46$  *R*-Werte alle tausend Jahre (Kellerer-Pirklbauer 2008b, S. 72–73). Werden diese Annahmen auf die (größte) Blockgletscherform im Kar östlich der Mallnitzer Scharte übertragen, so ergibt sich für die Gesteinsblöcke am Standort M02 eine Mindestdauer der Exposition von 6438 Jahren und 3082 Jahre für M03. Die zugehörigen Fehlergrenzen aus den 95%-Konfidenzintervallen betragen rund  $\pm 952$  bis  $\pm 960$  Jahre, weshalb das Mindestalter der Blöcke zumindest unter 10.000 Jahren liegt und somit eine Genese innerhalb des Holozäns anzunehmen ist. Was nebst den großen zeitlichen und gerätespezifisch-methodischen Unsicherheiten dieser Berechnung nicht vergessen werden darf, ist, dass das gesamte Alter eines Blockgletschers weitaus höher sein kann als die Exposition der Blöcke an der Oberfläche (z. B. Kääh 2005). Morphologisch handelt es sich zumindest um eine periglaziale Landschaftsform, welche aufgrund der relativ steilen Stirn mit reichlich Feinmaterial einem intakten, aber wegen des eingefallenen Bereichs zwischen M02 und M03 möglicherweise inaktiven Blockgletscher zugeschrieben werden kann. Im (zweiten) Blockgletscherinventar der zentralen und östlichen österreichischen Alpen von Lieb et al. (2012) und im gesamtösterreichischen Inventar von Wagner et al. (2020) ist diese Form als intakter Blockgletscher mit dem Code „li20“ enthalten. Die außerordentlich steile, langgezogenlobenförmige Schuttakkumulation mit dem Standort M04 im hintersten Kar entspricht dagegen eher den Vorstellungen eines „Blockschuttwulstes“ bzw. „embryonalen Blockgletschers“ (engl. *protalus rock glacier*; auch engl. *protalus rampart*; Hedding 2011, 2016), welcher unter Permafrostbedingungen entstanden ist. Unter den oben getroffenen Annahmen der linearen *R*-Wertabnahme ergibt sich dort eine Expositionsdauer der Blöcke von  $550 \pm 973$  Jahren, was weder ausreichend präzise ist, noch Rückschlüsse auf die Genese der Landschaftsform erlaubt. Resümierend dürfte das Kar östlich der Mallnitzer Scharte zumindest seit Beginn des Holozäns gletscherfrei gewesen sein, wenngleich ein kleiner, den Sommer überdauernder Schneefleck im hintersten Bereich nicht ausgeschlossen ist. Dies wird auch in



der Franziszeischen „Zweiten“ Landesaufnahme der ehemaligen Topographischen Anstalt (1835) und in der Franzisko-josephinischen „Dritten“ Landesaufnahme des Militärgeographischen Instituts (MGI 1873) sowie in der Alpenvereins-Karte von Aegerter (1909) angedeutet. Klebelsberg (1947, S. 26) diskutiert in seiner Studie zur Schneegrenze in den Ostalpen ebenso die „kleinen lawinengenährten Gletscherchen beidseitig der Mallnitzer Scharte“, für welche seines Erachtens allerdings keine Schneegrenze definiert werden kann.

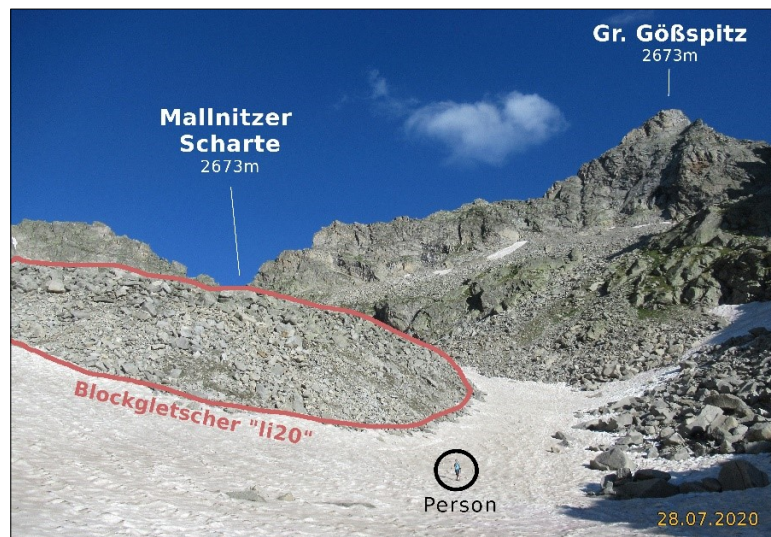


Abb. 33: Stirn des Blockgletschers „li20“ im Kar östlich der Mallnitzer Scharte

### **Synthese aus den Schmidt-Hammer-Messungen**

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Ergebnisse der Schmidt-Hammer-Methode größtenteils schlüssige relative Vergleiche der Expositionsdauer zulassen und damit entweder die Berechnung anhand von Kalibrierungskurven oder die „Zuordnung“ eines absoluten Alters zu einer Landschaftsform ermöglichen. Absolute Altersbestimmungen sind insbesondere durch die lokal- und mikroklimatisch-bedingt heterogenen Verwitterungsraten und den damit verbundenen Unsicherheiten der Altersabschätzung von mehreren Jahrhunderten (z. B. Shakesby et al. 2006) bis hin zu tausend Jahren (z. B. McCarrol und Nesje 1993) auf den untersuchten Moränen des späten Holozäns nicht möglich. Periglaziale Landschaftsformen wie der bemessene Blockgletscher östlich der Mallnitzer Scharte sind durch ihre lange Genese von Jahrhunderten bis Jahrtausenden tendenziell geeigneter für Schmidt-Hammer-Datierungen, jedoch gibt es auch hier große zeitliche Unsicherheiten und die Lage der Messstandorte ist wesentlich für die Interpretation. Angesichts der relativ hohen Anzahl an Messungen pro Standort ( $n = 100$ ) sind auch die relativ großen Differenzen von mehr als  $\pm 1,00$  zwischen dem

arithmetischen Mittelwert und dem Median an den sieben in Kapitel 4.1 genannten Standorten bedeutend und bezeugen die tendenziell große Unsicherheit in der Altersabschätzung. An den vier Standorten (K07, M02, PE1 und P09; Tab. 4), an denen der Median deutlich geringer als der Mittelwert ist, können die Oberflächen der bemessenen Blöcke teils um mehr als 1000 Jahre eher exponiert worden sein als durch den Mittelwert angedeutet. Die Formen mit den drei Standorten mit deutlich höheren Median-Werten (G02, M04, P03; Tab. 4) dürften dagegen deutlich jünger sein. Eine geringere Anzahl an Messungen je Standort bedeutet in den meisten Fällen einen größeren Signifikanzwert ( $p$ -Wert) des arithmetischen Mittels. Dies vergrößert meist den Unterschied zwischen dem Median und dem Mittelwert und erschwert die Interpretation der Daten.

## **5.2. Gletscher- und *ELA*-Rekonstruktionen**

Vor der Analyse und Interpretation der quantitativen Ergebnisse zu den rekonstruierten Gletschern ist vor allem deren Validierung und die Verifikation der Methoden bedeutend, weshalb hierzu eingangs verschiedene erarbeitete Varianten diskutiert werden.

### **Validierungs- und Verifikationsmöglichkeiten**

Sowohl im Excel-Spreadsheet als auch in der *GlaRe*-Toolbox werden einige Parameter zur Rekonstruktion der Paläogletscher ästимиert, indem das Ergebnis visuell auf geomorphologische Indizien der Ausdehnung der ehemaligen Vergletscherung abgestimmt wird. Dort wo dies nicht möglich ist, werden vergleichbare vorangegangene Studien von besonderer Bedeutung. Analoge Rekonstruktionen der *LIA*-Paläogletscher in der Ankogelgruppe um 1850 durch Lieb (1993) bzw. weitere unpublizierte Daten zur zugehörigen Schneegrenze dieser Gletscher, welche von Gerhard Karl Lieb dankenswerterweise zur Verfügung gestellt wurden, dienten dabei als wesentliche Grundlage. In Bezug auf die nötigen Werte der Parameter für die GIS-Modellierungen kann ebenso auf eine Vielzahl an erfolgreichen Studien auf Gletschern (weltweit) zurückgegriffen werden, wie in Kapitel 3.4 bereits aufgezeigt wurde. Generell muss bei der Abschätzung der Güte des Modellierungsergebnisses jedoch bedacht werden, dass glaziale Vertiefungen nach der Gletscherschmelze mit der Zeit durch Sedimente aufgefüllt werden können und die

„wahre“ Mächtigkeit der Paläogletscher auf Basis aktueller Geländeoberflächen somit nicht mit Sicherheit akkurat zu rekonstruieren ist.

Eine weitere grundlegende Variante der Validierung stellen Sensitivitätsanalysen und damit verbundene Feinabstimmungen der Parameter dar. Für die modellierten Gletscher wurden die punktuellen Schubspannungen und Reibungskoeffizienten in mehreren Durchläufen variiert, bis die Ergebnisse den (vorwiegend aus älteren Fotografien und aus Literaturhinweisen gewonnenen) Vorstellungen entsprachen. So konnten beispielsweise für das Großelendkees bei einer basalen Schubspannung von 100 kPa – welche, wie bereits erwähnt, als uniformer, weltweit gültiger Standardwert angegeben wird (Cuffey und Paterson 2010) – mittlere Eishöhen von gerade einmal 25 bis 35 m und Maxima bis 70 m berechnet werden. Bei der GIS-Modellierung blieben unter solchen Annahmen große Bereiche der kartierten Gletscherfläche um 1850 frei von Eis. Wie im Flussdiagramm zum Arbeitsablauf (Abb. 2) angedeutet, handelt es sich somit um einen zeitintensiven iterativen Prozess, bei dem durch Veränderung der Parameter ein möglichst evidentes Ergebnis angestrebt wird. In diesem Zusammenhang erscheint es wichtig darauf hinzuweisen, dass das Excel-Spreadsheet und die *GlaRe*-Toolbox gleichermaßen theoretisch von Laien bedient werden können, das Ergebnis aber – wie bei der Anwendung von beinahe jedem anderen Programm und jeder Methode – von den Eingabewerten und -daten abhängig ist. Alle Rekonstruktionen unterliegen einem gewissen Maß an Subjektivität, zumal nicht nur bei der händischen Anfertigung von Höhenlinien über die Oberfläche des Paläogletschers aus topographischen Karten durch einen Fachkundigen, sondern auch in computergestützten numerischen Modellen das Erscheinungsbild und die Eigenschaften des Eises an modernen Gletschern orientiert werden. Diese Umstände werden im Kapitel 5.4 noch genauer aufgezeigt und diskutiert.

Zuletzt ist der Vergleich mit unabhängigen Datensätzen erdenklich, wodurch insbesondere die Funktionsfähigkeit der *GlaRe*-GIS-Tools unter bestimmten Voraussetzungen verifiziert werden kann. De facto gemessene Eismächtigkeiten wären ein Beispiel für einen unabhängigen Datensatz, mit dem die modellierten Eishöhen verglichen werden können. Im Jahr 2001 wurden beispielsweise am Hochalmkees im vorliegenden Untersuchungsgebiet Georadar-Messungen (engl. *ground penetrating radar*, GPR) zur punktuellen Ermittlung der Eisdicke durchgeführt (Fischer und Kuhn 2013). Diese dienten gerade bei der Berechnung des Gletscheruntergrundes als zusätzlicher Vergleichsdatensatz und zur Überprüfung der

kleinräumigen Verteilung der punktuellen Eismächtigkeiten, nebst dem Datensatz des Gletscheruntergrundes von Helfricht et al. (2019). Was bei dieser Art der „Plausibilitätsprüfung“ nicht außer Acht gelassen werden darf, ist, dass die geophysikalischen Prospektionen beinahe zehn Jahre vor dem ALS-Datensatz akquiriert wurden, weshalb der angestellte „Vergleich“ rein auf der grundsätzlichen Verteilung des Eises beruht und keine Annäherung an diese geophysikalisch ermittelten Eismächtigkeiten angestrebt wurde. Bei der Verwendung von solchen unabhängigen Datensätzen darf auch nicht vergessen werden, dass bei direkten Messungen der Eismächtigkeit je nach Akquisitionsmethode oft nur punktuelle Informationen vorliegen (wie im vorliegenden Fall) und bildgebende Verfahren unterdessen nicht selten Schwierigkeiten bei der Interpretation bereiten.

### **Rekonstruktionen der 1850er-Stände**

Viele wichtige Aspekte der Entwicklung der ausgewählten Gletscher wurden bereits genannt und die Stände zu den untersuchten Zeitpunkten anhand der Längsprofile skizziert. Die untersuchten Gletscher in der Ankogelgruppe haben sich von 1850 bis 2010 im Durchschnitt um rund 1,3 km zurückgezogen, wobei die drei größten Gletscher – das Hochalm-, Klein- und Großelendkees – die höchsten Rückzugsbeträge von 1,5 bis 2 km verzeichneten. Von 1850 bis 2010 hat sich die Gesamtfläche der sieben untersuchten Gletscher um etwas mehr als 60 % von ungefähr 20,81 km<sup>2</sup> auf 8,21 km<sup>2</sup> verringert. Die rekonstruierten Eismächtigkeiten um 1850 der Excel- und GIS-gestützten Methode liegen in einem ähnlichen Rahmen und betragen bis auf einen Gletscher (dem Lassacherkees) im Maximum alle zwischen rund 120 bis 200 m. Die flächenhafte Verteilung der modellierten Eisdicken in Abbildung 34 visualisiert die eher unrealistisch hohen Werte an Steilstufen, wie etwa am Hochalm- und Kleinelendkees. Zudem wird eine oftmals deutlich zu niedrige Eishöhe in den Akkumulationsgebieten suggeriert, was auf die Methodik hinter der Berechnung und der flächenhaften Interpolation der Eismächtigkeit zurückzuführen ist. Die Kalkulation erfolgte punktuell von der Gletscherstirn über das gesamte entworfene Fließnetz und nutzte dabei jeweils den vorangegangenen Wert als Basis für die nächst höhergelegene Eismächtigkeit. Gerade am Kleinelendkees bereitete die steile Geländestufe im zentralen Bereich anfangs Probleme bei der Modellierung, da bei zu geringen Werten der Eishöhe an dieser Stelle, die hochgelegenen Gletscherflächen gar nicht erfasst wurden.

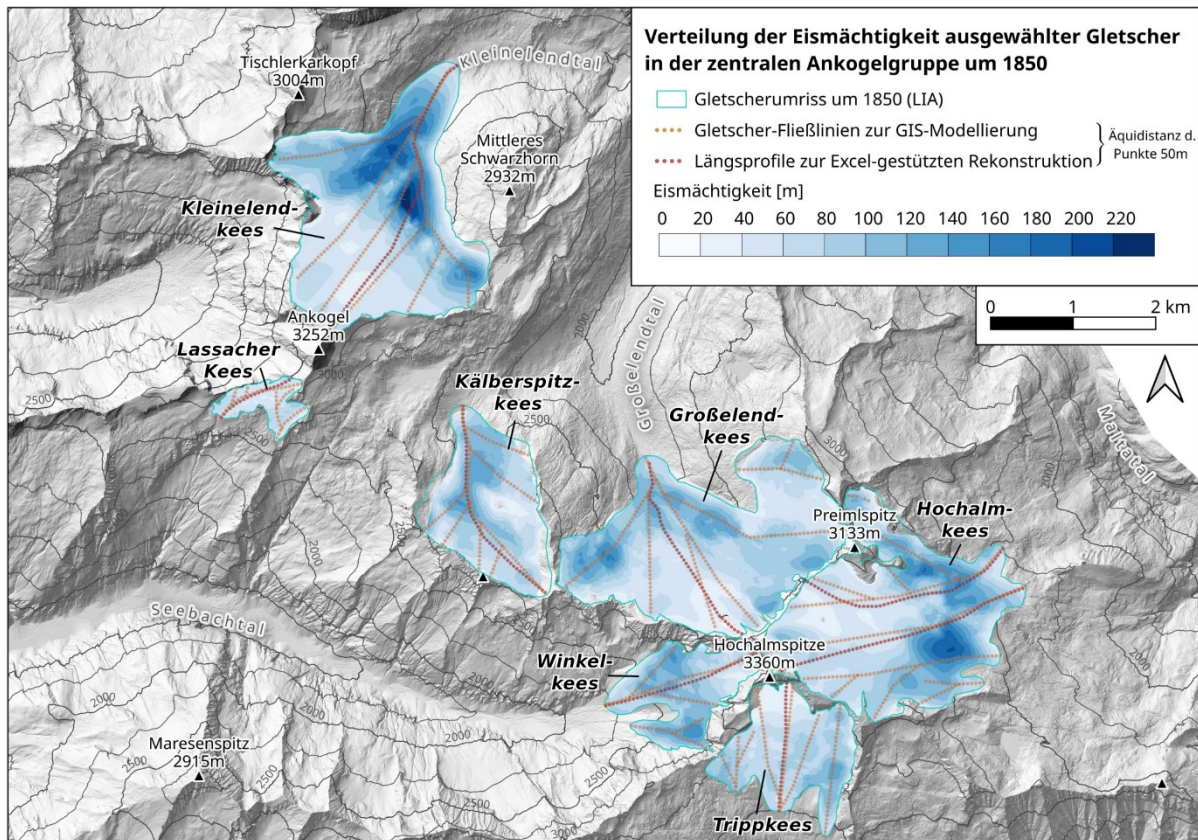


Abb. 34: Eismächtigkeiten ausgewählter Gletscher in der zentralen Ankogelgruppe um 1850 modelliert mit der GlaRe-Toolbox von Pellitero et al. (2016) sowie die für die Modellierung benötigten Längsprofile und Fließlinien (punktirt)

Die Änderungen der Gletscherlängen sowie der Flächengröße variieren zum Teil stark zwischen den Alpengletschern (z. B. Kuhn et al. 1985; Lüthi et al. 2010), was speziell in den entworfenen Längsprofilen sowie in Abbildung 34 zum Ausdruck kommt. In Tabelle 14 sind die modellierten Änderungen im Volumen der Gletscher (gemittelt über die drei GIS-Interpolationsverfahren) zwischen 1850 und 2010 zusammengefasst. Die angegebenen Standardabweichungen zu den jeweiligen Mittelwerten belaufen sich auf die Unterschiede der kalkulierten Volumina der *Topo-To-Raster*-, *Kriging*- und *IDW*-Methode und liegen bis auf einen Gletscher (dem Kleinendkees) unter fünf Millionen Kubikmeter, was bei der Mehrheit der sieben Gletscher weniger als zwei Prozent des berechneten Gesamtvolumens entspricht (Tab. 14). Von den sieben rekonstruierten Gletschern weist das Kleinendkees den größten Eisverlust auf, dicht gefolgt vom Hochalm- und Großelendkees. Die Stirn dieser drei Gletscher lag zum letzten Hochstand in der Kleinen Eiszeit auf 2100 bis 2200 m Seehöhe und im Jahr 2010 gemittelt auf 2650 m. Das Kälberspitz-, Winkel- und Trippkees weisen um rund zwei Drittel geringere Änderungen im Volumen auf als die erstgenannten drei Gletscher, was sich zum einen auf die

kleinere Größe und zum anderen auf die höher gelegene Gletscherstirn zur Kleinen Eiszeit (zwischen 2200 bis 2400 m Seehöhe) zurückführen lässt. Für das Lassacherkees ergaben sich durch die hohe Lage der LIA-Gletscherstirn auf rund 2600 m trotz der Exposition nach Süden ebenso günstigere Bedingungen. Unter der Auswahl an sieben Gletschern um 1850 lässt sich tendenziell eine geringere Ausdehnung der südlich und westlich exponierten Einzugsgebiete im Vergleich zu den nördlichen und östlichen Expositionen feststellen (z. B. Abb. 34). Werden jedoch das nördlich exponierte Großelendkees und das südlich exponierte Trippkees beispielhaft gegenübergestellt, so ergibt sich über den Zeitraum von 1850 bis 2010 ein viel stärkerer Rückgang des erstgenannten, größeren Gletschers, weshalb die Exposition definitiv nicht als maßgebendes Kriterium des Gletscherschwunds angesehen werden kann.

Tabelle 14: Modellerte Verluste im Gletschervolumen (in km<sup>3</sup>) 1850 bis 2010 sowie die mittlere Änderung und Standardabweichung (SD) im Durchschnitt über die drei geostatistischen Verfahren (Topo-To-Raster, Kriging, IDW)

	Volumensverlust der Gletscher von 1850 bis 2010 (in km <sup>3</sup> )			Mittelwert aus den drei Verfahren (in km <sup>3</sup> )	SD (in km <sup>3</sup> )	SD (in % des berechneten Volumens)
	<i>TopoTo-Raster</i>	<i>Kriging</i>	<i>IDW</i>			
Kleinlendkees	-0,363	-0,356	-0,344	-0,35	±0,0094	±2,7
Lassacherkees	-0,017	-0,018	-0,019	-0,02	±0,0012	±6,0
Kälberspitzkees	-0,135	-0,138	-0,131	-0,13	±0,0033	±2,5
Großelendkees	-0,297	-0,302	-0,293	-0,30	±0,0046	±1,5
Winkelkees	-0,100	-0,101	-0,097	-0,10	±0,0019	±1,9
Trippkees	-0,110	-0,114	-0,114	-0,11	±0,0019	±1,7
Hochalmkees	-0,313	-0,317	-0,312	-0,31	±0,0028	±0,9

In Bezug auf die Rekonstruktion der Gleichgewichtslinien der Paläogletscher gibt es unterschiedliche Ansichten: Benn et al. (2005) raten dazu, einen Mittelwert aus unterschiedlichen ELA-Berechnungsmethoden zu generieren, um eine möglichst akkurate Repräsentation der Gleichgewichtslinie zu erreichen; Carr et al. (2010, S. 1104) dagegen empfehlen die Verwendung einer einzigen, gut auf den jeweiligen Gletscher „abgestimmten“ Berechnungsmethode. Wie in Abbildung 35 ersichtlich, liegen die Gleichgewichtslinien der durchgeführten GIS-gestützten 1850er-Gletscherstands-Modellierungen je nach gewählter ELA-Berechnungsmethode zum Teil beachtlich auseinander. Die MGE-Methode liefert stets die höchstgelegenen ELAs (Tab. 15; Abb. 36), was die teils großflächigen Akkumulationsgebiete der untersuchten Gebirgsgletscher in großer Höhe

widerspiegelt und bedingt ist durch die ungleichmäßige Hypsometrie. Die Differenz zwischen *MGE* und *AAR* beträgt zwischen 35 bis 150 m sowie im Mittel über alle sieben Gletscher und drei Interpolationsmethoden rund  $81 \pm 35$  m (Tab. 15). Die Differenz zwischen *MGE* und *AABR* ist etwas geringer zwischen neun bis 150 m und im Mittel rund  $51 \pm 30$  m (Tab. 15). Die geringsten Unterschiede zwischen der mittleren Gletscherhöhe und der *AAR*- und *AABR*-Berechnungsmethode sind am relativ kleinen Lassacherkees zu finden, gefolgt vom wenig steilen Kälberspitzkees. Die größten Unterschiede ergeben sich auf den Gletschern mit unregelmäßig verteilten Flächenproportionen und steilen Geländestufen wie dem Klein- und Großelendkees sowie dem Hochalmkees. Von der *AABR*- und *AAR*-Methode liefert erstere konsistent höhere *ELAs*, wobei die Differenz von sechs Metern Höhenunterschied am Großelendkees (*Topo-To-Raster*) bis 56 m am Kleinelendkees (*IDW*) reicht (Tab. 15). Im Mittel über alle sieben modellierten 1850er-Gletscher beträgt die Differenz zwischen *AAR*- und *AABR-ELA* rund  $30 \pm 15$  m, was durch die großen Akkumulationsgebiete hervorgerufen wird.

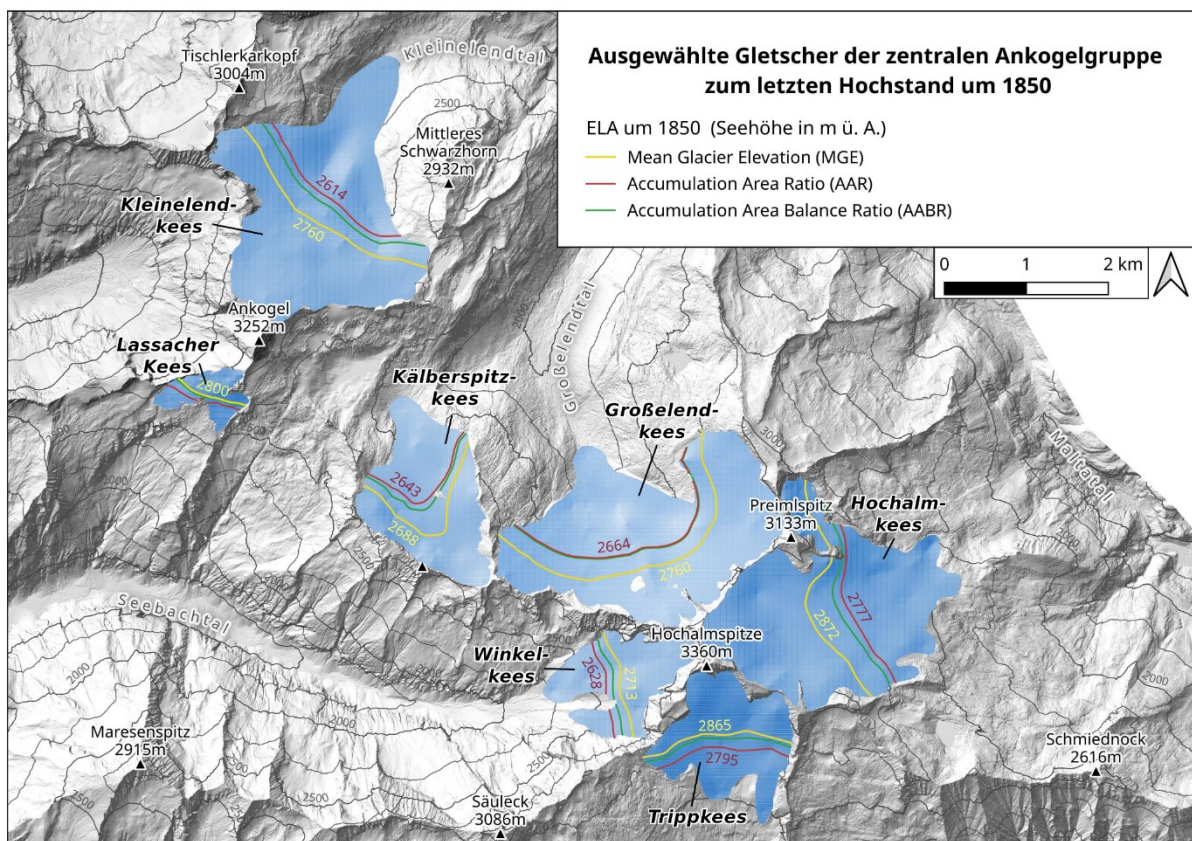


Abb. 35: Rekonstruierte „1850er“-Paläogletscher und deren Gleichgewichtslinien nach der *GlaRe*- und *ELA*-Toolbox von Pellitero et al. (2015, 2016)

Der Einfluss der DGM-Interpolationsmethode in der GIS-Modellierung auf die *ELA* bei den unterschiedlichen Berechnungsmethoden ist durch die zahlreichen verzweigten Fließlinien

relativ gering (Tab. 15, Abb. 36) und die Standardabweichungen überschreiten nur beim Klein- und Großelendkees zehn Meter. Schwankungen in den berechneten Gleichgewichtslinien von zehn bis zwanzig Metern entsprechen unter Annahme eines vertikalen Temperaturgradienten von 0,65°C alle 100 Höhenmeter einem Temperaturunterschied von 0,065°C bis 0,13°C. Diese Werte sind definitiv geringer als die natürliche interstadiale Variabilität und zusätzlich darf nicht vergessen werden, dass alle Methoden zur ELA-Berechnung Gletscher im Gleichgewicht annehmen, was auf die Gletscher im Untersuchungsgebiet weder heute zutrifft, noch vor rund 170 Jahren zugefallen hat.

*Tabelle 15: Berechnete Gleichgewichtslinien (ELAs in m ü. A.) auf den sieben ausgewählten Gletschern der Ankogelgruppe mit unterschiedlichen ELA-Berechnungsmethoden (AAR, MGE, AABR) auf Basis verschiedener DGM-Interpolationsmethoden (Topo-To-Raster, Kriging, IDW) und die Differenzen zwischen den Methoden (in m)*

<b>TopoToRaster</b>						
	<b>AAR</b>	<b>MGE</b>	<b>AABR</b>	<b>AABR-AAR</b>	<b>MGE-AAR</b>	<b>MGE-AABR</b>
Kleinendkees	2614	2759	2660	46	145	99
Lassacherkees	2760	2800	2791	31	40	9
Kälberspitzkees	2643	2688	2654	11	45	34
Großelendkees	2664	2759	2670	6	95	89
Hochalmkees	2777	2872	2803	26	95	69
Trippkees	2795	2865	2841	46	70	24
Winkelkees	2628	2713	2669	41	85	44
<b>Kriging</b>						
	<b>AAR</b>	<b>MGE</b>	<b>AABR</b>	<b>AABR-AAR</b>	<b>MGE-AAR</b>	<b>MGE-AABR</b>
Kleinendkees	2596	2746	2652	56	150	94
Lassacherkees	2768	2808	2794	26	40	14
Kälberspitzkees	2649	2684	2655	6	35	29
Großelendkees	2657	2752	2668	11	95	84
Hochalmkees	2776	2866	2807	31	90	59
Trippkees	2801	2871	2842	41	70	29
Winkelkees	2629	2709	2665	36	80	44
<b>IDW</b>						
	<b>AAR</b>	<b>MGE</b>	<b>AABR</b>	<b>AABR-AAR</b>	<b>MGE-AAR</b>	<b>MGE-AABR</b>
Kleinendkees	2597	2747	2643	46	150	104
Lassacherkees	2764	2804	2795	31	40	9
Kälberspitzkees	2640	2680	2651	11	40	29
Großelendkees	2638	2738	2654	16	100	84
Hochalmkees	2772	2862	2798	26	90	64
Trippkees	2802	2872	2838	36	70	34
Winkelkees	2620	2695	2661	41	75	34



Gemittelt über alle sieben rekonstruierten Gletscher und die drei GIS-Interpolationsverfahren ergibt sich für die AAR-Methode eine ELA von  $2695 \pm 6,2$  m, für die MGE-Methode  $2775 \pm 6,3$  m und für die AABR-Methode  $2724 \pm 4,6$  m. Diese Ergebnisse liegen unterschiedlich nahe an den erhobenen Gleichgewichtslinien bzw. Schneegrenzen (als langjähriges Mittel) aus vorangegangenen Studien im Untersuchungsgebiet: Senarclens-Grancy (1935, S. 170, 203) schätzte die ungefähre Lage der LIA-Schneegrenze im Ankogel-Hochalmspitz-Gebiet auf 2450 m bis 2500 m Seehöhe; Lieb (1993) schlussfolgerte auf Basis von analogen Längsprofil-Rekonstruktionen eine über die gesamte Ankogelgruppe gemittelte Schneegrenze von 2682 m ( $n=26$  Gletscher) bzw. 2769 m ( $n=25$ ) zum Hochstand um 1850. Die mittlere Höhe derselben Profile betrug 2745 m bzw. 2828 m (Lieb 1993, S. 239). Die zur Rekonstruktion benötigten, traditionell handgezeichneten Isohypsen über die Oberfläche der Paläogletscher basieren auf langjähriger Erfahrung und Intuition über die Morphologie der rezenten Gletscher im Gelände. Die angestellten GIS-Rekonstruktionen beruhen zwar auf deterministischen, physikalischen Modellen, für welche jedoch ebenso bestimmte Parameter und Konstanten anhand von geomorphologischen Indizien abgeleitet werden müssen.

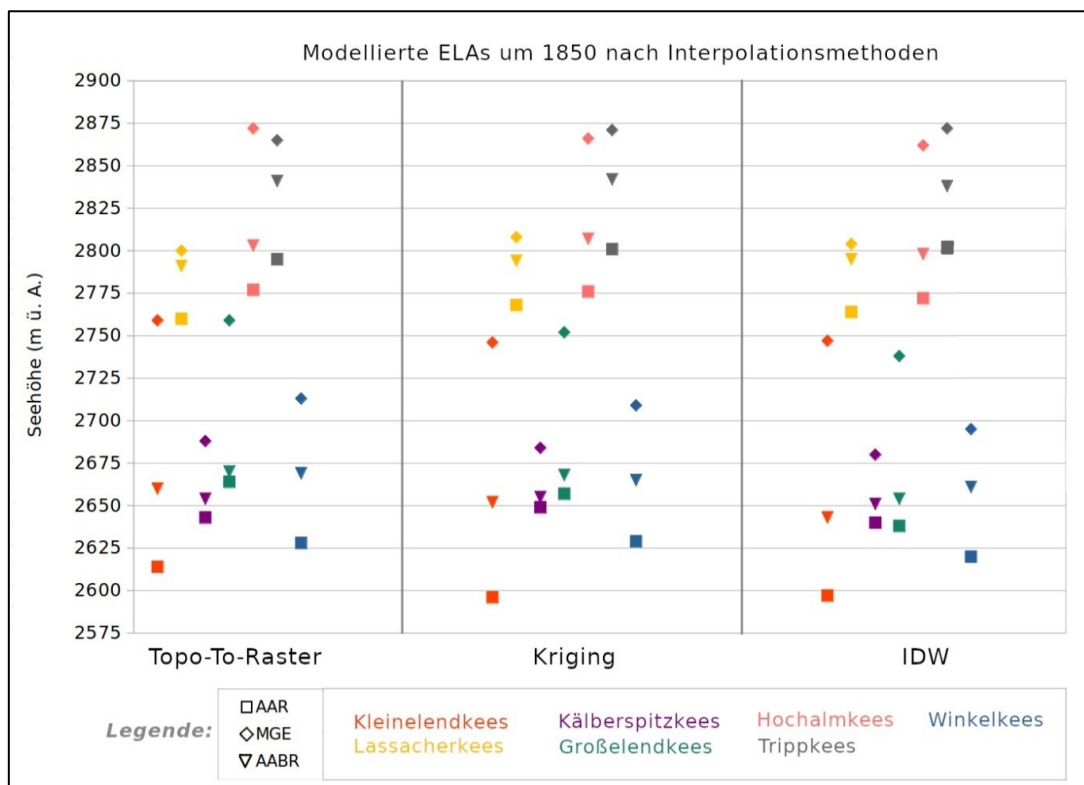


Abb. 36: Diagramm zur Übersicht der berechneten Gleichgewichtslinien (ELAs) auf den sieben ausgewählten Gletschern der Ankogelgruppe mit unterschiedlichen ELA-Berechnungsmethoden (AAR, MGE, AABR) und auf Basis verschiedener DGM-Interpolationsmethoden als Eingabedatensätze (Topo-To-Raster, Kriging, IDW)

## Rekonstruktionen egesenzeitlicher Maximalstände

Das Winkelkees hat sich vom Egesen-Stadial bis zum Jahr 2010 ungefähr 3,1 km zurückgezogen; der Flächenverlust des skizzierten Hauptgletschers (Abb. 23) beträgt beinahe drei Quadratkilometer und die kalkulierte Änderung im Eisvolumen rund  $-0,27 \pm 0,0057 \text{ km}^3$ . Eine Teilung des Längsprofils in zwei Teile Akkumulationsgebiet und einen Teil Ablationsgebiet zur Abschätzung der Gleichgewichtslinie des egesenzeitlichen Winkelkeeses ist aufgrund der langen, schmalen Gletscherzunge (vgl. Abb. 23) nicht sinnvoll. Auch die GIS-gestützte Rekonstruktion liefert relativ tief gelegene Gleichgewichtslinien, wenngleich im Allgemeinen die Annahme eines (dieser Aufteilung entsprechenden) *AAR*-Wertes von 0,67 für spätglaziale Gletscherstände als angemessen gilt (Gross et al. 1977, S. 239). Zur besseren Vergleichbarkeit wird die Gleichgewichtslinie älterer Gletscherstände meist in Bezug zu jener des Hochstandes um 1850 in der Kleinen Eiszeit angegeben (Schneegrenzdepression,  $\Delta ELA$ ), da diese oft genauer definiert werden kann als eine „heutige“ *ELA* (Gross et al. 1977). Je nach *ELA*-Berechnungsmethode bei der GIS-gestützten Rekonstruktion beträgt die  $\Delta ELA$  des Paläo-Winkelkeeses  $-218 \text{ m}$  (*AAR*),  $-145 \text{ m}$  (*MGE*) oder  $-228 \text{ m}$  (*AABR*). Die von Drescher-Schneider und Reitner (2018, S. 378) erfasste egesenzeitliche Schneegrenzdepression des Winkelkeeses beläuft sich dagegen auf  $-300 \text{ m}$ . Gründe für die große Differenz zwischen den Abschätzungen können einerseits unterschiedliche Gletscherumrisse sein und andererseits zu niedrig modellierte Eishöhen im Akkumulationsgebiet.

Im südlich benachbarten Dösental betrug das Volumen des in Abbildung 23 skizzierten egesenzeitlichen Gletschers nach der GIS-gestützten Modellierung  $0,17 \pm 0,0048 \text{ km}^3$ , wobei die mittleren und maximalen Eismächtigkeiten scheinbar ähnlich zu jenen des Paläo-Winkelkeeses waren. In der Kleinen Eiszeit um 1850 war der Talschluss vermutlich bereits mehrheitlich gletscherfrei (Lieb 1996, S. 47), wenngleich Toteis im obersten Bereich des Kares über längere Zeiträume bestanden haben dürfte und später in den großen Dösener Blockgletscher inkorporiert wurde, was beispielsweise durch die Wurzelzonen-Depression angedeutet wird. Die Schneegrenzdepression des modellierten Egesen-Standes kann nichtsdestotrotz unter Einbezug der Seehöhen der umliegenden Grate und Gipfel (rund 2800–2900 m) als Referenz für den Gletscherstand um 1850 berechnet werden. Die assoziierte *ELA*-Depression liegt demnach, genau wie nach der ersten Abschätzung von Lieb (1996, S. 47), zwischen  $-200 \text{ m}$  und  $-300 \text{ m}$ . Im Gegensatz zur  $\Delta ELA$  des Winkelkeeses liegt diese somit im

Rahmen der alpenweit zu beobachtenden Absenkung von –250 m bis –350 m (Kerschner 1980, S. 229; Ivy-Ochs 2015). Interpretationen der klimatischen Bedingungen dieser Werte finden sich in den letztgenannten Publikationen bzw. folgen in knapper Form im folgenden Kapitel.

### 5.3. Chronologie und Paläoklima

#### Gletscher-Permafrost-Beziehungen

Glaziale und periglaziale Prozesse treten selten singulär auf und können prozessspezifisch nicht immer ausreichend differenziert werden, da sie oft direkt nebeneinander stattfinden und sich häufig gegenseitig beeinflussen. Nach Lieb (1996, S. 35) liegen beispielsweise im Gletschervorfeld des Winkelkeeses ehemals mit Eis unterlagerte Lateral- und Endmoränen (engl. *ice-cored moraines*) mit undulierten Wällen vor, welche laut Barsch (1977, S. 128) als „kleine“ Blockgletscher oder Übergangsformen dazu interpretiert werden können. Im Trippenskar südlich unter dem Zsigmondykopf (3152 m) und der Kordonspitze (3102 m) befindet sich ebenso ein Blockgletscher direkt im bzw. angrenzend an das Gletschervorfeld des Östlichen Trippkeeses (Lang und Lieb 1993, S. 80). Ähnliches gilt für die Moränenakkumulationen im oberen Preimlkar, welche rezent mit großer Wahrscheinlichkeit von Permafrost unterlagert sind und möglicherweise auch größere Eislinsen beinhalten. Erste generalisierte Kartierungen der Verbreitung von Permafrost in der Ankogelgruppe wurden von Lieb (1996, S. 40–41) vorgenommen. Detailliertere Studien im Einzugsgebiet des Dösentals (Lieb 1996, S. 66–68 und 1998, S. 665) ergaben, dass Permafrost in nördlich exponierten, blockschuttreichen Hängen ab 2270 m und an südexponierten Stellen erst ab 2950 m Seehöhe wahrscheinlich ist. Die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts berechnete Lieb (1996, S. 42) an sonnseitigen Hängen im Seebach- und Dösental mit durchschnittlich 2670 m und an beschatteten Hängen mit 2480 m, wobei eine strikte Abgrenzung der Permafrostuntergrenze mangels zu geringer Felddaten nicht möglich ist (Kellerer-Pirklbauer et al. 2017). Eine alpenweite Modellierung der Permafrostverbreitung von Boeckli et al. (2012) – die *Alpine Permafrost Index Map (APIM)* – ergab eine ähnliche Verteilung im gesamten Untersuchungsgebiet, weshalb eine regional gemittelte Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts von ungefähr 2500 m Seehöhe angenommen werden kann. In diesen Bereich fällt das gesamte obere Preimlkar mit den Schmidt-Hammer-Messstandorten P01–P10 sowie im Kar östlich vom Säuleck zumindest die Standorte G02 und G03. Die beiden vermeintlich

intakten Blockgletscher im Kar östlich der Mallnitzer Scharte an der Nordseite des Dösner Spitz markieren mit ihren Untergrenzen von 2500 m bzw. 2575 m genau diese „Grenze“ des Verbreitungsgebietes des diskontinuierlichen Permafrosts. Ein weiteres Indiz für (rezenten) Permafrost im Hohen Gösskar stellt die am Südhang der Gussenbauerspitze bis auf 2675 m Seehöhe herab reichende lobenförmige Schuttakkumulation (Abb. 31) dar, wenngleich eindeutige Charakteristika eines typischen intakten Blockgletschers an dieser Stelle fehlen.

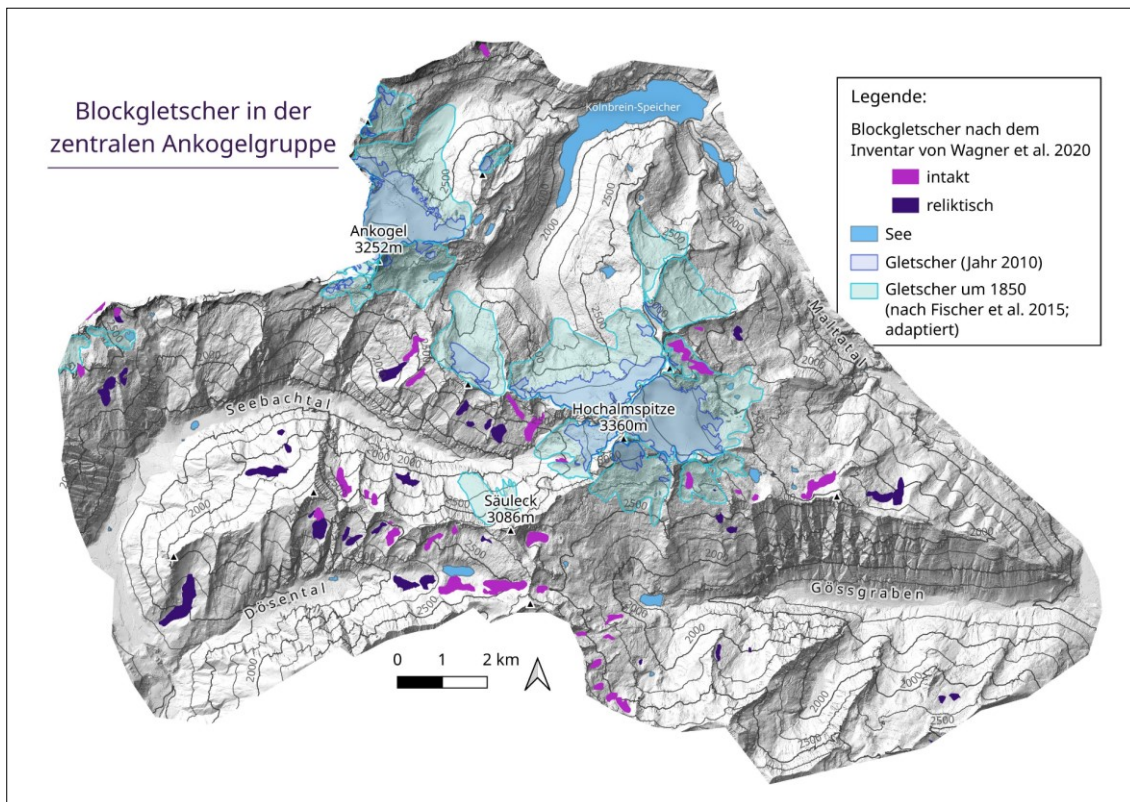


Abb. 37: Untersuchungsgebiet mit Blockgletschern aus dem Inventar von Wagner et al. (2020) und skizzierter Vergletscherung im Jahr 2010 sowie um 1850

In der zentralen Ankogelgruppe wurden im zweiten Blockgletscherinventar der zentralen und östlichen österreichischen Alpen von Lieb et al. (2012) insgesamt 41 Blockgletscher kartiert und 22 davon als intakt eingestuft. Nach dem gesamtösterreichischen Inventar von Wagner et al. (2020) befinden sich ganze 65 Blockgletscher im Untersuchungsgebiet (Abb. 37), wovon wiederum 38 als intakt eingestuft werden. In Bezug auf die räumliche Verteilung im Untersuchungsgebiet (Abb. 37) lässt sich eine Häufung der Anzahl an Blockgletschern im Einzugsgebiet des Dösen- und Seebachtals feststellen. Im Klein- und Großelendtal bedeckten die postglazial-neuzeitlichen Gletscher dagegen den Großteil der für die Blockgletschergenese in Frage kommenden nivalen und subnivalen Höhenstufe.

## Paläoklimatische Interpretationen

Paläoklimatische Verhältnisse im Hochgebirge können prinzipiell anhand von unterschiedlichen „Proxies“ abgeschätzt werden: unter anderem aus der Lage von Gletschern und Permafrosterscheinungen zueinander sowie aus Schneegrenzdepressionen im Allgemeinen und aus Rekonstruktionen der ehemaligen Waldgrenze. Das in der Einleitung vorgestellte Konzept der Gletscher-Permafrost-Beziehung in einem Gebiet (Haeberli 1982) kann theoretisch zur groben Abschätzung der Paläo-Niederschlagsmenge (in Form von Schneeakkumulation) und der mittleren Sommertemperatur verwendet werden. Zu diesem Zweck müssen jedoch Informationen zu zeitgleichen glazialen und periglazialen Phänomenen vorhanden sein. Die im Untersuchungsgebiet angestellten Rekonstruktionen und Datierungen eigenen sich aus zwei Gründen nicht für paläoklimatische Interpretationen: zum einen wurden keine egesenzeitlich intakten Blockgletscher datiert, weshalb das Kriterium der Zeitgleiche für diesen Stand nicht erfüllt ist, und zum anderen könnte ein einzelner, zu diesem Zeitpunkt intakter, Blockgletscher nicht als regional repräsentative Untergrenze der egesenzeitlichen Permafrostuntergrenze im gesamten Untersuchungsgebiet angenommen werden.

Aus einer Schneegrenzdepression von 100 m können nach Kuhn (1981, S. 18) Änderungen der sommerlichen Lufttemperatur von  $0,8^{\circ}\text{C}$  oder der winterlichen Schneeakkumulation von 400 mm sowie Kombinationen dieser Relation abgeleitet werden. Anhand der egesenzeitlichen Absenkung der *ELA* am rekonstruierten Winkelkees ergeben sich aus der obigen Beziehung unter Annahme gleichbleibender winterlicher Niederschlagssummen bei einer  $\Delta ELA$  von  $-145$  m nach der *MGE*-Methode um  $-1,2^{\circ}\text{C}$  niedrigere Sommer-Durchschnittstemperaturen und bei einer  $\Delta ELA$  von  $-218$  m (*AAR*) bzw.  $-228$  m (*AABR*) entspricht dies  $-1,3^{\circ}\text{C}$  (jeweils im Vergleich zum Bezugsjahr um 1850). Im Dösental lässt die ästimierte  $\Delta ELA$  zwischen  $-200$  m und  $-300$  m auf höhere Differenzen von  $-1,6$  bis  $-2,4^{\circ}\text{C}$  schließen. Wird eine „moderne“ *ELA* der Klimanormalperiode von 1991–2020 auf 3000 m Seehöhe definiert, so ergeben sich am Winkelkees  $\Delta ELAs$  zum Egesen-Stadial von  $-450$  m bis beinahe  $-600$  m und entsprechend Differenzen der Sommertemperatur von  $-3,6^{\circ}\text{C}$  bis  $-4,8^{\circ}\text{C}$  an der *ELA*. Im Dösental betrug die egesenzeitliche Depression der Schneegrenze demzufolge zwischen  $-400$  bis  $-500$  m, was auf kühlere Sommertemperaturen von  $-3,2^{\circ}\text{C}$  bis  $-4,0^{\circ}\text{C}$  hindeutet. Diese wagen Interpretationen aus den modellierten  $\Delta ELAs$  im Untersuchungsgebiet berücksichtigen keine Änderung der Niederschlagsverhältnisse im Vergleich zum Bezugsjahr,

gliedern sich aber dennoch grob in jene vorangegangenen Studien in den Zentralalpen ein (Kerschner 1980; Ivy-Ochs 2015; Moran et al. 2016; Steinemann et al. 2020). Aussagen zur Menge und Verteilung des egesenzeitlichen Paläo-Niederschlags, wie beispielsweise von Kerschner (1983) und Kerschner et al. (2000), können aufgrund der begrenzten Anzahl an Gletscherrekonstruktionen im Untersuchungsgebiet nicht angestellt werden. Generell ist im Hinblick auf die Modellierung des Niederschlags im Hochgebirge zu beachten, dass die Erhebung verlässlicher Daten ein schwierigeres Unterfangen sein kann und genauso wie die Abschätzung des Paläo-Niederschlags oft mit vielen Unsicherheitsfaktoren verbunden ist.

Als ein Proxy der egesenzeitlichen Sommertemperatur kann nach Körner (2007) die rekonstruierte Waldgrenze dienen. Im Untersuchungsgebiet liegen bereits detaillierte Interpretationen der Palynostratigraphie (sedimentstratigraphische Pollenanalyse) aus dem Seebachtal vor, wonach sich die Waldgrenze mit dem Ende des Postglazials rasch in höhere Lagen verschob (Dreschner-Schneider und Reitner 2018, S. 394). Die Erosionsraten waren gleichzeitig durch die großen Mengen an glazialen Sedimenten im frühen Holozän erhöht (Grischott et al. 2018) und im Gegensatz zur großflächigen Vergletscherung der Kare im letzten Stadial der Jüngeren Dryaszeit herrschen somit seit Beginn des Holozäns günstige Bedingungen für die Blockgletschergenese (Scotti et al. 2017; Moran et al. 2016). Im vorliegenden Untersuchungsgebiet wird diese Entwicklung anhand der relativ datierten Blockgletscher beidseitig der Mallnitzer Scharte belegt (vgl. Kellerer-Pirklbauer 2008b und Kapitel 5.1).

Grundsätzlich repräsentieren alle klimatischen Interpretationen anhand von Paläogletscher-Rekonstruktionen nur einen bestimmten Zeitpunkt (zum jeweiligen Höchststand der Gletscher), ohne dabei auf die Dauer der Änderung und die möglichen Schwankungen der Gletscherstände einzugehen (Carr et al. 2010, S. 1104).

## **Seenbildung**

Als Folge der Gletscherschmelze kommt es häufig zur Herausbildung von Seen in glazigenen Depressionen im Festgestein bzw. durch Moränenmaterial im Gletschervorfeld. Diese glazialen Seen können je nach Abflussverhalten, Sedimentationsrate sowie anderen externen Faktoren unterschiedlich lange bestehen. Von Buckel et al. (2018) wurde ein österreichweites Inventar eingeführt, welches im vorliegenden Untersuchungsgebiet 35 glaziale Seen (mit einer Fläche >1000 m<sup>2</sup>) beinhaltet. Von diesen glazialen Seen befinden sich 19 außerhalb der

kartierten Vergletscherung zum letzten Höchststand der Kleinen Eiszeit und entstanden entsprechend bereits im Anschluss an das Spätglazial. Beispiele solcher postglazialer Seen im Untersuchungsgebiet sind der Dösner See im oberen Dösental, der obere und untere Schwarzhornsee südlich der Zwischenelendscharte, der Gößsee im Hohen Gösskar und der Brunnkarsee nordwestlich der Oberlercherspitze. Zu den neuzeitlich nach dem letzten Hochstand um 1850 gebildeten Seen im Untersuchungsgebiet zählen die Preimlseen östlich des Hochalmkeeses, der Pleßnitzsee südöstlich des Ankogels sowie ein in jüngster Zeit durch Moränen aufgestauter See westlich der Zwischenelendscharte vor dem Kleinelendkees. Aussagen zu weiteren zukünftigen Seebildungen sind mittels der *GlaRe*-Tools nicht möglich, da mit jenen keine Vertiefungen im Gletscheruntergrund berechnet werden. Morphologisch denkbar sind weitere geeignete Depressionen beispielsweise unter dem rezenten Hochalm- und Kleinelendkees. Im Zuge der alljährlichen sommerlichen Schneeschmelze entstehen überdies häufig „temporäre“ Seen im Vorfeld der Gletscher. Im Juli und August 2020 konnte dies beispielsweise vor dem Trippkees, Kälberspitzkees und Hochalmkees beobachtet werden.

### **Jüngere glaziale und periglaziale Geomorphodynamik**

Ein Großteil der Prägung der Hochgebirgslandschaft zum heutigen Erscheinungsbild geschah im Zuge der Vergletscherungsphasen und der glazialen Formung. Insbesondere das Würm-Glazial (ca. 115.000 bis 11.700 vor heute) im Pleistozän hatte eine bedeutende Rolle bis in die Alpenvorländer, woraus die bekannte „glaziale Serie“ mit seinen charakteristischen glazialen Landschaftsformen von Penck und Brückner (1909) abgeleitet wurde. Weitere Stadiale im Spätglazial betrafen nur mehr die inneren Alpentäler und die letzte größere holozäne Vergletscherung in der Kleinen Eiszeit (um 1850) füllte meist nur mehr die Kare. Vom Gletscherhöchststand um 1850 bis zum Jahr 2020 wurde die generelle Gletscherrückzugtendenz nur in wenigen Jahren von Vorstößen und stationärem Verhalten unterbrochen. So wurden etwa beim Großelendkees im ersten Jahrzehnt der Beobachtung um 1900 geringfügige Vorstöße beobachtet (Angerer 1910, S. 196), genauso wie von 1974 bis 1984 (Lieb und Kellerer-Pirklbauer 2020, S. 13) und das Kleinelendkees blieb beispielhaft im Gletscherhaushaltsjahr 2018/19 als einer von fünf aller bemessenen Gletscher in Österreich stationär (Lieb und Kellerer-Pirklbauer 2020, S. 13). Gletscherbeobachtungen mit Messmarken fanden im Untersuchungsgebiet erstmals im Jahr 1898 auf den drei größten Gletschern – dem Hochalm-, Klein- und Großelendkees – statt (Angerer 1901, S. 219). Am Winkelkees existieren

zusätzlich umfassende Kartierungen und Beschreibungen der Längenänderungen der Gletscherstände in Einzeljahren von 1850 bis knapp vor die 21. Jahrhundertwende (Lieb 1997). Rapide Gletscherveränderungen in Form von Vorstößen, aber auch von Steilstufen abbrechende Eisschollen und große Schmelzwasserbeträge können unter Umständen eine Kette an sekundären Prozessen hervorrufen, welche bedeutend für die Landschaftsentwicklung sind – das Ausbrechen eines glazialen Sees (engl. *glacial lake outburst flood*, GLOF) wäre ein Beispiel dafür. Im Untersuchungsgebiet wurde dies unter anderem dokumentiert, als im Oktober 1932 ein Teil des Hochalmkeeses von den steilen, glatten Felsflächen in den (damals noch beinahe vier Hektar großen) Preimlsee rutschte und diesen verdrängte (Fresacher 1934, S. 501–502). Das fluvial erodierte Moränenmaterial vermurte das Maltatal streckenweise, schüttete einen großen Schuttkegel auf und sorgte sogar für eine Hochwasserwelle der Drau am Pegel in Villach (Fresacher 1934, S. 501–502).

Die aktuelle geomorphodynamische Formung ist im glazial und periglazial geprägten Hochgebirge vor allem durch gravitative Prozesse mit hoher Frequenz und geringer Magnitude bemerkbar. Während der Geländearbeit wurde häufig Steinschlag aus den Steilwänden des Dösner Spitz, Großen Gößspitz und Säulecks wahrgenommen und im östlich unter dem Säuleck gelegenen Kar belegten eine Vielzahl an Spuren im Schnee unzählige vorangegangene Ereignisse. Dokumentierte größere gravitative Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet umfassen den Bergsturz vom Gipfel des Ankogels im Jänner 1932 und den Felsabbruch von der Südwand der Schneewinkelspitze (3049 m) in den sog. Lassacher Winkel im Jahr 1928 (Bach 1969, S. 52). All diese Vorkommnisse sind unweigerlich mit vergangener glazial-geomorphologischer Formung der Gipfel zu steilen, schroffen Karlingen verknüpft und werden rezent wahrscheinlich häufig durch Degradation von Permafrost beeinflusst.

#### **5.4. Methodische Unsicherheiten**

In diesem letzten Kapitel der Diskussion werden die gewonnenen Ergebnisse vor dem Hintergrund der bekannten Unsicherheitsfaktoren kritisch hinterfragt und speziell die Frage behandelt, inwieweit die angewandten Modelle und daraus getroffenen Aussagen konzeptionell zufriedenstellend sind. Gerade die kalkulierten Eismächtigkeiten und Volumina der Paläogletscher leiden unter einer eminenten Unsicherheit: viele Eingabe-Parameter



können nur geschätzt und die Datensätze müssen vor Verwendung in den Modellen modifiziert werden. Dies beginnt mit der einfachen Abgrenzung des 1850er-Hochstandes, bei welcher durchaus unterschiedliche Ansichten entstehen, obgleich vielfach markante glazial-geomorphologische Indizien im Gelände vorhanden sind (vgl. Kap. 3.1 und 4.1). Für die Gletscherrekonstruktionen mit den *GlaRe*-Tools wird überdies eine möglichst exakte Repräsentation der Untergrundtopographie benötigt, welche bei bestehenden Gletschern im Einzugsgebiet des Paläogletschers erst modelliert werden muss. So wird bereits bei der Vorbereitung der Eingabedatensätze auf andere Methoden und Daten mit inhärenten Unsicherheiten zurückgegriffen, wie inter- bzw. extrapolierte gemessene Eishöhen.

In den Arbeiten von Pellitero et al. (2016) wird mehrfach auf die tendenzielle Unterschätzung der mit den *GlaRe*-Tools erzielten flächenhaften und volumsbezogenen Ergebnisse hingewiesen. Die zu erwartenden Unsicherheiten im modellierten Volumen liegen laut Pellitero et al. (2016, S. 82) im Rahmen von <10 % bis 25 %. Farinotti et al. (2009) erzielten mit einem ähnlichen GIS-Modell zur Paläogletscher-Rekonstruktion ebenso eine Genauigkeit von rund 20 bis 25 % zwischen modellierten und tatsächlich gemessenen Mächtigkeiten des Gletschereises (konkret 40 m Unterschied am Beispiel des validierten Unteraargletschers, Schweiz). Weiters ergab eine quantitative Analyse von 17 verschiedenen Modellen zur Rekonstruktion von Eismächtigkeiten an 18 Gebirgsgletschern und Eisschilden weltweit sowie drei synthetisch generierten Testfällen eine mittlere Abweichung von  $10 \pm 24$  % zu der direkt gemessenen mittleren Eisdicke (Details zu diesem *Ice Thickness Models Intercomparison Experiment, ITMIX* bei Farinotti et al. (2017)). Für die vorliegende Arbeit und dem ermittelten Verlust an Gesamtvolumen von rund  $1,8 \text{ km}^3$  über die sieben Gletscher in der zentralen Ankogelgruppe entspricht dies einem Unsicherheitsbereich von bis zu  $\pm 0,35 \text{ km}^3$ .

Ein weiterer wichtiger Punkt sind unvermeidbare Artefakte in den GIS-basierten Interpolationsverfahren wie *Topo-To-Raster*, welche sich durch die iterative, punktuelle Berechnung der Eishöhen entlang der Fließlinien ergeben. Sind diese regelmäßigen Senken oder Erhebungen im DGM größer als die gewählte Genauigkeit bei der Berechnung der *ELA*, werden die Höhenlinien verzogen. Loibl et al. (2014, S. 28) argumentieren, dass modellierte Paläogletscher-DGMs aufgrund der Artefakte prinzipiell häufig nicht für die *ELA*-Berechnung mit der *AAR*- oder *AABR*-Methode geeignet sind. Weiters ist zu berücksichtigen, dass mit den GIS-Modellierungen keine Gletscher-DGMs mit idealtypischen konkaven Ablationsgebieten

und konvexen Akkumulationsflächen generiert werden. Die davon stark abhängigen Berechnungen der *ELA* unterliegen ihrerseits erneut spezifischen Annahmen und respektieren unterschiedliche glaziologische Beziehungen, welche im Kapitel 3.4 angeführt sind. Als wichtigste Hypothese sei hier auf die Vorstellung von linearen Massenbilanzgradienten verwiesen, welche gerade auf Hochgebirgsgletschern (beispielsweise durch Schuttbedeckung) äußerst zweifelhaft ist (Benn und Evans 2010, S. 45; Loibl et al. 2014, S. 28).

Die Excel-basierten Längsprofil-Rekonstruktionen leiden bei einer Kalkulation der Schneegrenze über die 2:1-Flächenteilungsmethode häufig an der hypsometrisch ungleichmäßigen Verteilung der Gletscherfläche. Gross et al. (1977, S. 230) bemerkten bereits, dass die *AAR*-Verhältniszahl an größeren Steilstufen und Eisbrüchen im Gletscherprofil deutlich abweichen kann, was in der vorliegenden Arbeit beispielsweise am Kleinlendkees zutrifft. Im Übrigen gilt dies auch für die mittlere Höhe des Längsprofils als Repräsentation der *ELA*, da das Profil über gleiche horizontale Abstände entlang des Gletscheruntergrundes gesetzt wird und nicht entlang der hypsometrischen Kurve des Paläogletschers, wodurch sich je nach Geometrie des Gletschers mitunter große Unterschiede ergeben können.

Die Einschränkungen der Schmidt-Hammer-Methode in Bezug auf die Messungen im Gelände sowie die (absolute) Altersabschätzung von Landschaftsformen wurden in Kapitel 5.1 bereits ausführlich dokumentiert. Zusammenfassend konnten aufgrund der groben zeitlichen Auflösung der Methode keine absoluten Alter der bemessenen Moränenwälle berechnet werden und die Altersabschätzungen der zwei untersuchten Blockgletscherformen weisen große Unsicherheitsbereiche auf. Zusätzlich sind Exhumierungsprozesse an einzelnen Standorten (im Kleinlendtal und am Preimlboden) sehr wahrscheinlich und die Höhenunterschiede zwischen den Messstandorten im Kleinlendtal zum Teil beachtlich, weshalb die Verwitterungsraten der Oberflächen und die damit verbundenen Abnahmen der *R*-Werte durchaus unterschiedlich ausfallen können.

Eine finale Gemeinsamkeit beinahe aller in der vorliegenden Arbeit verwendeten Methoden ist die ihnen innewohnende Subjektivität. Die Ergebnisse sind stets abhängig vom Wissen und den subjektiven Vorstellungen der bearbeitenden Person und kein noch so ausgereiftes (computergestütztes) Modell garantiert robuste objektive Ergebnisse, die der „realen Welt“ entsprechen.

## 6. Schlussfolgerungen

In dieser Arbeit wurde versucht, die Entwicklung ausgewählter glazialer und periglazialer Landschaftsformen in der zentralen Ankogelgruppe vom ausgehenden Spätglazial bis ins Holozän exemplarisch darzustellen. Die in dieser Zeitspanne von rund 11.700 Jahren durch geomorphologische Indizien abgrenzbaren Stadiale sind auf den letzten Höchststand um 1850 und (einen der) Egesen-Vorstöße im Spätglazial begrenzt. Als Grundlage zur Rekonstruktion ausgewählter Gletscher und deren Gleichgewichtslinien zu diesen Zeitpunkten wurden geomorphologische Kartierungen aus Geländebegehungen und relative Datierungen mittels der Schmidt-Hammer-Methode durchgeführt. An manchen Standorten (beispielsweise im Kleinellendtal) traten bei letzterer Methode aufgrund der gemischten Lithologien und anderen externen Faktoren, wie Umlagerung oder Exhumierung, Schwierigkeiten bei den Messungen auf. Nichtsdestoweniger erlaubten die erhobenen Rückprallwerte teils sogar eine relative Zuordnung der Moränen zu bestimmten (bekannten) Gletschervorstößen in den letzten Jahrhunderten. Gesteinsblöcke auf periglazialen Landschaftsformen, wie dem Blockgletscher östlich der Mallnitzer Scharte, konnten auf ein Alter von mehreren tausend Jahren datiert werden. Diese Ergebnisse sind in guter Übereinstimmung mit jenen zu den Döserer Blockgletschern westlich der Mallnitzer Scharte, zu welchen bereits detaillierte Studien vorliegen (vgl. Kellerer-Pirklbauer et al. 2017). Genese und Entwicklung dieser Blockgletscher sind daher höchstwahrscheinlich ähnlich verlaufen.

Die Längsprofil-Rekonstruktionen mit dem Excel-Spreadsheet von Benn und Hulton (2010) und die flächenhaften Modellierungen mit den GIS-Tools von Pellitero et al. (2015, 2016) dienen zur Rekonstruktion von ehemaligen Gletschermächtigkeiten zu einem bestimmten Zeitpunkt und basieren auf der Übertragung von rezent „typischen“ glazialen Morphologien und internen Eisstrukturen auf Vorzeitstände. Punktuell mussten die basalen Schubspannungen und Formfaktoren in den Gletschermodellen um einiges höher angesetzt werden als die global definierten Mittelwerte, um möglichst plausible (d. h. den vorhandenen geomorphologischen Indikatoren entsprechende) Ergebnisse zu erzielen. Die errechneten Eismächtigkeiten und Gleichgewichtslinien stimmen so zum Großteil mit jenen aus vorangegangenen Studien überein und die GIS-Modellierungen ermöglichen zusätzlich erste Abschätzungen der Volumensänderungen zwischen den Gletscherständen. Alle quantitativen Ergebnisse müssen jedoch unter Berücksichtigung der in Kapitel 5.4 diskutierten Unsicherheiten in Bezug auf die

Methodik betrachtet werden. Insbesondere glazialmorphologische und paläoklimatische Interpretationen sind nicht unkritisch oder als „absolut“ zu betrachten, da den Gletscherrekonstruktionen stets eine gewisse Subjektivität innewohnt. Resümierend lässt sich festhalten, dass eine ausführliche Beschäftigung mit den örtlichen lokal- bis mikrotopographischen Verhältnissen auch bei Verwendung computergestützter Methoden und halb-automatischer GIS-Tools wichtig für die Rekonstruktion von (Paläo-)Gletschern ist.

Im Zuge der Bearbeitung und intensiven Beschäftigung mit den Themen und Methoden rund um die vorliegende Arbeit entstanden einige Perspektiven für weitere Forschungsfelder, wovon die folgenden exemplarisch genannt seien:

- In Bezug auf die GIS-gestützte Modellierung wäre die Ableitung von Gletscherfließlinien nach einem graphenbasierten Ansatz der sog. „Skelettierung“ von Le Moine und Gsell (2015) äußerst interessant. In Anbetracht des bei einigen Gletschern in der vorliegenden Arbeit mehrfach zu adaptierenden Fließliniennetzes zur einigermaßen flächenhaften und akkuraten GIS-Modellierung erscheint eine algorithmusgesteuerte Variante der Extraktion des „kostengünstigsten Pfades“ (engl. *least cost path*) durchaus hilfreich.
- Ähnlich konzipierte GIS-Modelle zur Rekonstruktion „perfekt plastischer“ Gletscher wie beispielsweise „VOLTA“ (*Volume and Topography Automation*) von James und Carrivick (2016) bzw. „REVOLTA“ (*Reconstruction of Volume and Topography Automation*) von James et al. (2019) könnten auf denselben Gletschern der zentralen Ankogelgruppe angewandt und den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit gegenübergestellt werden. Interessant wäre bei diesem methodischen Vergleich besonders, wie groß die Unterschiede in den resultierenden Eismächtigkeiten und Volumina bei gleichen Eingabedatensätzen und Werten der Parameter sind.
- Zur weiteren Validierung der in der vorliegenden Arbeit eingesetzten Werte der Parameter in den Modellen zur Gletscherrekonstruktion würden sich standardisierte Sensitivitätsanalysen anbieten. Die rein anhand der rezenten Morphologie des Gletscherbettes ästimierten basalen Schubspannungen und Formfaktoren könnten so „überprüft“ werden.

- Auf den Blockgletscherformen östlich der Mallnitzer Scharte könnte photogrammetrisches oder GPS-gestütztes Deformationsmonitoring durchgeführt werden. So ließen sich – ähnlich wie am großen Dösener Blockgletscher westlich der Mallnitzer Scharte (vgl. Kellerer-Pirklbauer et al. 2017) – mögliche rezente Dynamiken erheben.
- Absolute geochronologische Oberflächenexpositionsdatierungen wären speziell auf Landschaftsformen im bereits intensiv untersuchten Dösental (vgl. Kellerer-Pirklbauer et al. 2017) aufschlussreich – zum einen zur „Überprüfung“ der relativen Datierungen auf den Dösener Blockgletschern und der Egesen-Moräne (vgl. Kellerer-Pirklbauer 2008b) und zum anderen als verlässliche lokale Vergleichsbasis für letztgenannten Gletscherstand.

Zu dieser kurzen Liste an ersten Ideen kommt die Tatsache, dass sich mit jeder (stets sehr zu empfehlenden) Geländebegehung neue Blickwinkel auf die Einzigartigkeit einer Hochgebirgslandschaft eröffnen und dabei erfahrungsgemäß intuitiv neue spannende Forschungsfragen aufgeworfen werden.

## 7. Literatur

Aegerter, L. (1909): Karte der Ankogel-Hochalmspitzgruppe. 1:50.000. In: Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, 40.

Anderson, M. G.; Burt, T. P. (1998): Die Methodik geomorphologischer Forschung. Techniken und Verifizierung. In: Goudie, A. (Hg.): Geomorphologie. Ein Methodenhandbuch für Studium und Praxis. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 645 S.

Angel F.; Staber R. (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. In: Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 13, S. 1–112.

Angerer, H. (1901): Die Gletscherbeobachtungen in der Glockner- und Ankogelgruppe im Jahre 1901. In: Carinthia II, 91, S. 217–221.

Angerer, H. (1910): Die Gletscherbeobachtungen in der Glockner- und Ankogelgruppe im Jahre 1909. In: Carinthia II, 100, S. 187–216.

Aydin, A.; Basu, A. (2005): The Schmidt hammer in rock material characterization. In: Engineering Geology, 81, S. 1–14.

Bach, H. (1969): Das Maltatal, das Tal der stürzenden Wasser. Der 25jährige vergebliche Kampf des Naturschutzes. Es gibt keine Rettung mehr. In: Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Alpenpflanzen und -tiere. S. 11–74.

Bakke, J.; Nesje, A. (2011): Equilibrium Line Altitude, ELA. In: Singh, V. P., Singh, P.; Haritashya, U. K. (Hg.): Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer, S. 268–277.

Ballantyne, C. K.; Black, N. M.; Finlay, D. P. (1989): Enhanced boulder weathering under late-lying snow patches. In: Earth Surface Processes and Landforms, 15, S. 467–469.

Barsch, D. (1977): Alpiner Permafrost – ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. In: Poser, H. (Hg.): Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaft Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, 3. Folge, 31, S. 118–141.

Barsch, D. (1983): Blockgletscherstudien – Zusammenfassung und offene Probleme. In: Poser, H.; Schunke, E. (Hg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaft Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, 3. Folge, 35, S. 133–150.

Barsch, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments. In: Springer Series in Physical Environment, 16, 331 S.

Benn, D. I.; Ballantyne, C. K. (2005): Palaeoclimatic reconstruction from Loch Lomond Readvance glaciers in the West Drumochter Hills, Scotland. In: Journal of Quaternary Science, 20, S. 577–592.

Benn, D. I.; Evans, D. J. A. (2010): Glaciers and Glaciation. 2. Aufl. London: Routledge, 816 S.

Benn, D. I.; Hulton, N. R. J. (2010): An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. In: Computers & Geosciences, 36, S. 605–610.

Benn, D. I.; Lehmkuhl, F. (2000): Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. In: Quaternary International, 66, S. 15–29.

Benn, D. I.; Owen, L.; Osmaston, H.; Seltzer, G.; Porter, S.; Mark, B. (2005): Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. In: Quaternary International, 138–139, S. 8–21.

Boeckli, L.; Brenning, A.; Gruber, S.; Noetzli J. (2012): Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. In: *The Cryosphere*, 6, S. 807–820.

Boulton, G.; Morris, E.; Armstrong, A.; Thomas, A. (1979): Direct Measurement of Stress at the Base of a Glacier. In: *Journal of Glaciology*, 22, S. 3–24.

Brædstrup, C.; Egholm, D.; Ugelvig, S.; Pedersen, V. (2016): Basal shear stress under alpine glaciers: Insights from experiments using the iSOSIA and Elmer/ICE models. In: *Earth Surface Dynamics*, 4, S. 159–174.

Buckel, J.; Otto, J.-C.; Prasicek, G.; Keuschnig, M. (2018): Glacial lakes in Austria – Distribution and formation since the Little Ice Age. In: *Global and Planetary Change*. 164, S. 39–51.

Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) (Hg.) (1948): Österreichische Karte 1:25.000, Blatt 155/4 Ankogel, 4. Landesaufnahme, Wien: BEV.

Carr, S. J., Lukas, S.; Mills, S. C. (2010): Glacier reconstruction and mass-balance modelling as a geomorphic and palaeoclimatic tool. In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, S. 1103–1115.

Cliff, R. A.; Norris, R. J.; Oxburgh, E. R.; Wright, R. C. (1971): Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Risseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 144, 2, S. 121–272.

Cohen, K. M.; Finney, S. C.; Gibbard, P. L.; Fan, J.-X. (2017): Internationale Chronostratigraphische Tabelle. <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2017-02German.pdf>, zuletzt geprüft am 07.05.2021.

Cuffey, K. M.; Paterson, W. S. B. (2010): *The Physics of Glaciers*. 4. Aufl. Amsterdam u.a.; Butterworth-Heinemann (Elsevier), 722 S.

de.climate-data.org (Hg.) (o. J.): Klima Mallnitz (Österreich). <https://de.climate-data.org/europa/oesterreich/kaernten/mallnitz-164165/>, zuletzt geprüft am 09.05.2021.

de.climate-data.org (Hg.) (o. J.): Klima Malta (Österreich). <https://de.climate-data.org/europa/oesterreich/kaernten/malta-168446/>, zuletzt geprüft am 09.05.2021.

Drescher-Schneider, R.; Reitner, J. (2018): Die Neuinterpretation der Stappitzer See-Bohrungen im Kontext der Klimageschichte und Landschaftsentwicklung. In: *Carinthia II*, 208, 128, S. 369–398.

Driedger, C.; Kennard, P. (1986): Glacier Volume Estimation on Cascade Volcanoes: An Analysis and Comparison with Other Methods. In: *Annals of Glaciology*, 8, S. 59–64.

Egger, G. (1997): Standortsdynamik und Sukzession der Flechtenbesiedlung im Winkelkees-Vorfeld des Seebachtales (Nationalpark Hohe Tauern, Österreich). In: *Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern*. Neukirchen am Großvenediger, S. 37–66.

Farinotti, D.; Brinkerhoff, D.; Clarke, G.; Fürst, J.; Frey, H.; Gantayat, P.; Gillet-Chaulet, F.; Girard, C.; Huss, M.; Leclercq, P.; Linsbauer, A.; Machguth, H.; Martin, C.; Maussion, F.; Morlighem, M.; Mosbeux, C.; Pandit, A.; Portmann, A.; Rabatel, A.; Andreassen, L. M. (2017): How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment. In: *The Cryosphere*, 11, S. 949–970.

Farinotti, D.; Huss, M.; Bauder, A.; Funk, M.; Truffer, M. (2009): A method to estimate ice volume and ice thickness distribution of alpine glaciers. In: *Journal of Glaciology*, 55, 191, S. 422–430.

Fischer, A.; Kuhn, M. (2013): Ground-penetrating radar measurements of 64 Austrian glaciers between 1995 and 2010. In: *Annals of Glaciology*, 54, S. 179–188.

Fischer, A.; Seiser, B.; Stocker Waldhuber M.; Mitterer, C.; Abermann, J. (2015a): Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. In: *The Cryosphere*, 9, S. 753–766.

Fischer, A.; Span, N.; Kuhn, M.; Helfricht, K.; Stocker-Waldhuber, M.; Seiser, B.; Massimo, M.; Butschek, M. (2015b): Ground-penetrating radar (GPR) point measurements of ice thickness on Hochalmkees in 2001. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.849449>, zuletzt geprüft am 21.01.2021.

Fresacher, W. (1932): Das Vorgelände des Hochalmkees in den östlichen Hohen Tauern (Kärnten) als Beispiel der Veränderlichkeit im Hochgebirge. In: *Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, 9, S. 208–210.

Fresacher, W. (1934): Der Eisabbruch vom Hochalmkees. In: *Der Bergsteiger*, 4, 8, S. 501–502.

Furbish, D. J.; Andrews, J. T. (1984): The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. In: *Journal of Glaciology*, 30, S. 199–211.

Geologische Bundesanstalt (GBA) (Hg.) (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. Wien: Geologische Bundesanstalt.

Gerber, E.; Scheidegger, A. E. (1977): Anordnungsmuster von alpinen Tälern und tektonische Spannungen. In: *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 2, S. 165–188.

Glasser, N. F.; Harrison, S.; Jansson, K. N.; Anderson, K.; Cowley, A. (2011): Global sea-level contribution from the patagonian icefields since the little ice age maximum. In: *National Geosciences*, 4, S. 303–307.

Grassler, F. (1984): Alpenvereinseinteilung der Ostalpen (AVE). In: DAV, OeAV, AVS (Hg.): *Berg '84*. Alpenvereins-Jahrbuch, 108, München: Bergverlag Rudolf Rother, S. 215–224.

Grischott R.; Kober F.; Reitner J. M.; Drescher-Schneider R. (2018): Klimagesteuerte Denudationsraten und Sedimentfrachten der letzten 15.000 Jahre im Seebachtal bei Mallnitz, Hohe Tauern. In: *Carinthia II*, 208/128, S. 413–428.

Gross, G. (1987): Der Flächenverlust der Gletscher in Österreich 1850–1920–1969, In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23, S. 131–141.

Gross, G.; Kerschner, H.; Patzelt, G. (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie* 12, 2, S. 223–251.

Haeberli, W. (1979): Holocene push-moraines in alpine permafrost. In: *Geografiska Annaler*, 61 A, 1–2, S. 43–48.

Haeberli, W. (1982): Klimarekonstruktionen mit Gletscher-Permafrostbeziehungen. In: *Materialien zur Physiogeographie der Universität Basel*, 4, S. 9–17.

Haeberli, W.; Beniston, M. (1998): Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. In: *Ambio*, 27, 4, S. 258–265.

Haeberli, W.; Guodong, C.; Gorbunov, A. P.; Harris, S. A. (1993): Mountain permafrost and climatic change. In: *Permafrost Periglacial Processes*, 4, S. 165–174.

Haeberli, W.; Hoelzle, M. (1995): Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps. In: *Annals of Glaciology*, 21, S. 206–212.

Haeberli, W.; King, L. (1987): Polarer und alpiner Permafrost. In: *Verhandlungen des Deutschen Geographentages* 45, Stuttgart, S. 269–274.

Haeberli, W.; Schweizer, J. (1988): Rhonegletscher 1850: Eismechanische Überlegungen zu einem historischen Gletscherstand. In: *Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich*, 94, S. 59–69.

Harris, S. A.; French, H.; Heginbottom, J.; Johnston, G.; Ladanyi, B.; Sego, D.; Van Everdingen, R. (1988): Glossary of permafrost and related ground-ice terms. Technical Memorandum No. 142, Ottawa/Ontario: National Research Council of Canada, 156 S.



- Hedding, D. (2011): Pronival rampart and protalus rampart: A review of terminology. In: *Journal of Glaciology*, 57, 206, S. 1179–1180.
- Hedding, D. W. (2016): Pronival ramparts: A review. In: *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 40, 6, S. 835–855.
- Helfricht, K.; Huss, M.; Fischer, A.; Otto, J.-C. (2019): Calibrated Ice Thickness Estimate for All Glaciers in Austria. In: *Frontiers in Earth Science*, 7, 68, S. 1–15.
- Heuberger, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal. In: *Hauptausschuss des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins (Hg.): Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*, 20. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner, 126 S.
- Hoelzle, M.; Chinn, T.; Stumm, D.; Paul, F.; Zemp, M.; Haeberli, W. (2007): The application of glacier inventory data for estimating past climate change effects on mountain glaciers: A comparison between the European Alps and the Southern Alps of New Zealand. In: *Global and Planetary Change*, 56, 1–2, S. 69–82.
- Hoinkes, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Messreihe Hintereisferner (Ötztaler Alpen) 1953–1968. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 6, S. 37–90.
- Holub, B.; Marschallinger, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. In: *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 81, S. 5–31.
- Hughes, A. L.; Clark, C. D.; Jordan, C. J. (2014): Flow-pattern evolution of the last British Ice Sheet. In: *Quaternary Science Reviews*, 89, S. 148–168.
- Hutchinson, M. F. (1989): A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. In: *Journal of Hydrology*, 106, 3–4, S. 211–232.
- Hutter, K. (1983): *Theoretical Glaciology. Material Science of Ice and the Mechanics of Glaciers and Ice Sheets*. Dordrecht: Springer, 542 S.
- IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change (Hg.) (2009): Regional climate change and adaptation. The Alps facing the challenge of changing water resources. European Environment Agency (EEA) Report, No 8/2009.
- Ivy-Ochs, S. (2015): Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. In: *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41, 2, S. 295–315.
- Jaksch, K. (1971): Die historischen Gletschervorstöße der Tischlerkargruppe. In: *Berichte aus dem Haus der Natur in Salzburg, Abteilung B: Geologisch-mineralogische Sammlungen II*, 2, S. 6–9.
- James, W. H. M.; Carrivick, J. L. (2016): Automated modelling of spatially-distributed glacier ice thickness and volume. In: *Computers & Geosciences*, 92, S. 90–103.
- James, W. H. M.; Carrivick, J. L.; Quincey, D.; Glasser, N. (2019): A geomorphology based reconstruction of ice volume distribution at the Last Glacial Maximum across the Southern Alps of New Zealand. In: *Quaternary Science Reviews*, 219, S. 20–35.
- Joughin, I.; MacAyeal, D. R.; Tulaczyk, S. (2004): Basal shear stress of the Ross ice streams from control method inversions. In: *Journal of Geophysical Research*, 109, B09405.
- Kääb, A. (2005): Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep. Habilitation. Universität Zürich. Schriftenreihe Physische Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik, 48, 266 S.
- Keil, F. (1865): Spezialkarte der Umgebung des Ankogels 1:72.000, In: *Jahrbuch des Österreichischen Alpenvereins* 1865, 1.

Kellerer-Pirklbauer, A. (2008a): The Schmidt-hammer as a relative age dating tool for rock glacier surfaces: examples from Northern and Central Europe. In: Kane, D. L.; Hinkel, K. M. (Hg.): Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost (NICOP), University of Alaska, Fairbanks, USA, June- July 2008, S. 913–918.

Kellerer-Pirklbauer, A. (2008b): Wie alt sind Blockgletscher in den Österreichischen Alpen? Das Beispiel der Blockgletscher im Dösener Tal, Ankogelgruppe, datiert mit Hilfe der Schmidt-Hammer Methode. In: *alpine space – man & environment*, vol. 6: Klima im Wandel - 20 000 Jahre Klimaentwicklung in Österreich, S. 65–76.

Kellerer-Pirklbauer, A.; Kaufmann, V. (2012): About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria. In: *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105, 2, S. 94–112.

Kellerer-Pirklbauer, A.; Lieb, G. K.; Kaufmann, V. (2017): The Dösen Rock Glacier in Central Austria: A key site for multidisciplinary long-term rock glacier monitoring in the Eastern Alps. In: *Austrian Journal of Earth Sciences*, 110, 2.

Kerschner, H. (1980): Outlines of of the climate during the Egesen Advance (Younger Dryas, 11.000 – 10.000 BP) in the Central Alps of the western Tyrol, Austria. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 16, 2, S. 229–240.

Kerschner, H. (1983): Lateglacial paleotemperatures and paleoprecipitation as derived from permafrost: glacier relationships in the Tyrolean Alps, Austria. In: Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost (Fairbanks), S. 589–594.

Kerschner, H.; Kaser, G.; Sailer, R. (2000): Alpine Younger Dryas glaciers as palaeo-precipitation gauges. In: *Annals of Glaciology*, 31, S. 80–84.

King, L.; Akerman, J. (1993): Mountain permafrost in Europe. In: *Permafrost, Proceedings of the 6th International Conference (Beijing)*, 2, S. 1022–1027.

Klebelberg, R. v. (1947): Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. In: *Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins in Innsbruck*, 47, S. 9–32.

klima.org (Hg.) (o. J.): Klima in Mallnitz. <https://klima.org/%C3%B6sterreich/klima-mallnitz/>, zuletzt geprüft am 09.05.2021.

klima.org (Hg.) (o. J.): Klima in Malta. <https://klima.org/%C3%B6sterreich/klima-malta>, zuletzt geprüft am 09.05.2021.

Körner, C. (2007): Climatic treelines: conventions, global patterns, causes. In: *Erdkunde*, 61, S. 316–324.

Kottek, M.; Grieser, J.; Beck, C.; Rudolf, B.; Rubel, F. (2006): World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. In: *Meteorologische Zeitschrift*, 15, S. 259–263.

Krainer, K. (1994): *Geologie des Nationalparks Hohe Tauern*. Klagenfurt: Universitätsverlag Carinthia, 168 S.

Kuhn, M. (1981): Climate and glaciers. In: International Association of Hydrological Sciences Publication (Symposium at Canberra in 1979 to „Sea-Level, Ice, and Climatic Change“), 131, S. 3–20.

Kuhn, M.; Markl, G.; Kaser, G.; Nickus, U.; Obleitner, F.; Schneider, H. (1985): Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, S. 409–416.

Land Kärnten (Hg.) (2015): *Klimaatlas Kärnten Klimatelement Strahlung. Periode 1971 bis 2000*. [https://www.data.gv.at/katalog/dataset/land-ktn\\_klimaatlas-karnten-klimatelement-strahlung](https://www.data.gv.at/katalog/dataset/land-ktn_klimaatlas-karnten-klimatelement-strahlung), zuletzt geprüft 24.12.2020.

Land Salzburg (Hg.) (o.J.): Airborne Laserscanning DGM (1 m) der Gemeinde Bad Gastein (Gemeinde Nr. 50403) aus dem Flugjahr 2013. [https://www.salzburg.gv.at/verwaltung\\_/Seiten/als\\_befliegungen.aspx](https://www.salzburg.gv.at/verwaltung_/Seiten/als_befliegungen.aspx), zuletzt geprüft 24.02.2021.

Lang, H. (1989): Die Gletscher Kärntens. Naturschutz in Kärnten, Klagenfurt, 92 S.

Lang, H.; Lieb, G. K. (1993): Die Gletscher Kärntens. Klagenfurt: Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, 184 S.

Le Meur, E.; Gagliardini, O.; Zwinger, T.; Ruokolainen, J. (2004): Glacier flow modelling: A comparison of the Shallow Ice Approximation and the full-Stokes solution. In: *Comptes Rendus Physique*, 5, S. 709–722.

Le Moine, N.; Gsell, P.-S. (2015): A graph-based approach to glacier flowline extraction: An application to glaciers in Switzerland. In: *Computers & Geosciences*, 85, S. 91–101.

Lieb, G. K. (1993): Zur quantitativen Erfassung des Rückganges der Kärntner Gletscher vom Hochstand um 1850 bis 1969. In: *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz 1992/93*, 31, S. 231–251.

Lieb, G. K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den österreichischen Alpen. In: *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Universität Graz*, 33, S. 9–125.

Lieb, G. K. (1997): Eisrandlagen im Vorfeld des Lassacher Winkelkeeses (Nationalpark Hohe Tauern, Kärnten, Österreich). In: *Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern*, 3, S. 183–190.

Lieb, G. K.; Kellerer-Pirklbauer, A. (2020): Gletscherbericht 2018/19. In: *Mitgliedermagazin des OeAV, Bergauf 2/2020*, 75, 145, S. 6–15.

Lieb, G. K.; Kellerer-Pirklbauer, A.; Kleinfurchnner, H. (2012): Second rock glacier inventory (RGI2) of Central and Eastern Austria (Shapefile). <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.869805>, Zusatzmaterial zu: Kellerer-Pirklbauer, A.; Lieb, G. K.; Kleinfurchnner, H. (2012): A new rock glacier inventory of the eastern European Alps. In: *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105, 2, S. 78–93.

Loibl, D.; Lehmkuhl, F.; Griessinger, J. (2014): Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation. In: *Geomorphology*, 214, S. 22–39.

Lüthi, M. P.; Bauder, A.; Funk, M. (2010): Volume change reconstruction of Swiss glaciers from length change data. In: *Journal of Geophysical Research*, 115, F04022.

Maisch, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. In: *Geographica Helvetica*, 2, S. 93–104.

Marazzi, S. (2005): *Atlante Orografico delle Alpi*. SOIUSA. Turin: Priuli & Verlucca, 416 S.

Marazzi, S.; Grimm, P.; Mattmüller, C. R.; Zahn, P.; Jurgalski, E. (2004): Die Gebirgsgruppen der Alpen: Ansichten, Systematiken und Methoden zur Einteilung der Alpen. Die orographischen Einteilungen der Alpen und die IVOEA, München: DAV und OeAV, S. 69–96.

Matthews, J. A.; Owen, G. (2010): Schmidt hammer exposure-age dating: developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the JotunheimeneJostedalbreen regions of Southern Norway. In: *Boreas* 39, 1, S. 105–115.

Matthews, J. A.; Shakesby, R. A. (1984): The status of the 'Little Ice Age' in southern Norway: relative-dating of Neo-glacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry. In: *Boreas*, 13, S. 333–346.

McCarroll, D. (1989): Potential and limitations of the Schmidt hammer for relative dating. Field tests on Neoglacial moraines, Jotunheimen, southern Norway. In: *Arctic & Alpine Research*, 21, S. 268–275.

- McCarroll, D.; Nesje, A. (1993): The vertical extent of ice sheets in Nordfjord, Western Norway – measuring degree of rock surface weathering. In: *Boreas*, 22, S. 255–265.
- Meier, M. F.; Post, A. S. (1962): Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. In: *International Association of Scientific Hydrology Publication*, 58, S. 63–77.
- Militärgeographisches Institut (MGI) (Hg.) (1873): Dritte („Franzisco-Josephinische“) Landesaufnahme, Sektionsblatt Nr. 5150/4, 1:25.000, aufgenommen 1871–1873, Wien. <https://mapire.eu/de/map/thirdsurvey25000/>, zuletzt geprüft 30.10.2020.
- Moran, A.; Ivy-Ochs, S.; Schuh, M.; Christl, M.; Kerschner, H. (2016): Evidence of central Alpine glacier advances during the Younger Dryas-early Holocene transition period. In: *Boreas*, 45.
- Moriggl, J. (1928): Ratgeber für Alpenwanderer. Mit Schutzhüttenverzeichnis der Ostalpen. 2. Aufl. Hauptausschuss des DAV und OeAV, München: Lindausche Universitätsbuchhandlung.
- Nesje, A. (1992): Topographical effects on the equilibrium-line altitude on glaciers. In: *Geojournal*, 27, S. 383–391.
- Ng, F.; Barr, I.; Clark, C. (2010): Using the surface profiles of modern ice masses to inform palaeoglacier reconstructions. In: *Quaternary Science Reviews*, 29, S. 3240–3255.
- Niedzielski, T.; Migoń, P.; Placek, A. (2009): A minimum sample size required from Schmidt hammer measurements. In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, S. 1713–1725.
- Nye, J. F. (1951): The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity. In: *Proceedings of The Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 207, S. 554–572.
- Nye, J. F. (1952): The mechanics of glacier flow. In: *Journal of Glaciology*, 2, 12, S. 82–93.
- Nye, J. F. (1959): The motion of ice sheets and glaciers. In: *Journal of Glaciology*, 3, 26, S. 493–507.
- Ohmura, A.; Kasser, P.; Funk, M. (1992): Climate at the equilibrium line of glaciers. In: *Journal of Glaciology*, 38, 130, S. 397–411.
- Osborn, G.; McCarthy, D.; LaBrie, A.; Burke, R. (2015): Lichenometric dating: Science or pseudo-science?. In: *Quaternary Research*, 83, S. 1–12.
- Paterson, W. S. B. (1994): *The Physics of Glaciers*. 3. Aufl. Oxford: Pergamon, 480 S.
- Patzelt, G. (1973): Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, S. 5–57.
- Patzelt, G. (1980): The Austrian glacier inventory: status and first results. In: *IAHS*, 126, S. 181–183.
- Paulitsch, P. (1952): Das schwarze Band der Tischlerspitze (Ankogelgruppe). In: *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, 81/82, S. 138–144.
- Pellitero, R.; Rea, B. R.; Spagnolo, M.; Bakke, J.; Hughes, P.; Ivy-Ochs, S.; Lukas, S.; Ribolini, A. (2015): A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. In: *Computers and Geosciences*, 82, S. 55–62.
- Pellitero, R.; Rea, B. R.; Spagnolo, M.; Bakke, J.; Ivy-Ochs, S.; Frew, C. R.; Hughes, P.; Ribolini, A.; Lukas, S.; Renssen, H. (2016): GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. In: *Computers and Geosciences*, 94, S. 77–85.
- Penck, A.; Brückner, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Bände 1-3, Leipzig: Chr. Herm. Tauchnitz Verlag, 1199 S.
- Rea, B. (2009): Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. In: *Quaternary Science Reviews*, 28, S. 237–248.

- Rea, B.; Evans, D. (2007): Quantifying climate and glacier mass balance in North Norway during the Younger Dryas. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 246, S. 307–330.
- Reitner, J. M.; Linner, M. (2014): Die Quartärgeologie im Raum Lienz und in den Hohen Tauern – ein Testfall für die gegenwärtige Spätglazial-Gliederung. In: Koinig, K. A.; Starnberger, R.; Spötl, C. (Hg.): *DEUQUA 2014 Abstractband*, S. 98–100.
- Richter, E. (1891): Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. In: *Seperatabdruck der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, S. 1–74.
- Rode, M.; Kellerer-Pirklbauer A. (2011): Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD) of rock glaciers in the Schöderkogel-Eisenhut area, Schladminger Tauern Range, Austria. In: *The Holocene*, S. 1–11.
- Schilling, D. H.; Hollin, J. (1981): Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. In: Denton, G.H.; Hughes, T. J. (Hg.): *The Last Great Ice Sheets*. New York: Wiley, S. 207–220.
- Schmid, S.; Scharf, A.; Handy, M.; Rosenberg, C. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): A new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. In: *Swiss Journal of Geosciences, Project: Lithosphere Structure and Tectonics of the Alps, Manuscript*, S. 1–85.
- Schmöllner, R.; Fruhwirth, R. K. (1996): Komplexgeophysikalische Untersuchung auf dem Dösener Blockgletscher (Hohe Tauern, Österreich). In: *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz*, 33, S. 165–190.
- Schulz, N.; Wieser, G. (1991): Der Dösener See. In: *Mitteilungen des AV Graz*, 43, 2, S. 54–57.
- Scotti, R.; Brardinoni, F.; Crosta, G. B.; Cola, G.; Mair, V. (2017): Time constraints for post-LGM landscape response to deglaciation in Val Viola, Central Italian Alps. In: *Quaternary Science Reviews*, 177, S. 10–33.
- Seger, M. (1999): Landeskundliche Einführung und geographische Gliederung. In: Mildner, P.; Zwander, H. (Hg.): *Kärnten – Natur. Die Vielfalt eines Landes im Süden Österreichs*. 2. Aufl. Klagenfurt: Verlag des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, S. 25–62.
- Selby M. J. (1980): A rock mass strength classification for geomorphic purposes: With test from Antarctica and New Zealand. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24, S. 31–51.
- Senarclens-Grancy, W. (1935): Stadiale Moränen im Hochalmspitz–Ankogel–Gebiet. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 23, Heft 1/3, S. 135–171.
- Senarclens-Grancy, W. (1939): Stadiale Moränen im Hochalmspitz–Ankogel–Gebiet. In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 89, S. 197–232.
- Shakesby, R. A. (1997): Pronival (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. In: *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 21, 3, S. 394–418.
- Shakesby, R. A.; Matthews, J. A.; Owen, G. (2006): The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. In: *Quaternary Science Reviews*, 25, S. 2846–2867.
- Span, N.; Fischer, A.; Kuhn, M.; Massimo, M.; Butschek, M. (2005): Radarmessungen der Eisdicke Österreichischer Gletscher. Band I: Messungen 1995 bis 1998. In: *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, 33, 145 S.
- Steinemann, O.; Reitner, J. M.; Ivy-Ochs, S.; Christl, M.; Synal, H.-A. (2020): Tracking rockglacier evolution in the Eastern Alps from the Lateglacial to the early Holocene. In: *Quaternary Science Reviews*, 241, 106424.

Sumner, P.; Nel, W. (2002): The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa. In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, S. 1137–1142.

Topographische Anstalt (Hg.) (1835): (Zweite) Landesaufnahme des Königreichs Illirien (Kärnten) 1:28.800, <https://mapire.eu/de/map/europe-19century-secondsurvey/>, zuletzt geprüft 06.11.2020.

Trimmel, H. (1962): Gebirgsgruppengliederung für das österreichische Höhlenverzeichnis. Wien: Verband österreichischer Höhlenforscher. unpaginiert.

Van der Veen, C. J. (1990): Flow laws for glacier ice: comparison of numerical predictions and field measurements. In: *Journal of Glaciology*, 36, 124, S. 324–339.

Van der Veen, C. J. (1999): *Fundamentals of Glacier Dynamics*. Rotterdam: Balkema, 462 S.

Wagner, T.; Pleschberger, R.; Kainz, S.; Ribis, M.; Kellerer-Pirklbauer, A.; Krainer, K.; Philippitsch, R.; Winkler, G. (2020): The first consistent inventory of rock glaciers and their hydrological catchments of the Austrian Alps. In: *Austrian Journal of Earth Sciences*, 113, 1, S. 1–23.