



**University of
Zurich**^{UZH}

Gletscher-Blockgletscher Beziehung beim Grubengletscher, Fletschhorngebiet, Wallis

ESS 511 Master's Thesis

Author

Nina Brunner
13-101-134

Supervised by

Dr. Isabelle Gärtner-Roer

Faculty representative

Prof. Dr. Andreas Vieli

29.04.2020

Department of Geography, University of Zurich



**Universität
Zürich** UZH

Geographisches Institut

Gletscher-Blockgletscher Beziehung beim Grubengletscher, Fletschhorngebiet, Wallis

ESS 511 Masterarbeit

Eingereicht durch:

Nina Brunner

13-101-134

Betreut durch

Dr. Isabelle Gärtner-Roer

Fakultätsvertretung

Prof. Dr. Andreas Vieli

28. April 2020

Geographisches Institut, Universität Zürich



Zusammenfassung

Bergregionen sind durch Klimaveränderungen einem starken Wandel unterworfen. Mit dem Verschwinden von Gletschern und der Bildung von Gletscherseen verändern sich nicht nur das Landschaftsbild und der Wasserhaushalt, sondern auch die Hangstabilität und damit verbunden das Potenzial von Naturgefahren. Neben den reinen Eisgletschern sind auch Blockgletscher und schuttbedeckte Gletscher den Änderungen unterworfen. Der Effekt der Klimaerwärmung auf schuttbedeckte Gletscher und Blockgletscher ist im Vergleich zu den reinen Eisgletschern weniger gut untersucht und es ist wenig bekannt wie sich die schuttbedeckten Gletscher im direkten Vergleich zu den Blockgletschern entwickeln. In dieser Arbeit wird die kinematische Entwicklung des Gruben Blockgletschers und des schuttbedeckten Grubengletschers in den Walliser Alpen zwischen 1994 und 2016 analysiert und verglichen. Die beiden Landformen befinden sich nebeneinander und sind somit gleichen klimatischen Bedingungen ausgesetzt. Um die kinematische Entwicklung zu untersuchen werden sowohl die horizontale wie auch die vertikale Verschiebung vom Blockgletscher und schuttbedeckten Gletscher durch luftphotogrammetrische Messungen bestimmt. Während der Blockgletscher eine steile Stirn und longitudinale Rücken aufweist, sind auf dem schuttbedeckten Gletscher eine flache Front und transversale Rücken zu beobachten. Die Resultate dieser Studie zeigen, dass beide Landformen über die Jahre hinweg in den Bereichen, welche nicht durch die Bildung von Gletscherseen beeinflusst sind, eine ähnliche konstante Abnahme der Oberfläche aufweisen. Die Resultate zeigen ausserdem, dass sich die beiden Landformen bezüglich der horizontalen Geschwindigkeit unterscheiden. Auf dem Blockgletscher kommen die höchsten Geschwindigkeiten im Frontbereich des Blockgletschers vor und die Fleissgeschwindigkeiten verändern sich über die Zeit kaum. Im Gegensatz dazu findet man die höchsten Geschwindigkeiten auf dem schuttbedeckten Gletscher weiter oberhalb beim Übergang vom reinen Eisgletscher zum schuttbedeckten Teil des Gletschers und die Geschwindigkeit in Fliessrichtung nimmt über die Zeit ab. Diese Verlangsamung des schuttbedeckten Teils des Gletschers ist wahrscheinlich auf den nachlassenden Eisantrieb vom reinen Eisgletscher zurückzuführen, welcher sich über die Jahre zurückzieht. Diese Studie zeigt somit, dass der hier untersuchte schuttbedeckte Grubengletscher durch die horizontale Bewegung unmittelbar auf die Klimaerwärmung reagiert als der Gruben Blockgletscher.

Abstract

High mountain regions are subject to major changes due to climate change. The disappearance of glaciers and the formation of glacial lakes not only changes the landscape and water balance but also slope stability and thus the potential of natural hazards. Besides pure ice glaciers, debris-covered glaciers and rock glaciers are also affected by these changes. The effect of global warming on debris-covered glaciers and rock glaciers is less well understood than the one on pure ice glaciers, and little is known about the behavior of debris-covered glaciers compared to rock glaciers. In this work, the kinematic development of the debris-covered Gruben glacier and the Gruben rock glacier in the Valais Alps is investigated for the period 1994 to 2016. These two landforms lie next to each other and are therefore influenced by similar climatic conditions. To study the kinematic development of these two landforms, their horizontal and vertical movement is determined using aerial photogrammetry. While the rock glacier has a steep front and longitudinal ridges, the debris-covered glacier shows a flat front and transversal ridges. The results of this study demonstrate that both landforms show similar and constant vertical surface subsidence in the areas unaffected by the formation of glacial lakes. Furthermore, the findings show that the two landforms differ in their horizontal surface velocities. On the rock glacier, the highest horizontal velocities are observed in the front part and the creep velocity does hardly change over time. In contrast, the debris-covered glacier experiences the highest velocities in the transition zone from pure ice to debris covered and the velocity in flow direction decelerates over time. This slowing of the debris-covered part seems to be caused by the decreasing supply of ice from the pure ice glacier, which has retreated over the years. This study therefore concludes that the horizontal surface velocities of the debris-covered Gruben glacier show a more immediate reaction to climate change than the velocities of the Gruben rock glacier.

Danksagung

An erster Stelle bedanke ich mich bei meiner Betreuerin Dr. Isabelle Gärtner-Roer. Sie hat mich durch die Arbeit begleitet und hat mir bei Fragen weitergeholfen. Auch bedanke ich mich bei Prof. Dr. Andreas Vieli, der die Arbeit als Fakultätsvertreter begleitet hat. Weiter danke ich Dr. Philipp Rastner für das Tutorial zur Koregistrierung nach Nuth & Käab (2011) und Dr. Andreas Bauder für das Zurverfügungstellen des 2016er-Datensatzes. Ein herzlicher Dank gilt auch Manuela Brunner und meinen Eltern Agi und Hansueli Brunner, welche meine Arbeit gegengelesen haben. Speziell bedanke ich mich bei meinen Kollegen und Kolleginnen, die neben mir an ihrer Masterarbeit gearbeitet und immer wieder für eine Aufheiterung gesorgt haben.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	II
Abstract	III
Danksagung	IV
Inhaltsverzeichnis	V
Abbildungsverzeichnis	VII
Tabellenverzeichnis	XIII
1 Einleitung	1
1.1 Motivation und Forschungskontext	1
1.2 Zielsetzung und Fragestellung	3
2 Theoretische Grundlagen	4
2.1 Blockgletscher	4
2.1.1 Definition Blockgletscher	4
2.1.2 Blockgletscher Vorkommen	4
2.1.3 Blockgletscher Kinematik	5
2.1.4 Reaktion auf Klimaveränderungen	7
2.2 Schuttbedeckte Gletscher	8
2.2.1 Definition schuttbedeckte Gletscher	8
2.2.2 Schuttbedeckte Gletscher Vorkommen	8
2.2.3 Schuttbedeckte Gletscher Kinematik	9
2.2.4 Reaktion auf Klimaveränderungen	9
3 Untersuchungsgebiet	12
3.1 Klima	14
3.2 Grubengletscher	15
3.3 Gruben Blockgletscher	15
3.4 Gletscherseen/Bauliche Massnahmen	16
3.5 Forschung	17
4 Daten	19
4.1 Luftbilder	19
4.1.1 Datenvorverarbeitung	19
5 Methodik	21
5.1 Oberflächenbeschaffenheit	21
5.2 Horizontale Verschiebung	22
5.2.1 CIAS	22
5.2.2 Parameterwahl	24
5.2.3 Pixelgrösse und Resampling Methode	27
5.2.4 Fehlerabschätzung	31

5.3 Vertikale Veränderung	33
5.3.1 Koregistrierung und Fehlerabschätzung	33
6 Resultate	36
6.1 Oberflächenbeschaffenheit	36
6.2 Horizontale Verschiebung	39
6.2.1 Artefakte	39
6.2.2 Zeitliche und räumliche Entwicklung	40
6.2.3 Strömungslinien	45
6.3 Vertikale Veränderung	46
6.3.1 Zeitliche und räumliche Entwicklung	47
6.3.2 Höhenprofile	53
6.4 Blockgletschervorstoss	59
7 Diskussion	60
7.1 Geomorphologische Unterschiede	60
7.2 Horizontale Verschiebung und vertikale Veränderung	61
7.3 Zeitliche Entwicklung des Gruben Blockgletschers und des schuttbedeckten Grubengletschers	63
7.4 Einordnung der horizontalen Geschwindigkeiten im Vergleich zu anderen schuttbedeckten Gletschern und Blockgletschern in den Alpen	64
8 Schlussfolgerungen	67
9 Ausblick	69
10 Literaturverzeichnis	70
11 Persönliche Erklärung	78

Abbildungsverzeichnis

- 1 Schematische Darstellung eines reinen Eisgletschers ("Firn and bare-ice glacier"), eines schuttbedeckten Gletschers ("Debris-covered glacier"), eines stark schuttbedeckten Gletschers mit einer geringen Aktivität ("Heavily debris-covered glacier of low activity"), eines Blockgletschers ("Rock glacier") und einer eisfreien Schuttschicht ("Ice-free debris") mit den stattfindenden Prozessen bei kurzzeitigen Klimaveränderungen. Zu den aktiven Prozessen gehören die Eisschmelze (IM), das basale Gleiten (BS) und die interne Deformation (ID). Die Intensität reicht dabei von tief ("Low") über mittel ("Moderate") bis hoch ("High") (von Bosson & Lambiel, 2016: 14). 2
- 2 Schematische Profile von einem aktiven ("Active rock glacier"), inaktiven ("Inactive rock glacier") und reliktschen Blockgletscher ("Relict rock glacier"). Dargestellt sind der Auftauboden (AL), der Permafrost (PF) und der saisonale Frost (SF). Mit Pfeilen ist das Permafrostkriechen ("Permafrost creep") und die Solifluktion ("Solifluction") gekennzeichnet (von Ikeda & Matsuoka, 2002: 158). 5
- 3 Schematische Darstellung der Deformation eines idealisierten Blockgletschers. Die plastische Deformation ("Plastic deformation") dominiert in der Akkumulationszone ("accumulation area") des Blockgletschers und nimmt mit dünner werdender Mächtigkeit des Blockgletschers hangabwärts ab, wobei die basale Scherung ("Shearing") zum dominanten Deformationsprozess wird. Durch Zunahme der Deformationsraten in Richtung der Oberfläche des Blockgletschers, findet dort eine Oberflächenabsenkung ("Subsidence") und in Richtung der Bewegung eine Hebung ("Heave") der Masse statt (von Kenner et al., 2017: 682). 6
- 4 Schema von Blockgletschervorstossmechanismen als Funktion von Geschwindigkeitsvariationen mit der Tiefe (von Käab, 2005: 160, modifiziert nach Wahrhaftig & Cox, 1959). Die Pfeile deuten die Oberflächengeschwindigkeit v^s und die mittlere Geschwindigkeit v^m von der deformierenden Schicht an. Die gepunktete Linie zeigt wie die Front hypothetischerweise aufgrund der horizontalen Bewegung der einzelnen Schichten aussehen würde. Die gestrichelte Linie zeigt die Form der Front nach der gleichmässigen Verteilung der bewegten Masse. Eisschmelze wird in der Grafik nicht berücksichtigt. 7
- 5 Schematische Darstellung eines schuttbedeckten Gletschers. Der Schutt, welcher am Gletscherende auf dem Gletscher abgelagert wird oder aus dem Gletscher austritt, reduziert die Ablationsrate ("Damping of ablation by debris"). Dies führt zu einer Reduktion des Eisabflussgradienten und geringeren Längenänderungen des Gletschers. Gestrichelt ist der Transport des Schutts ("Debris path through the glacier") angedeutet (aus Anderson & Anderson, 2016: 1106). 10
- 6 Modell von der Entwicklung eines schuttbedeckten Gletschers im Himalaya. (a) zeigt den schuttbedeckten Gletscher im Gleichgewicht mit dem Klima ("Glacier in balance with climate") und (b) während Massenverlust durch erwärmendes Klima ("Glacier during net mass loss") (aus Rowan et al., 2015: 428). 11

7	Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. (a) Lage der Untersuchungsregion in der Schweiz (Hintergrund: Bundesamt für Landestopografie swisstopo, 2020), (b) Lage der Untersuchungsregion in der Nähe von Saas Balen mit den Messstationen Grächen und Schwarzries (Hintergrund: Bundesamt für Landestopografie swisstopo, 2014), (c) Untersuchungsregion mit in blau dargestellten Gletscherausbreitungen der Jahre 1850, 1994, 2000, 2006, 2010 und 2016 (Daten der Gletscherausdehnungen: 1850: Maisch et al., 2000 und Paul, 2004; 1994, 2000, 2006, 2010 und 2016: entnommen aus den Orthophotos aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo (sh. Kapitel 4.1)). Das Hintergrundbild stammt vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo (2014).	12
8	Geomorphologische Karte des Grubengletschergebietes. Das Alter der Moränen wurde aus Whalley, 1979 (Alter A) und Haerberli et al., 1979 (Alter B und C) entnommen. Die Nummerierung der Seen entspricht jener aus Haerberli et al. (2001), wobei See Nr. 7 und Nr. 8 neu entstandene Seen sind. Die geomorphologische Karte wurde in dieser Arbeit anhand des Orthophotos und des Höhenmodells von 2016 erstellt. Zusätzlich dienen Informationen über die Gletscherausdehnungen der Jahre 1850 (Maisch et al., 2000; Paul, 2004) und 1973 (Müller et al., 1976; Maisch et al., 2000; Paul, 2004) und geomorphologische Kartierungen von Barsch et al. (1979), Haerberli et al. (1979) und Whalley (1979) als Hilfe bei der Herstellung der geomorphologischen Karte.	13
9	Tagesmittel der Lufttemperatur 2 m über dem Boden [°C], Niederschlagssumme über 24 Stunden [mm] sowie Gesamtschneehöhe [cm] (Daten vom Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung).	14
10	Oberflächenprofile des Blockgletschers in Südwest Richtung (A-B) (ähnlich wie Profil (a) in Abbildung 37) und Südost Richtung (C-D) (ähnlich wie Profil (c) in Abbildung 37). Das Profil ist zweifach überhöht. Gezeigt sind der Felsriegel ("bedrock riegel") und das tote Eis ("dead ice") sowie der Thermokarst See Nr. 5 ("thermokarst Lake 5") (aus Käab et al., 1997: 417).	16
11	Proglazialer See Nr. 1 (sh. Abbildung 8) in der Nähe des schuttbedeckten Grubengletschers (Eigene Aufnahme 2019).	17
12	Randglazialer See Nr. 7 (sh. Abbildung 8) vor der Eisklippe des schuttbedeckten Teils des Grubengletschers. Im Hintergrund ist das Inner Rothorn zu sehen (Eigene Aufnahme 2019).	17
13	Vertikale Veränderungen und horizontale Oberflächengeschwindigkeiten vom periglazialen Teil (oben) und dem vom Gletscher beeinflussten Teil des Gruben Blockgletschers (unten) (aus Käab et al., 1997: 421).	18
14	Graphische Darstellung der zwei Methoden TRI und VRM, welche es erlauben die Rauigkeit unabhängig von der Steigung des Geländes zu messen (von Sappington et al., 2007: 1420). Der "terrain ruggedness index"(TRI) auf der linken Seite zeigt tiefe Indexwerte in flachen Gebieten (A) und hohe Indexwerte in steilen, ebenen Gebieten (B) sowie in steilen, rauen Gebieten (C). Die "vector ruggedness measure"(VRM) auf der rechten Seite zeigt tiefe Werte in flachen Gebieten (A) sowie in steilen, ebenen Gebieten (B), aber hohe Werte für steile, raue Gebiete (C).	22

15	Skizze vom Messen der Oberflächenbewegung von wiederholten Orthophotos mit der Block-Korrelationstechnik (aus Käab & Vollmer, 2000: 319). Im Orthophoto zur Zeit 2 wird im Suchbereich nach dem Referenzblock aus dem Orthophoto zur Zeit 1 gesucht. Die horizontale Verschiebung zwischen dem Referenzblock und dem korrespondierenden Block im Suchbereich (Suchblock) ergibt die Oberflächenverschiebung.	23
16	Wahrscheinlichkeitsdichten der horizontalen Verschiebung [m/a] auf dem Blockgletscher zwischen den Jahren 2000 und 2006 für verschiedene Kombinationen an Referenzblockgrössen (7.5 m (25 Pixel) und 15 m (50 Pixel) und Suchbereiche (20 m (65 Pixel), 30 m (95 Pixel) und 40m (125 Pixel)).	25
17	Interpolierte horizontale Verschiebung [m/a] im Untersuchungsgebiet zwischen den Jahren 2000 und 2006 für verschiedene Kombinationen an Referenzblockgrössen (RB) (7.5 m (25 Pixel) und 15 m (50 Pixel) und Suchbereiche (SB) (20 m (65 Pixel), 30 m (95 Pixel) und 40m (125 Pixel)). Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 2000 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).	26
18	Wahrscheinlichkeitsdichte der horizontalen Verschiebung [m/a] auf dem Blockgletscher zwischen den Jahren 2000 und 2006 für verschiedene Pixelgrössen und unterschiedliche Resampling Methoden.	29
19	Skizze des Referenzbereichs ("Reference template ") und Suchbereichs ("Search window") mit der horizontalen Verschiebung gemessen zwischen den geresampelten Orthophotos ($d_i(x, y)$) und der horizontalen Verschiebungen gemessen zwischen den originalen Orthophotos ($d_0(x, y)$). Weiter ist die Abweichung zwischen den beiden horizontalen Verschiebungen (dev) dargestellt (aus Debella-Gilo & Käab, 2011: 133).	30
20	Räumliche Verteilung der Punkte mit gemessenen horizontalen Verschiebungen wo die maximalen Korrelationskoeffizienten tiefer und höher als das 30%-Quantil des maximalen Korrelationskoeffizienten sind. Das 30%-Quantil des maximalen Korrelationskoeffizient wurde mit CIAS für die verschiedenen Zeitperioden (1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016) für das gesamte Untersuchungsgebiet (schwarz umrandet) berechnet. Die Rasterpunkte mit einem maximalen Korrelationskoeffizient, welche das 30%-Quantil unterschreiten, sind in rot und die Rasterpunkte mit einem maximalen Korrelationskoeffizienten, welche das 30%-Quantil überschreiten, in schwarz dargestellt. Als Hintergrundbilder wurden die Orthophotos aus der jeweiligen Anfangsperiode (1994, 2000, 2006 und 2010) verwendet (Orthophotos aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).	32
21	Eine von Nuth & Käab (2011) vorgeschlagene Methode für den Vergleich von digitalen Höhenmodellen um Gletscherveränderungen zu detektieren (aus dem Englischen nach Nuth & Käab, 2011: 287).	34

22	Untersuchungsgebiet mit den nach Käab et al. (1997) unterteilten Bereichen des Blockgletschers (periglazialer Teil und vom Gletscher beeinflusster Teil) und den unterteilten Bereichen für den schuttbedeckten Gletscher (schuttbedeckter Bereich und Gletschereis/see). In rot ist das stabile Gelände markiert. Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 1994 verwendet (Orthophoto aus Luftbildstreifen vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).	36
23	(a) Gefälle; (b) TRI; (c) VRM berechnet für 3 x 3 Nachbarszellen; (d) VRM berechnet für 9 x 9 Nachbarszellen. Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 2016 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo)	38
24	Horizontale Geschwindigkeit [m/a] in den Perioden 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016. Als Hintergrundbilder wurden die Orthophotos aus der jeweiligen Anfangsperiode (1994, 2000, 2006 und 2010) verwendet (Orthophotos aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).	39
25	Standorte, an welchen die Verschiebung einzelner Blöcke gemessen wurde (sh. auch Tabelle 6). Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 1994 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).	42
26	Boxplot der räumlichen Verteilung der horizontalen Verschiebungen der verschiedenen Bereiche (sh. Abbildung 22) für die verschiedenen Jahresperioden. B_GA steht für den Gletscher beeinflussten Teil, B_PERI für den periglazialen Teil des Blockgletschers, G_SB_TEIL für den schuttbedeckten Teil und G_SE für den Gletschereis/see Bereich des Grubengletschers.	43
27	Boxplots der zeitlichen Entwicklung der horizontalen Verschiebungen der verschiedenen Bereiche (sh. Abbildung 22). 1997 steht für die Periode 1994/2000, 2003 für die Periode 2000/2006, 2008 für die Periode 2006/2010 und 2013 für die Periode 2010/2016.	43
28	Beschleunigung und Verlangsamung der horizontalen Geschwindigkeiten in [m/a ²] der Perioden 1994/2000–2000/2006, 2000/2006–2006/2010 und 2006/2010–2010/2016.	44
29	Strömungslinien abgeleitet aus den interpolierten horizontalen Verschiebungen der Zeitperiode zwischen 1994 und 2000 mit der Annahme eines konstanten Kriechens. Die kleinen Punkte stellen die Verschiebungen für 100 Jahre dar und die grossen Punkte die Verschiebungen für 200 Jahre. Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 1994 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).	45
30	Vertikale Absenkung [m/a] in den Perioden zwischen 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016. Als Hintergrundbild wird jeweils das Orthophoto des Ausgangsjahres der Periode (1994, 2000, 2006 und 2010) gezeigt (Orthophotos aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo). Der Bereich zwischen -0.15 und 0.15 m/a wird durch die mögliche Abweichung der Höhendifferenz aufgrund der vorzeichenlosen, ganzzahligen Werte der Höhendaten von 1994, 2000 und 2006 transparent dargestellt.	46
31	Oberflächenveränderung [m/a] und horizontale Geschwindigkeit [m/a] zwischen 1994 und 2000. Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 1994 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).	48

32	Boxplot der räumlichen Verteilung der vertikalen Veränderungen der verschiedenen Bereiche (sh. Abbildung 22). B_GA steht für den Gletscher beeinflussten Teil, B_PERI für den periglazialen Teil des Blockgletschers, G_SB_TEIL für den schuttbedeckten Teil und G_SE für den Gletschereis/see Bereich des Grubengletschers.	49
33	Boxplot der zeitlichen Entwicklung der vertikalen Veränderungen der verschiedenen Bereiche (sh. Abbildung 22). 1997 steht für die Periode 1994/2000, 2003 für die Periode 2000/2006, 2008 für die Periode 2006/2010 und 2013 für die Periode 2010/2016.	49
34	Veränderungen der mittleren horizontalen Geschwindigkeiten [m/a] (rote Linie: unkorrigierte Geschwindigkeitswerte; graue Linie: ohne Geschwindigkeitswerte mit einem maximalen Kreuzkorrelationskoeffizienten kleiner als das 30%-Quantils) und der mittleren vertikalen Höhenveränderung [m/a] (schwarze Balken) für die verschiedenen Jahresperioden. Bild 1: periglazialer Teil des Blockgletschers. Bild 2: Gletscher beeinflusster Teil des Blockgletschers. Bild 3: schuttbedeckter Teil des Grubengletscher. Bild 4: Vom Gletschereis/see beeinflusster Teil des Grubengletschers. In Abbildung 22 sind die entsprechenden Bereiche abgebildet.	50
35	Kumulative mittlere vertikale Absenkung [m] zwischen 1994 und 2016 für die unterteilten Bereiche des Blockgletschers (periglazialer Teil und vom Gletscher beeinflusster Teil) und den für den schuttbedeckten Gletscher gewählten Bereichen (schuttbedeckter Bereich und Gletschereis/see) (sh. Abbildung 22).	51
36	Veränderungen der vertikalen Veränderung [m/a ²] für die Perioden 1994/2000–2000/2006, 2000/2006–2006/2010 und 2006/2010–2010/2016.	52
37	Standorte der Höhenprofile. (a) Lage der Profile auf dem Blockgletscher und dem schuttbedeckten Gletscher. (b) zeigt die Standorte der Höhenprofile auf dem Blockgletscher übernommen nach Abbildung 3 in Käab et al. (1997). Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 1994 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).	54
38	Höhenprofile der Blockgletscheroberfläche der Jahre 1994 und 2016 und die Geschwindigkeitsprofile der Perioden 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016 für den Blockgletscher. In Profil (a) ist das Längsprofil durch den Blockgletscher, in Profil (b) das Querprofil am Fusse des Blockgletschers und in Profil (c) das Querprofil durch den früheren Thermokarstsee Nr. 5 dargestellt. Für die Standorte der Profile sh. Abbildung 37.	55
39	Höhenprofile der Blockgletscheroberfläche der Jahre 1994 und 2016 und die Geschwindigkeitsprofile der Perioden 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016 für den schuttbedeckten Gletscher. In Profil (d) und (e) sind die Längsprofile durch den schuttbedeckten Gletscher, in den Profilen (f), (g) und (h) die Querprofile dargestellt. Die Höhe des Profils (g) befindet sich auf ungefähr derselben Höhe wie das Profil (b) und das Profil (h) auf ungefähr der selben Höhe wie Profil (c). Für die Standorte der Profile sh. Abbildung 37.	56
40	Profile der Zunge des Blockgletschers für die Jahre 1994 und 2016. Der Standort der Profile 1–7 wurde aus Abbildung 3 in Käab et al. (1997) übernommen. Für die Standorte der Profile sh. Abbildung 37.	57

41	Oberflächenverschiebungen und Vorstoss der Blockgletscherfront zwischen 1970 und 1995 für die Profile 1, 2, 3, 4, 5, 6 und 7 (aus Kääb et al., 1997: 422).	58
42	Vertikale Veränderungen (schwarze Balken) und horizontale Oberflächengeschwindigkeiten (graue Linie) vom periglazialen Teil (oben) und dem vom Gletscher beeinflussten Teil des Gruben Blockgletschers (unten) zwischen 1970 und 2016. Die Daten der Periode 1970–1995 stammen von Kääb et al. (1997) und die Daten der Periode 1994-2016 aus dieser Arbeit. Die mittlere horizontale Oberflächengeschwindigkeit zwischen 1994 und 2016 wurde ohne horizontale Geschwindigkeitswerte mit einem maximalen Korrelationskoeffizienten kleiner als das 30%-Quantil berechnet.	64
43	Entwicklung der Blockgletschergeschwindigkeit des periglazialen Teils (Gruben B_PERI), sowie des vom Gletscher beeinflussten Teil des Gruben Blockgletschers (Gruben B_GA) zusammen mit der Langzeitlufttemperaturmessung auf dem Säntis. Dargestellt sind auch Permafrosttemperaturen in einer Tiefe von 20 m an verschiedenen Standorten, die Permafrost Leitfähigkeit auf dem Schilthorn und Kriechgeschwindigkeiten anderer Blockgletscher (adaptiert von PERMOS, 2019 mit Daten von MeteoSchweiz: 8). Die Blockgletschergeschwindigkeiten des Grubengletschers (Gruben B_PERI und Gruben B_GA) stammen von Kääb et al., 1997 (1970–1995) und von dieser Arbeit (1994–2016)	65
44	Mittlere jährliche horizontale Oberflächengeschwindigkeit [m/a] aus geodätischen, terrestrischen Messungen für verschiedene Blockgletscherzungen in der Schweiz von 2000 bis 2018. Die Blockgletscher werden in vier topoklimatische Regionen eingeteilt. Der Gruben Blockgletscher (GRU (12)) gehört zur Region Oberwallis. GRU B_PERI (periglaziale Teil des Gruben Blockgletschers) und GRU B_GA (vom Gletscher beeinflusste Teil des Gruben Blockgletschers) zeigen die in dieser Arbeit ermittelten horizontalen Geschwindigkeiten (adaptiert von PERMOS, 2019: 34).	66

Tabellenverzeichnis

1	Details zu den verwendeten Orthophotos generiert aus Luftbildern und Luftbildstreifen aus den Jahren 1994, 2000, 2006, 2010 und 2016. Für den Luftbildstreifen des Jahres 2016 ist die Flughöhe nicht bekannt.	19
2	Mittlere Abweichung \overline{dev} [m] und mittlere Standardabweichung σ_{dev} [m] für die Unterschiede der horizontalen Verschiebungen zwischen den originalen Orthophotos und den geresampelten Orthophotos zwischen 2000 und 2006 für die verschiedenen Resampling Methoden bilinear (b), kubisch (c) und Nächster-Nachbar (nn) und für die Pixelgrößen 0.25 m x 0.25 m (25), 0.4 m x 0.4 m (40) und 0.5 m x 0.5 m (50).	29
3	Statistik der Differenzhöhenmodelle (Differenz: "Slave DEM" - "Master DEM") über dem stabilen Gelände. Berechnet wurden der Mittelwert \overline{m} [m] und die Standardabweichung σ [m] für das ganze stabile Gelände für die Differenzhöhenmodelle aus den originalen Höhenmodelle (Original) und aus den Höhenmodellen nach der ersten Iteration (Iteration 1). Weiter wurde für die Differenzhöhenmodelle aus den originalen Höhenmodellen der Mittelwert \overline{m} [m] und die Standardabweichung σ [m] für das stabile Gelände ohne Ausreisser berechnet (ohne Ausreisser).	35
4	Vorgenommene vertikale Korrektur in [m/a] für die Differenz der Höhenmodelle der einzelnen Jahresperioden.	35
5	Mittlere Geschwindigkeit für die verschiedenen Gletscher und Blockgletscher Bereiche (sh. Abbildung 22). Für den periglazialen Teil (B_PERI) und den vom Gletscher beeinflussten Teil (B_GA) des Blockgletschers sowie den schuttbedeckten Gletscher (G_SB_TEIL) und den Gletschereis/see Bereich (G_SE) wurde die mittlere Geschwindigkeit mit CIAS berechnet. Gezeigt sind für diese Bereiche die mittlere Geschwindigkeit berechnet aus allen Werten (\overline{v}_t [m/a]) und die mittlere Geschwindigkeit, sowie der Median, welche nur aus den Werten mit maximalem Korrelationskoeffizient die das 30%-Quantil überschreiten, berechnet wurden (\overline{v}_o [m/a] und v_{med} [m/a]).	41
6	Bewegungen für den Gletschereis/see Bereich des schuttbedeckten Gletschers für einzelne Blöcke (sh. Abbildung 25) und die aus diesen Werten ermittelten mittleren Geschwindigkeiten \overline{v}_b [m/a] und deren Standardabweichung σ_b [m/a].	42
7	Mittlere vertikale Veränderung $\Delta h/\Delta t$ [m/a], Median der vertikalen Veränderung med [m/a] und Standardabweichung σ [m/a] für die verschiedenen Gletscher- und Blockgletscherbereiche (sh. Abbildung 22) für die einzelnen Jahresperioden. Zu den Bereichen gehören der periglaziale Teil (B_PERI) und der vom Gletscher beeinflusste Teil (B_GA) des Blockgletschers sowie der schuttbedeckte Gletscher (G_SB_TEIL) und der Gletschereis/see Bereich (G_SE).	48
8	Vorstoss des Blockgletschers von 1994 bis 2016, gemessen auf einer Höhe von 2770 m ü.M.	59

1 Einleitung

1.1 Motivation und Forschungskontext

Klimaveränderungen in Hochgebirgsregionen sind anhand von Gletscherrückzügen reiner Eisgletscher deutlich sichtbar. Doch neben reinen Eisgletschern sind auch Blockgletscher und schuttbedeckte Gletscher von den Klimaveränderungen betroffen. Blockgletscher und schuttbedeckte Gletscher sind im Bezug auf die Klimaerwärmung insbesondere aufgrund der möglichen Abnahme ihrer Stabilität und den dadurch ausgelösten Naturgefahren (z. B. Roer et al., 2008; Haeberli et al., 2010) und ihrem Potenzial als Wasserreservoir von Interesse (z. B. Janke et al., 2017). Blockgletscher können unter anderem durch das Bereitstellen von Sediment Murgänge oder durch loses Geröll an der instabilen Front Steinschläge auslösen (Strozzi et al., 2004; Käab et al., 2005). Informationen über die Kinematik eines schuttbedeckten Gletschers können beim Verstehen der Bildung von Gletscherseen helfen und somit auch Auskunft über die potentielle Gefahr eines Gletscherseeausbruchs geben (Quincey et al., 2009; Benn et al., 2012). Das Verhalten von Blockgletschern, schutfreien sowie schuttbedeckten Gletschern wird unterschiedlich von den Klimaveränderungen beeinflusst. Bei schutfreien Gletschern ist eine Veränderung der Massenbilanz und der Längenänderung sichtbar, welche unverzüglich, respektive verzögert auf eine Klimaveränderung reagieren (Haeberli et al., 2007; Zemp et al., 2008). In den Europäischen Alpen kann seit der kleinen Eiszeit, welche um 1850 endete, generell eine Abnahme in der Massenbilanz und Länge der Gletscher festgestellt werden (Zemp et al., 2015). In den letzten Jahrzehnten, seit etwa Mitte der 1980er Jahre, hat sich der Rückzug der Gletscher beschleunigt (Zemp et al., 2006, 2015). Im Gegensatz zu reinen Eisgletschern sind Auswirkungen der Klimaveränderung auf schuttbedeckte Gletscher weniger gut untersucht. Die Studie von Capt et al. (2016) zeigt jedoch anhand eines schuttbedeckten Gletschers in den Schweizer Alpen, dass die Änderung in der Massenbilanz und die Längenänderung nur begrenzt vom Klima beeinflusst, sondern hauptsächlich durch die Entwicklung der Schuttbedeckung gesteuert werden. Die Dicke der Schuttbedeckung kontrolliert die Ablationsrate (Østrem, 1959), welche ab einer gewissen Dicke reduziert wird und dadurch im Vergleich zum reinen Eisgletscher zu einer verzögerten Reaktion der Massenbilanz und der Längenänderung auf die Klimaerwärmung führen kann. Neben Massenbilanz und Länge kann sich auch die Kinematik der verschiedenen Landschaftsformen verändern. Vor allem bei Blockgletschern kann ein Zusammenhang zwischen der Erwärmung in den Alpen und kinematischen Veränderungen beobachtet werden (Delaloye et al., 2010b; Kellerer-Pirklbauer & Kaufmann, 2012; PERMOS, 2019). Die Reaktion der Kinematik eines reinen Eisgletschers, eines schuttbedeckten Gletschers und eines Blockgletschers auf kurzzeitige Klimaveränderungen ist in Abbildung 1 schematisch dargestellt. Die Bewegung dieser drei Landformen hängt von der internen plastischen Deformation und dem basalen Gleiten ab (Arenson et al., 2002; Benn & Evans, 2014; Dikau et al., 2019). Der Unterschied zwischen den Landformen besteht vor allem in deren Anteilen an Schutt und Eis, dem Wassergehalt und der Dicke der Schuttschicht (Bosson & Lambiel, 2016). Abbildung 1 zeigt, dass eine Zunahme der Schuttdicke den Einfluss des basalen Gleitens, der internen Deformation und der Eisschmelze, welche für die horizontale und vertikale Bewegung von Bedeutung sind, verkleinert. Schuttbedeckte Gletscher und Blockgletscher zeigen ein verspätetes und verlangsamtes Signal auf Klimaänderungen im Vergleich zu reinen Eisgletschern (Bosson & Lambiel, 2016). Vergleiche von reinen Eisgletschern, schuttbedeckten Gletschern und Blockgletschern im Bezug auf ihre Reaktion auf Klimaveränderungen sind eine Herausforderung, da sich die untersuchten Landformen oft nicht am selben Ort befinden und der Einfluss von anderen Faktoren wie zum Beispiel Grösse und Topographie nicht ausgeschlossen werden kann. Um den Einfluss des Klimawandels von jenem anderer Faktoren trennen

zu können, ist es daher von Vorteil, wenn sich die unterschiedlichen Landformen an einem Ort befinden und gleichen klimatischen Bedingungen ausgesetzt sind, wie dies in den Studien von Tanarro et al. (2019) und Bosson & Lambiel (2016) getan wird.

In dieser Masterarbeit werden die Reaktionen von einem Blockgletscher und einem angrenzenden schuttbedeckten Gletscher auf Klimaveränderungen im Bezug auf ihre Kinematik untersucht und verglichen. Die untersuchten Landformen sind der Gruben Blockgletscher und der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers beim Fletschhorngebiet im Wallis (Siehe Abbildung 7). Da der schuttbedeckte Teil des Gletschers und der Blockgletscher sich auf ähnlicher Höhe befinden und gleiche klimatische Bedingungen haben, eignen sie sich gut, um mögliche Prozessunterschiede zwischen diesen beiden Formen herauszuarbeiten. Zusätzlich zur Kinematik des Blockgletschers und des schuttbedeckten Teils des Gletschers wird auch die Morphologie der beiden Formen verglichen. Aufgrund von Gletscherwasserausbrüchen in den Jahren 1968 und 1970 existieren von diesem Gebiet seit 1970 jährliche Luftbilder, welche nach den Ausbrüchen von der Amtlichen Vermessung Schweiz durchgeführt wurden (Käab et al., 1997). Mithilfe dieser Luftbilder wurden Studien über horizontale und vertikale Oberflächenveränderungen des Gruben Blockgletschers zwischen 1970 und 1995 (Käab et al., 1997) und des Grubengletschers zwischen 1973 und 1992 (Käab, 2000) durchgeführt. Um diese Veränderungen zu bestimmen, wurden luftphotogrammetrische Messungen durchgeführt. Luftbildphotogrammetrie gewinnt aus Luftbildern geometrische Informationen über Objekte und Vorgänge (Käab, 1996). Diese Arbeit baut auf diesen vorangehenden Arbeiten auf und analysiert die Luftbilder zwischen 1994 und 2016.

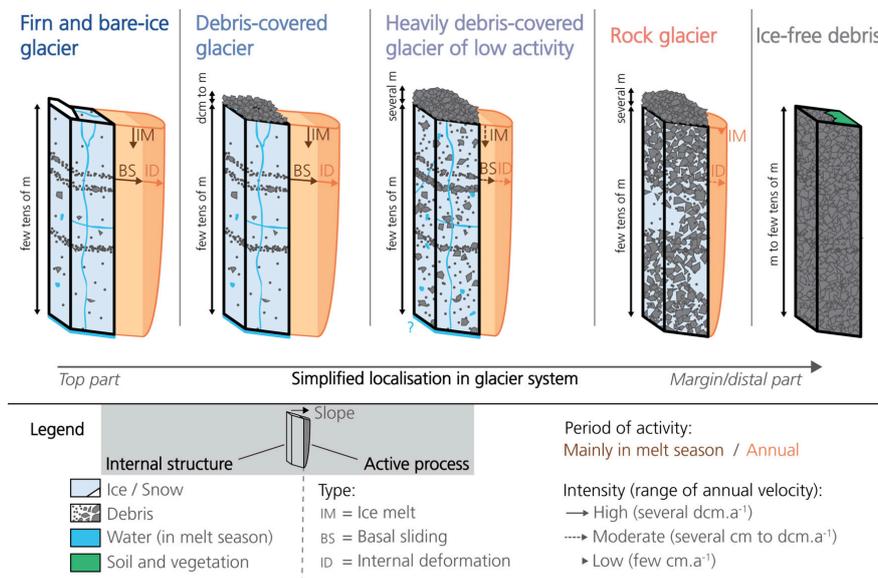


Abbildung 1: Schematische Darstellung eines reinen Eisgletschers ("Firn and bare-ice glacier"), eines schuttbedeckten Gletschers ("Debris-covered glacier"), eines stark schuttbedeckten Gletschers mit einer geringen Aktivität ("Heavily debris-covered glacier of low activity"), eines Blockgletschers ("Rock glacier") und einer eisfreien Schuttschicht ("Ice-free debris") mit den stattfindenden Prozessen bei kurzzeitigen Klimaveränderungen. Zu den aktiven Prozessen gehören die Eisschmelze (IM), das basale Gleiten (BS) und die interne Deformation (ID). Die Intensität reicht dabei von tief ("Low") über mittel ("Moderate") bis hoch ("High") (von Bosson & Lambiel, 2016: 14).

1.2 Zielsetzung und Fragestellung

Das Ziel dieser Masterarbeit ist es, die Veränderung des Gruben Blockgletschers und des schuttbedeckten Teils des Grubengletschers zwischen 1994 und 2016 zu analysieren und Unterschiede in Form und Prozess zu untersuchen. Konkret ergeben sich daraus folgende Forschungsfragen:

- Welche morphologischen Unterschiede bestehen zwischen dem Gruben Blockgletscher und dem schuttbedeckten Teil des Grubengletschers?
- Wie entwickeln sich der Gruben Blockgletscher und der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers zwischen 1994 und 2016 in Bezug auf die Kinematik?
- Wie unterscheiden sich der Gruben Blockgletscher und der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers als Indikatoren für Klimaveränderungen?

Die Fragen versuchen folgende Hypothesen zu unterstützen oder zu widerlegen:

- Der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers zeigt andere morphologische Formen als der Gruben Blockgletscher.
- Der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers und der Gruben Blockgletscher zeigen Unterschiede in der Absenkung und der horizontalen Bewegung zwischen 1994 und 2016.
- Der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers und der Gruben Blockgletscher eignen sich als Indikatoren für Klimaveränderungen, aber mit unterschiedlichen Reaktionszeiten.

Um die Forschungsfragen zu beantworten werden die geomorphologischen Merkmale der beiden Landformen kartiert und die horizontale Oberflächengeschwindigkeit und die vertikale Oberflächenveränderungen mittels Luftphotogrammetrie bestimmt.

2 Theoretische Grundlagen

Im folgenden Kapitel sind die Landformen Blockgletscher und schuttbedeckter Gletscher im einzelnen definiert und im Bezug auf ihr kinematisches Verhalten und ihre Reaktion auf Klimaveränderung genauer beschrieben.

2.1 Blockgletscher

2.1.1 Definition Blockgletscher

Über die Definition eines Blockgletschers wird viel debattiert (Hamilton & Whalley, 1995; Berthling, 2011; Janke et al., 2015). Dabei wird vor allem die Frage nach dem Ursprung des Blockgletschers intensiv diskutiert. Es gibt Studien in denen die Meinung eines periglazialen Ursprungs des Blockgletschers (z.B. Wahrhaftig & Cox, 1959; Barsch, 1992; Haeberli et al., 2010) und solche, in denen die Meinung eines glaziogenen Ursprungs des Blockgletschers vertreten wird (z.B. Potter, 1972; Humlum, 1996; Clark et al., 1998; Monnier & Kinnard, 2015; Anderson et al., 2018). Geomorphologisch wird der Blockgletscher oft als zungen- oder lappenförmiger Körper mit einer steilen Front beschrieben, der üblicherweise Rücken und Mulden aufweist (wie in Potter, 1972). Andere Definitionen beinhalten auch die stattfindenden Prozesse und das Material, wie zum Beispiel in Haeberli (1985), welcher Blockgletscher als ganzjährig gefrorene Schuttmassen definiert, die hangabwärts fließen. In dieser Arbeit wird nicht auf die Debatte des Ursprungs eingegangen und eine morphologische und prozessorientierte Definition des Blockgletschers verwendet: ein aufgrund der internen Deformation des Eises abwärts kriechender, zungen- oder lappenförmiger Körper mit einer steilen Front, der aus ganzjährig gefrorenem Schutt besteht und Porenis, Eislinsen oder auch Eiskörper enthalten kann (Potter, 1972; Barsch, 1988, 1996).

2.1.2 Blockgletscher Vorkommen

Für die Bildung eines Blockgletschers muss eine Schuttquelle und Permafrost vorhanden sein (Haeberli, 1985). Blockgletscher sind somit ein morphologischer Indikator für das Vorkommen von Permafrost (Haeberli, 1985), welcher Temperaturen unter 0°C über zwei oder mehr aufeinanderfolgender Jahre voraussetzt (Gruber & Haeberli, 2009). Blockgletscher kommen daher in Gebieten mit mittlerer Lufttemperatur von unter -1°C bis -2°C und mit jährlichem Niederschlag von weniger als 2000 mm vor (Haeberli, 1985). Sie befinden sich oft unter Felswänden mit Geröllzufuhr oder unterhalb von Moränen (Barsch, 1996). Der typische Eisgehalt von Blockgletschern liegt zwischen 50-70 % (Potter, 1972; Haeberli et al., 2006). Blockgletscher können aufgrund ihrer Aktivität in drei verschiedene Klassen eingeteilt werden. Es gibt aktive, inaktive und reliktsche (d.h. ausgeschmolzene und eingefallene) Blockgletscher (Barsch, 1996; Ikeda & Matsuoka, 2002). Die drei Typen des Blockgletschers sind in Abbildung 2 dargestellt. Der aktive und inaktive Blockgletscher enthalten Permafrost. Während der aktive Blockgletscher sich durch interne Permafrostdeformation hangabwärts bewegt, findet im inaktiven Blockgletscher keine Bewegung mehr statt. Laut Barsch (1996) gibt es zwei mögliche Ursachen, die zu einem inaktiven Blockgletscher führen können: klimatische oder dynamische. Dynamische Inaktivität kann durch Abnahme des Gefälles oder Abnahme der Schutt- und Eiszufuhr entstehen. Zur klimatischen Inaktivität dagegen führt das Schmelzen des im Blockgletscher enthaltenen Eises. Das Schmelzen des Eises führt dabei zu einer

Absenkung der Blockgletscheroberfläche. Im reliktschen Blockgletscher hat es weder Permafrost noch ist eine Bewegungen durch Permafrostkriechen vorhanden.

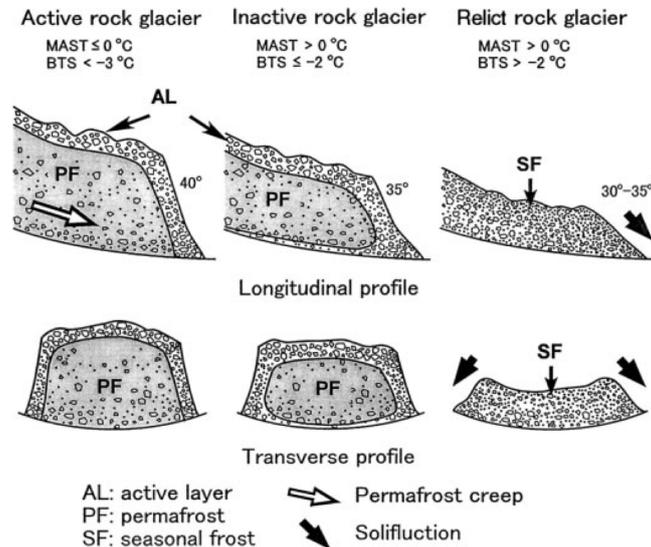


Abbildung 2: Schematische Profile von einem aktiven ("Active rock glacier"), inaktiven ("Inactive rock glacier") und reliktschen Blockgletscher ("Relict rock glacier"). Dargestellt sind der Auftauboden (AL), der Permafrost (PF) und der saisonale Frost (SF). Mit Pfeilen ist das Permafrostkriechen ("Permafrost creep") und die Solifluktion ("Solifluction") gekennzeichnet (von Ikeda & Matsuoka, 2002: 158).

2.1.3 Blockgletscher Kinematik

Blockgletscher bewegen sich durch Permafrostkriechen, wobei die Deformation aufgrund von interner plastischer Deformation und Scherung an einem Gleithorizont stattfindet. Inklinometermessungen in Bohrlöchern zeigen die Lage des Scherhorizontes sowie die interne Deformation von Blockgletschern (sh. Arenson et al., 2002). Die aus der Deformation resultierende horizontale Bewegungsrate wird durch externe Faktoren wie Gefälle und Sedimentzufuhr, sowie interne Faktoren wie Partikelgrösse, Eisgehalt, Mächtigkeit des Blockgletschers und ungefrorenem Wassergehalt beeinflusst (Haeberli, 1985; Käab, 2005; Haeberli et al., 2010). In Abbildung 3 sind die zwei Prozesse – interne plastische Deformation und Scherung an einem Gleithorizont – schematisch dargestellt. Neben der plastischen Deformation und der basalen Scherung sind auch die Senkung und Hebung der Oberfläche angedeutet. Eine Absenkung der Blockgletscheroberfläche kann durch eine Änderung der Massenbilanz z.B. durch Schmelzen des Eises oder Zunahme der Fliessgeschwindigkeit in Fliessrichtung stattfinden. Im Gegensatz dazu kann sich die Oberfläche durch Schutzzufuhr, Abnahme des Gletscherquerprofils bei gleichbleibender Geschwindigkeit oder Abnahme der Fliessgeschwindigkeit in Fliessrichtung aufgrund von Kompression heben (sh. Roer, 2005).

Im Gegensatz zu Eisgletschern stösst die Front von aktiven Blockgletschern aufgrund der limitierten Eisschmelze und der Geröllzusammensetzung kontinuierlich vor (Käab, 2005). Wahrhaftig & Cox (1959) und Haeberli (1985) beschreiben verschiedene Vorstossmechanismen von Blockgletschern (sh. Abbildung 4). Die Art des Vorstosses hängt vom Verhalten des Permafrostkriechens ab, welches von reinem

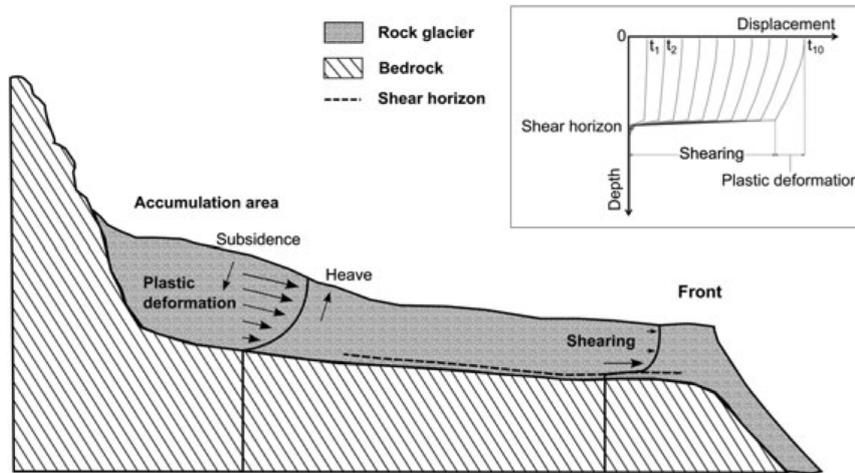


Abbildung 3: Schematische Darstellung der Deformation eines idealisierten Blockgletschers. Die plastische Deformation (“Plastic deformation”) dominiert in der Akkumulationszone (“accumulation area”) des Blockgletschers und nimmt mit dünner werdender Mächtigkeit des Blockgletschers hangabwärts ab, wobei die basale Scherung (“Shearing”) zum dominanten Deformationsprozess wird. Durch Zunahme der Deformationsraten in Richtung der Oberfläche des Blockgletschers, findet dort eine Oberflächenabsenkung (“Subsidence”) und in Richtung der Bewegung eine Hebung (“Heave”) der Masse statt (von Kenner et al., 2017: 682).

basalen Gleiten bis zu unterschiedlichen Geschwindigkeiten in verschiedenen Schichten reichen kann. Anhand der vertikalen Verteilung der horizontalen Geschwindigkeit $v_x(z, t)$ (x ist die horizontale Lage, z die vertikale Lage und t die Zeit), der Veränderung des Eisvolumens $b_{ice}(z, t)$, welches durch Schmelzen und Gefrieren von Eis und Wasser im vorstossenden Material verändert wird, der Veränderung des Luftgehalts $b_{air}(z, t)$ und der Erosion und Entfernung von Geröll an der Front $b_{erosion}(z, t)$, kann die Vorstossrate \dot{a} eines Blockgletschers mit Gleichung 1 abgeschätzt werden (Kääb, 2005):

$$\dot{a} = \frac{1}{h} \left(\int_0^h v_x dz + \int_0^h b_{ice} dz + \int_0^h b_{air} dz + \int_0^h b_{erosion} dz \right). \quad (1)$$

Die horizontalen und vertikalen Veränderungen und das Fortschreiten der Front können auf dem Blockgletscher gemessen werden. Um die Oberflächenbewegungen zu messen, werden verschiedene Methoden wie Terrestrisches Laserscanning, Airborne-Laserscanning, differenzielle Radarinterferometrie (DInSAR), in situ Messungen mit dem Globalen Positionsbestimmungssystem (GPS), Tachymeter Vermessungen und Luftphotogrammetrie verwendet (sh. z.B. Kääb et al., 1997; Strozzini et al., 2004; Anderson & Anderson, 2016; Kenner et al., 2017; Zahs et al., 2019). Horizontale Geschwindigkeiten von Blockgletschern liegen typischerweise zwischen 1–2 m/a (Barsch, 1996). Es können saisonale, jährliche und zehnjährliche Veränderungen in der Bewegung von Blockgletschern beobachtet werden. Saisonale Schwankungen der Blockgletschergeschwindigkeit scheinen vor allem durch die Wasserverfügbarkeit kontrolliert zu sein (Ikeda et al., 2008; Delaloye et al., 2010b; Kenner et al., 2017), da die Wasserzufuhr und der Wasserdruck einen Einfluss auf den Reibungswiderstand an der Scherzone haben (Harbor, 1997). Zwischenjährliche Schwankungen werden in Zusammenhang gestellt mit externen Klimafaktoren wie Temperatur oder der Schneedeckenentwicklung (Delaloye et al., 2010b). Die Temperatur beeinflusst die interne plastische Deformation von Blockgletschern durch Veränderungen in der Viskosität,

Härte, Scher- und Druckfestigkeit des Permafrosteises (Barnes et al., 1971). Zehnjährliche Entwicklungen in den Schweizer Alpen zeigen vor allem eine Zunahme der Oberflächengeschwindigkeit seit den 1980er Jahren, welche wahrscheinlich von wärmerer Permafrost- oder Lufttemperatur verursacht wurde (Delaloye et al., 2010a) (sh. auch Kapitel 2.1.4).

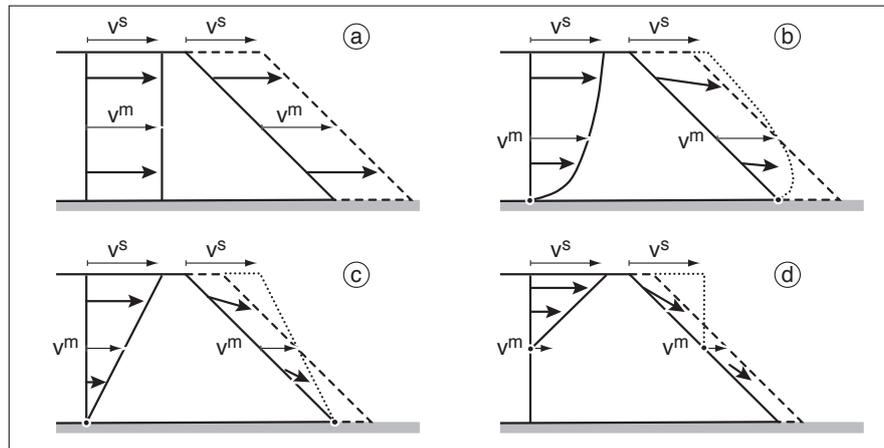


Abbildung 4: Schema von Blockgletschervorstossmechanismen als Funktion von Geschwindigkeitsvariationen mit der Tiefe (von Kääb, 2005: 160, modifiziert nach Wahrhaftig & Cox, 1959). Die Pfeile deuten die Oberflächengeschwindigkeit v^s und die mittlere Geschwindigkeit v^m von der deformierenden Schicht an. Die gepunktete Linie zeigt wie die Front hypothetischerweise aufgrund der horizontalen Bewegung der einzelnen Schichten aussehen würde. Die gestrichelte Linie zeigt die Form der Front nach der gleichmässigen Verteilung der bewegten Masse. Eisschmelze wird in der Grafik nicht berücksichtigt.

2.1.4 Reaktion auf Klimaveränderungen

Mit der Klimaänderung verbundene, steigende Temperaturen (Hock et al., 2019) können durch die Erwärmung von Blockgletschern zu Veränderungen des Kriechverhaltens von Permafrostkörpern führen (Delaloye et al., 2010b; Kellerer-Pirklbauer & Kaufmann, 2012; Kenner et al., 2017). Einerseits verändern wärmere Temperaturen die rheologischen Eigenschaften (Verformungs- und Fliesseigenschaften) von Blockgletschern, was eine höhere interne Deformation zur Folge haben kann (Roer et al., 2008). Andererseits kann das Schmelzen des Eises die Wasserzufuhr erhöhen, was den Prozess des basalen Gleitens durch das Herabsetzen der Reibung beeinflusst (Kenner et al., 2017) und zu einer beschleunigten Bewegung führt. Neben der Veränderung der Bewegung des Blockgletschers kann durch das Schmelzen des Eises auch eine Absenkung der Oberfläche stattfinden. Die Degradation des Blockgletschers kann dabei so weit fortschreiten, dass sich aus einem aktiven Blockgletscher zuerst ein inaktiver und dann ein reliktscher Blockgletscher entwickelt (Barsch, 1996) (sh. Abbildung 2).

Anhand von numerischen Modellierungen kann der Effekt von Temperaturerhöhungen und Veränderungen der Sedimentzufuhr auf die horizontale Oberflächengeschwindigkeit, die Oberflächengeometrie und die Blockgletschermächtigkeit analysiert werden (sh. Müller et al., 2016). Müller et al. (2016) wenden für die Untersuchung des Einflusses von Veränderungen in der Temperatur, Sediment und Eiszufuhr der Blockgletscher numerische Modellierungen an zwei Blockgletschern in den Schweizer Alpen an. Es wird bei ihren Modellierungen angenommen, dass die Sedimentzufuhr aufgrund der Klimaer-

wärmung kurzfristig ansteigt, längerfristig aber sinkt (Krautblatter et al., 2013). Die numerischen Modellierungen unter steigender Temperatur zeigen, dass sich die horizontale Oberflächengeschwindigkeit über den Blockgletschern bei konstanter Materialzufuhr bei Einsetzen der höheren Temperatur sofort erhöht und anschliessend mit der Zeit wieder abnimmt. Die Oberfläche senkt sich im oberen Teil von den Blockgletschern durch die erhöhte horizontale Geschwindigkeit ab, wird an der Front dicker und bewegt sich in Fließrichtung weiter. Im Gegensatz dazu zeigen die Modellsimulationen, dass ein Ausbleiben der Sedimentzufuhr horizontale Oberflächengeschwindigkeiten reduziert, welche an der Front der Blockgletscher am höchsten sind. Gründe für diese Abnahme sind das Dünnenwerden der Blockgletscher, das geringere Gefälle und der geringere Druck durch die fehlende Materialzufuhr. Das Fehlen der Schutzzufuhr führt auch dazu, dass der Vorstoss von den Blockgletschern mit der Zeit abnimmt. Eine Kombination von Temperaturerhöhung und Abnahme der Schutzzufuhr zeigen bei den Modellierungen ein Dünnenwerden von den Blockgletschern im oberen Teil und eine anfängliche Zunahme der horizontalen Oberflächengeschwindigkeit über den gesamten Blockgletscher (Müller et al., 2016). Bei den Modellierungen von der Blockgletscheroberfläche, der Blockgletscherlänge und der Kriechgeschwindigkeit des Blockgletschers verwenden Müller et al. (2016) eine Formel für die Oberflächengeschwindigkeit des Blockgletschers u_s , basierend auf dem Gletschen Fließgesetz (Gleichung 2):

$$u_s = \frac{2A}{n+1} (\rho_r g \frac{\delta s}{\delta x})^n h^{n+1}. \quad (2)$$

Dabei ist ρ_r die Blockgletscherdichte, A der Ratenfaktor, n der Fließexponent, g die Gravitationskonstante, h die Blockgletscherdicke und $\frac{\delta s}{\delta x}$ die lokale Oberflächenneigung.

Die Gleichung stimmt mit jener für Gletschereis überein (Cuffey & Paterson, 2010), wobei sich aber Ratenfaktoren A und Fließexponenten n aufgrund der unterschiedlichen Materialzusammensetzung unterscheiden.

2.2 Schuttbedeckte Gletscher

2.2.1 Definition schuttbedeckte Gletscher

Ein schuttbedeckter Gletscher ist ein Gletscher bei welchem ein Teil des Ablationsgebietes auf der gesamten Breite durchgehend mit Schutt bedeckt ist (Kirkbride, 2011).

2.2.2 Schuttbedeckte Gletscher Vorkommen

Schuttbedeckte Gletscher entwickeln sich aus Gletschern in Bergregionen bei welchen eine Schutzzufuhr durch Massenbewegungen wie Steinschlag, Felsstürze, Rutschungen und Schnee/Eislawinen stattfindet (Hambrey et al., 2008; Kirkbride & Deline, 2013; Gibson et al., 2017; Van Woerkom et al., 2019) oder erodierter Schutt des Gletscherbetts an die Oberfläche transportiert wird (Spedding, 2000; Hambrey et al., 2008; Van Woerkom et al., 2019). Im Akkumulationsgebiet abgelagerter Schutt wird durch englazialen (im Gletscher stattfindenden) Transport durch den Gletscher transportiert und im Ablationsgebiet an die Oberfläche befördert (Kirkbride & Deline, 2013; Anderson & Anderson, 2016). In verschiedenen Teilen der Welt ist eine Zunahme der schuttbedeckten Fläche auf Gletschern zu beobachten (sh. dazu Tabelle 1 in Kirkbride & Deline, 2013). Gründe für diese Zunahme können unter anderem eine Zunahme an verfügbarem Schutt oder eine Zunahme der Ablation und Abnahme der Fließgeschwindigkeit

sein (Kirkbride & Deline, 2013). Die Schuttverfügbarkeit kann durch Abnahme der Hangstabilität aufgrund der Erwärmung des Permafrostes oder des Rückzugs des Gletschers zunehmen (Kääb et al., 2006; Bosson et al., 2015).

2.2.3 Schuttbedeckte Gletscher Kinematik

Verantwortlich für die Bewegung von Gletschern sind plastische Deformation und basales Gleiten (Benn & Evans, 2014). Im Akkumulationsgebiet eines Gletschers zeigen die Bewegungsvektoren des Eiskörpers in Richtung Gletscherbett. Im Ablationsgebiet zeigen diese Vektoren wegen Abnahme der Eismasse zur Oberfläche hin. Schutt, der im Akkumulationsgebiet auf die Eisoberfläche gelangt, wird entlang dieser Bewegungsvektoren transportiert (Rowan et al., 2015) (sh. Abbildung 5). Hohe Konzentrationen an Schutt im Eis können einen Einfluss auf die Eisdeformation (Paterson, 1994) und das basale Gleiten haben (Iverson et al., 2003). Die Oberflächengeschwindigkeit des Gletschers setzt sich aus der Geschwindigkeit der plastischen Deformation und der Geschwindigkeit des basalen Gleitens zusammen. Diese Geschwindigkeit wird bei schutfreien Gletschern durch die Eismächtigkeit, die Eistemperatur, die Neigung des Gletscherbettes und den Deformationsprozessen am Gletscherbett beeinflusst (Dikau et al., 2019). Zusätzlich kann bei schuttbedeckten Gletschern die Menge an englazial transportiertem Schutt die Geschwindigkeit beeinflussen indem die Eisdeformation reduziert wird (Paterson, 1994). Die Schuttstärke auf der Gletscheroberfläche hat ausserdem einen Einfluss auf die Eismächtigkeit, weil sie die Ablationsrate verändert (Anderson & Anderson, 2016). Eine dünne Schuttbedeckung führt durch Abnahme der Albedo zu erhöhtem Schmelzen, während ab einer gewissen Dicke die Schuttdecke das darunterliegende Eis vor dem Schmelzen schützt (Østrem, 1959). Anderson & Anderson (2016) zeigen anhand von numerischen Modellierungen der Oberflächengeschwindigkeiten schutfreier und schuttbedeckter Gletscher, dass die Abnahme der Ablationsrate im schuttbedeckten Teil des Gletschers zu einer Reduzierung des Geschwindigkeitsgradienten im Vergleich zum schutfreien Gletscher führt.

Vertikale Oberflächenveränderungen von Gletschern können durch Änderung des Fliessverhaltens oder der Massenbilanz verursacht werden (Benn et al., 2012). Die Massenbilanz ihrerseits wird von der topographischen Lage, den Reliefeigenschaften und den damit verbundenen Niederschlags- und Temperaturregimen gesteuert (Dikau et al., 2019). Bei schuttbedeckten Gletschern wird die Massenbilanz zusätzlich durch die Schuttstärke beeinflusst, welche je nach Dicke die Ablationsrate verringert oder vergrössert (Østrem, 1959). Ist die Schuttbedeckung genügend gross, führt dies zu einem reduzierten Massenbilanzgradienten (sh. Abbildung 5) (Anderson & Anderson, 2016). Für die Messung der Oberflächengeschwindigkeit und der Höhenänderung des schuttbedeckten Gletschers, können die gleichen Methoden angewendet werden wie beim Blockgletscher (sh. Kapitel 2.1.3)

2.2.4 Reaktion auf Klimaveränderungen

Schuttbedeckte Gletscher reagieren auf Klimaveränderungen wie Temperaturerhöhungen hauptsächlich durch Massenverlust und Oberflächenabsenkung aber weniger durch Gletscherrückzug (Hambrey et al., 2008). Schuttbedeckte Gletscher im Himalaya zeigen nur wenig bis gar keine Veränderung der Zungenposition auf eine Zunahme der Temperatur (Benn et al., 2012). Das Schmelzen von Eis in Folge erhöhter Temperaturen kann zur Freisetzung von englazialem Schutt führen, was eine Zunahme der Schuttbedeckung bewirken kann (Kirkbride & Deline, 2013). Die Zunahme der Schuttbedeckung ist auf schuttbedeckten Gletschern in verschiedenen Teilen der Welt sichtbar (Kirkbride & Deline, 2013). Eine dicke Schuttbedeckung wiederum führt zu tieferen Ablationsraten am Zungenende des schuttbe-

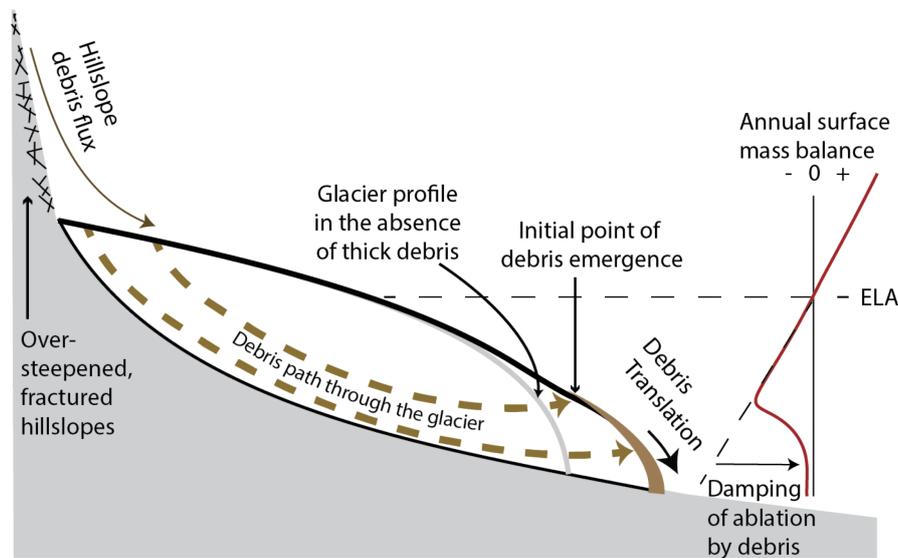


Abbildung 5: Schematische Darstellung eines schuttbedeckten Gletschers. Der Schutt, welcher am Gletscherende auf dem Gletscher abgelagert wird oder aus dem Gletscher austritt, reduziert die Ablationsrate (“Damping of ablation by debris”). Dies führt zu einer Reduktion des Eisabflussgradienten und geringeren Längenänderungen des Gletschers. Gestrichelt ist der Transport des Schutts (“Debris path through the glacier”) angedeutet (aus Anderson & Anderson, 2016: 1106).

deckten Gletschers, als weiter oberhalb beim Übergang vom schutfreien zum schuttbedeckten Teil des Gletschers. Durch die Umkehr des Ablationsgradienten werden der Druck und der Eisfluss reduziert, was sich in einer Geschwindigkeitsabnahme äussern kann (Quincey et al., 2009). Der Effekt der Klimaerwärmung auf die Massenbilanz eines schuttbedeckten Gletschers ist in Abbildung 6 schematisch dargestellt.

Benn et al. (2012) sehen drei mögliche Prozessregime von schuttbedeckten Gletschern während Perioden mit negativer Massenbilanz aufgrund von Temperaturerhöhungen. Im Regime 1 führt die Schuttbedeckung am Zungenende zu einer Umkehrung des Ablationsgradienten. Am höchsten ist die Schmelzrate in der Mitte der Ablationszone wo durch eine dünne Schuttbedeckung die Albedo am tiefsten ist. Das Schmelzwasser im Gletscher wird effizient abgeführt und es findet kaum Wasserspeicherung im Gletscher statt. Im Regime 2 führen die Umkehrung des Ablationsgradienten und der durch geringere Akkumulation (aufgrund der höheren Schneegrenze und der höheren Schmelzrate) reduzierte Eisfluss zu einer Abnahme der Gletschergeschwindigkeit. Die Umkehrung des Ablationsgradienten und die damit verbundene Änderung der Oberflächenneigung kann auch zu vermehrter Bildung von supraglazialen Seen führen. Die Bildung von Seen hat eine grössere Ablationsrate an deren Rand zur Folge, was zu einer Verstärkung des Eisverlustes führt. Das Regime 3 ist geprägt durch eine hohe Wasserspeicherung und den Rückzug des Gletschers durch Kalben. Das Kalben ereignet sich in einen See, der durch einen Moränendamm aufgestaut wird und bis auf das Gletscherbett reicht.

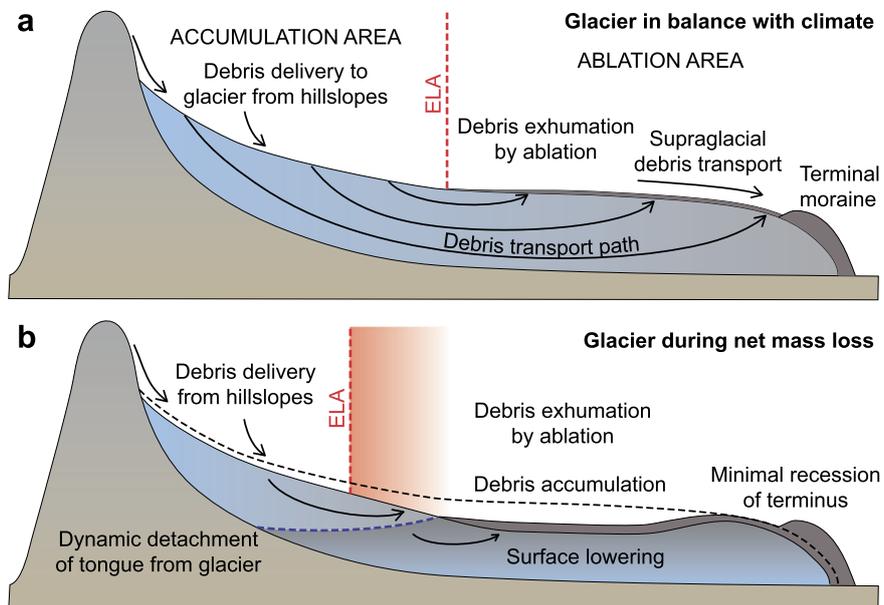


Abbildung 6: Modell von der Entwicklung eines schuttbedeckten Gletschers im Himalaya. (a) zeigt den schuttbedeckten Gletscher im Gleichgewicht mit dem Klima ("Glacier in balance with climate") und (b) während Massenverlust durch erwärmendes Klima ("Glacier during net mass loss") (aus Rowan et al., 2015: 428).

3 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Schweiz im Kanton Wallis oberhalb von Saas-Balen und umfasst den Grubengletscher und den Gruben Blockgletscher (sh. Abbildung 7). Diese beiden Landformen befinden sich in einem Bergkessel zwischen dem Äusseren Rothorn (3147 m ü. M.), der Senggchuppa (3607 m ü. M.), dem Fletschhorn (3985 m ü. M.) und dem Inner Rothorn (3453 m ü. M.). Sie sind umgeben von einigen Gletscherseen, welche sich durch Schmelzwasser geformt haben. Die umliegenden Felsen bestehen aus Gneisen des Mittelpenninikums. Das Gebiet liegt in diskontinuierlichem Permafrost (BAFU Gefahrenpraevention, 2005) und ist geprägt von Gletschereinflüssen. Abbildung 8 zeigt die geomorphologische Karte des Grubengletschergebietes. Das Alter der Moränen entspricht den Gletscherhochständen im 19. Jahrhundert (in den Jahren 1820 und 1850) und kleineren Vorstössen um 1880/1890 und um 1920 (Holzhauser, 1982).

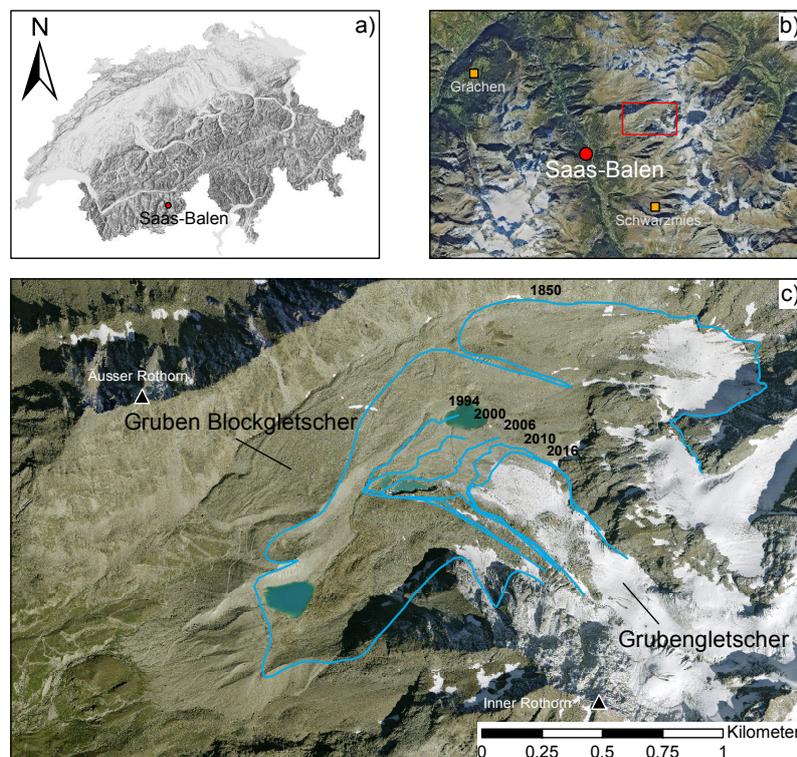


Abbildung 7: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. (a) Lage der Untersuchungsregion in der Schweiz (Hintergrund: Bundesamt für Landestopografie swisstopo, 2020), (b) Lage der Untersuchungsregion in der Nähe von Saas Balen mit den Messstationen Grächen und Schwarzries (Hintergrund: Bundesamt für Landestopografie swisstopo, 2014), (c) Untersuchungsregion mit in blau dargestellten Gletscherausbreitungen der Jahre 1850, 1994, 2000, 2006, 2010 und 2016 (Daten der Gletscherausdehnungen: 1850: Maisch et al., 2000 und Paul, 2004; 1994, 2000, 2006, 2010 und 2016: entnommen aus den Orthophotos aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo (sh. Kapitel 4.1)). Das Hintergrundbild stammt vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo (2014).

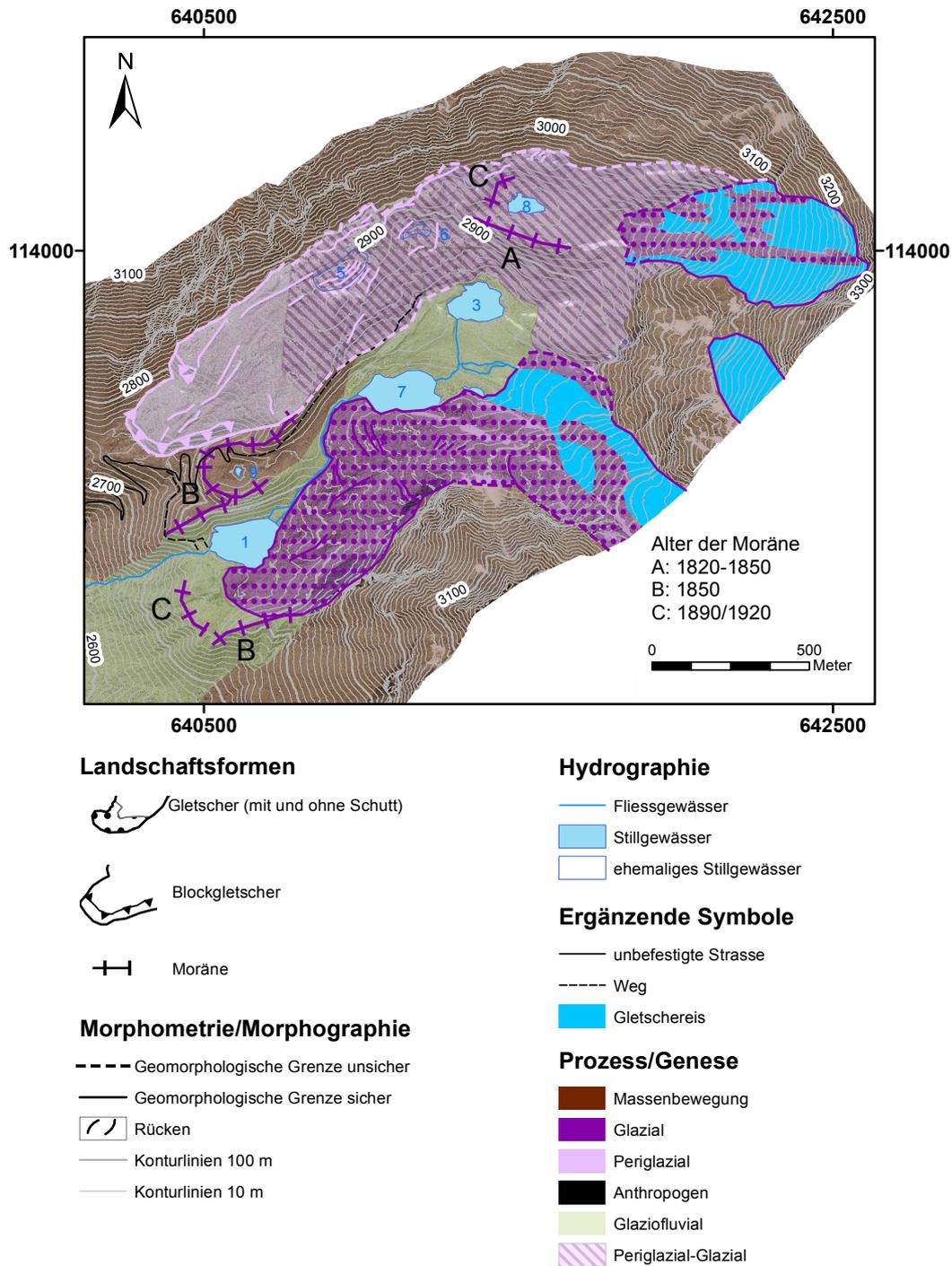


Abbildung 8: Geomorphologische Karte des Grubengletschergebietes. Das Alter der Moränen wurde aus Whalley, 1979 (Alter A) und Haerberli et al., 1979 (Alter B und C) entnommen. Die Nummerierung der Seen entspricht jener aus Haerberli et al. (2001), wobei See Nr. 7 und Nr. 8 neu entstandene Seen sind. Die geomorphologische Karte wurde in dieser Arbeit anhand des Orthophotos und des Höhenmodells von 2016 erstellt. Zusätzlich dienten Informationen über die Gletscherausdehnungen der Jahre 1850 (Maisch et al., 2000; Paul, 2004) und 1973 (Müller et al., 1976; Maisch et al., 2000; Paul, 2004) und geomorphologische Kartierungen von Barsch et al. (1979), Haerberli et al. (1979) und Whalley (1979) als Hilfe bei der Herstellung der geomorphologischen Karte.

Im Folgenden ist das Klima des Untersuchungsgebiets und anschliessend der Grubengletscher und der Gruben Blockgletscher genauer beschrieben. Weiter wird kurz auf das Grubengletschergebiet als Forschungsgebiet eingegangen.

3.1 Klima

Klimanormwerte (klimatologische Mittelwerte aus langjährigen Messwerten) von der Messstation Grächen (sh. Abbildung 7), welche ca. 10 km vom Grubengebiet auf 1605 m ü. M. liegt (Koordinaten 630738/116062) (MeteoSchweiz, 2016), zeigen für die Periode von 1961–1990 ein Jahresmittel der Temperatur von 4.2 °C mit 653 mm Niederschlag pro Jahr. Für die Periode von 1981–2010 beträgt die Jahresmitteltemperatur 5.1 °C mit einem Niederschlag von 653 mm pro Jahr. In Abbildung 9 sind die Tagesmittel der Lufttemperatur 2 m über dem Boden [°C], die Niederschlagssumme über 24 Stunden [mm] sowie die Gesamtschneehöhe [cm] ab dem 01. Januar 1998 von der Messstation Schwarzries (sh. Abbildung 7), welche auf 2810 m ü. M. liegt (Koordinaten 641400/108200), dargestellt. Die in der Abbildung 9 verwendeten meteorologischen Daten stammen vom Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung und sind über die Datenplattform IDAWEB zugänglich.

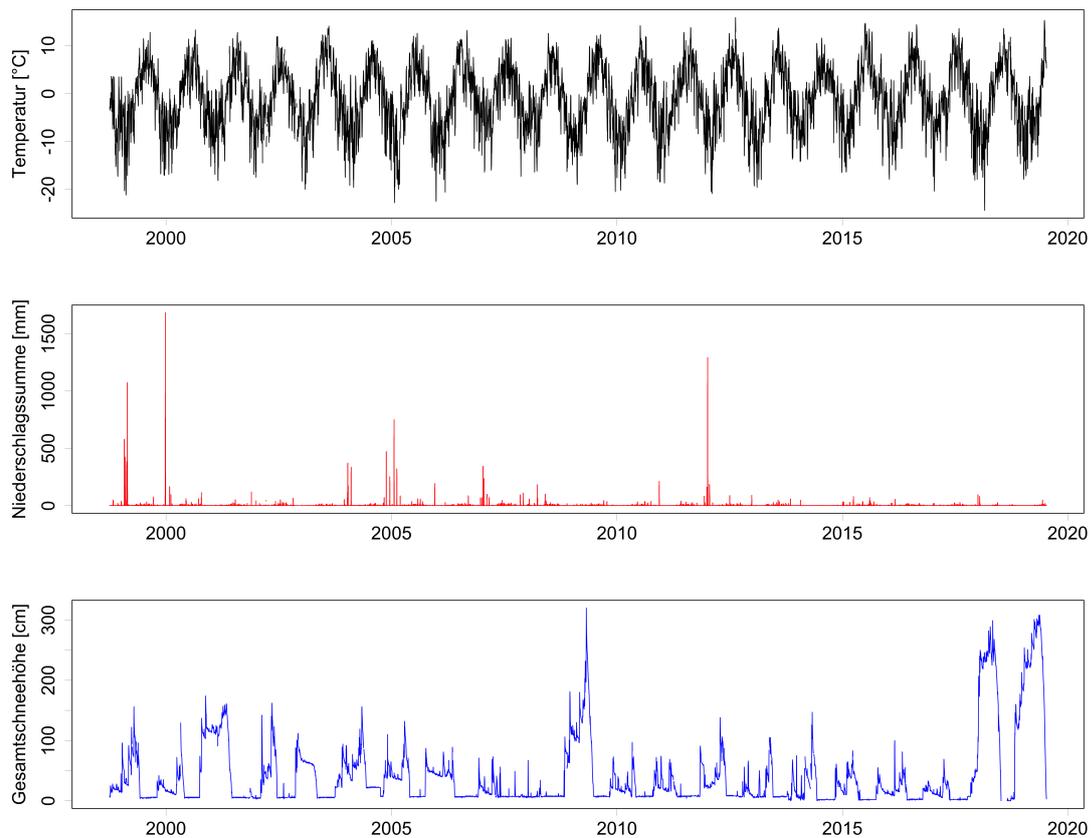


Abbildung 9: Tagesmittel der Lufttemperatur 2 m über dem Boden [°C], Niederschlagssumme über 24 Stunden [mm] sowie Gesamtschneehöhe [cm] (Daten vom Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung).

3.2 Grubengletscher

Der Grubengletscher ist ein schuttbedeckter Gletscher, welcher sich von ca. 2770 m ü. M. bis zum Fletschhorn von 3985 m ü. M. erstreckt. Er ist von proglazialen und randglazialen Seen umgeben. Proglaziale Seen entstehen vor sich zurückziehenden Gletscherzungen durch Rückstau von Schmelzwasser hinter einer Stirnmoräne oder der Ansammlung von Wasser in vom Gletscher auserodierten Becken. Randglaziale Seen sind Ansammlungen von Schmelzwasser hinter Gletschereis. Die Grösse der Eisfläche des Grubengletschers beträgt ca. 0.9 km² und die Grösse des schuttbedeckten Teils des Grubengletschers ca. 0.4 km² (Abschätzung anhand des Orthophotos von 2016 (sh. Kapitel 4.1) und Daten von GLIMS & NSIDC, 2005). Die Mächtigkeit des schuttbedeckten Teils des Grubengletschers wird mit Hilfe von elektrischen Widerstandsmessungen auf bis zu 40 m geschätzt (sh. Haerberli & Fisch, 1984 Abbildung 3).

Temperaturmessungen am Grubengletscher und Beobachtungen beim Bau eines Eisstollens deuten auf einen teilweise kalten (unter dem Druckschmelzpunkt liegende Gletscherinnentemperatur) Gletscher hin, der an den Randteilen angefroren ist (Haerberli, 1976). Das Vorkommen von kaltem Eis ist relativ selten in den Alpen (Haerberli, 1976; Suter et al., 2001; Eisen et al., 2009; Ryser et al., 2013), wo die meisten Gletscher temperiert sind. Ein weiteres Beispiel für einen polythermalen Gletscher in den Schweizer Alpen ist der Grenzgletscher im Wallis, wobei dort die Ursache wahrscheinlich im hoch gelegenen Akkumulationsgebiet liegt (Ryser et al., 2013). Beim Grubengletscher könnte das Vorkommen von kaltem Eis im Zusammenhang mit dem lokalen Auftreten von Permafrost stehen (Haerberli, 1976).

3.3 Gruben Blockgletscher

Der Gruben Blockgletscher liegt nordwestlich vom schuttbedeckten Teil des Grubengletschers. Er beginnt auf einer Höhe von ca. 2900 m ü. M. und endet auf einer Höhe von ca. 2760 m ü. M. Der obere Teil des Blockgletschers wurde während des Holozäns durch Vorstösse und Rückzüge des Grubengletschers beeinflusst (Haerberli et al., 1979). Heute ist vor allem noch der Einfluss des Vorstosses von 1850 auf die Oberflächenstruktur und das kinematische Verhalten des Blockgletschers sichtbar (Haerberli et al., 1979; Käab et al., 1997). Der Blockgletscher wurde daher von Käab et al. (1997) in zwei Teile unterteilt. In einen periglazialen Teil, welcher sich im Bereich der Zunge befindet, und einen vom Gletscher beeinflussten Teil, welcher oberhalb des periglazialen Teils liegt. Der vom Gletscher beeinflusste Teil enthält zwischen den Permafrostschichten 5-20 m dickes massives Eis (Haerberli et al., 1979; Haerberli, 1985) (sh. Abbildung 10). Der Ursprung des Eises kann im Grubengletscher oder den Schneebänken und Lawinenkegeln liegen (Haerberli, 1985). Die Dicke des Permafrosts beträgt im periglazialen Teil bis zu 100 m und mehr und im vom Gletscher beeinflussten Teil weniger als 100 m (Haerberli, 1985; King et al., 1987). Der Auftauboden ist ca. 1.5 m dick (Haerberli et al., 1979). Im periglazialen Teil befindet sich in einer Tiefe von etwa 30 m ein Felsriegel (Käab et al., 1997) (sh. Abbildung 10).

Im Vergleich mit dem schuttbedeckten Grubengletscher zeigen Radar-Echomessungen von Haerberli (1985) im Blockgletscher vor allem gefrorene Sedimente, im Gegensatz zum Vorkommen von grösseren Eismassen im schuttbedeckten Gletscher.

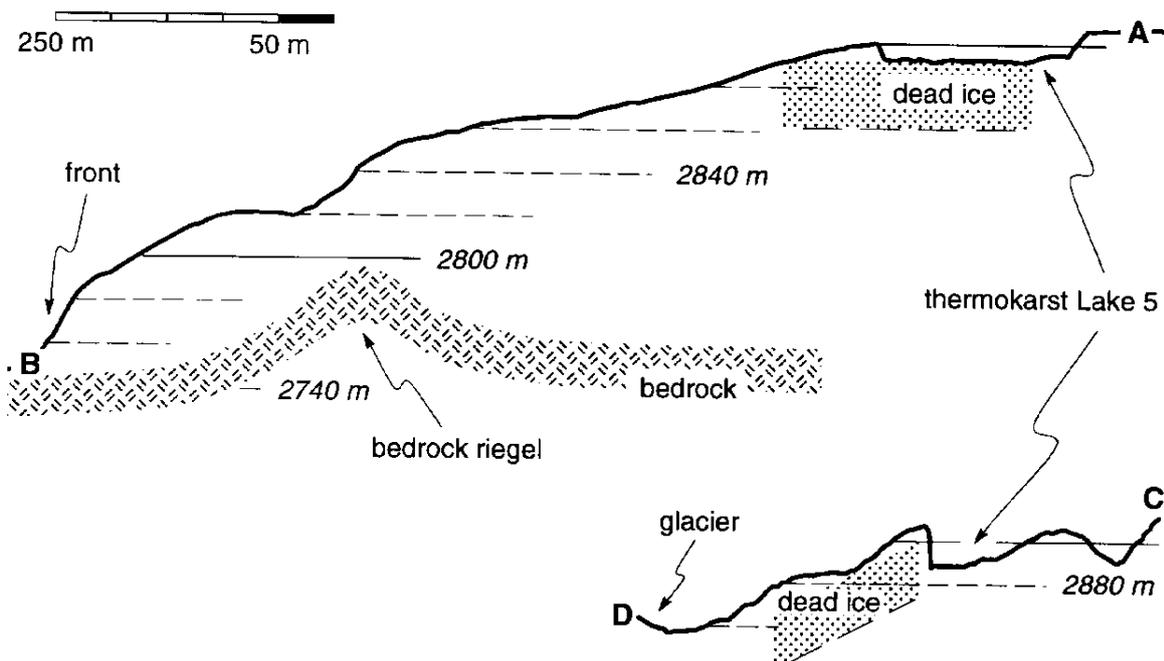


Abbildung 10: Oberflächenprofile des Blockgletschers in Südwest Richtung (A-B) (ähnlich wie Profil (a) in Abbildung 37) und Südost Richtung (C-D) (ähnlich wie Profil (c) in Abbildung 37). Das Profil ist zweifach überhöht. Gezeigt sind der Felsriegel ("bedrock riegel") und das tote Eis ("dead ice") sowie der Thermokarst See Nr. 5 ("thermokarst Lake 5") (aus Kääh et al., 1997: 417).

3.4 Gletscherseen/Bauliche Massnahmen

Die Grubenseen setzen sich aus proglazialen, randglazialen und periglazialen Seen zusammen (Kuntner & Teyssiere, 2007). Periglaziale Seen entstehen auf Toteis oder Permafrost. Gletscherseeausbrüche dieser Seen führten in den Jahren 1968 und 1970 zu Hochwasser und Murgängen (Röthlisberger, 1979). Beteiligt waren der randglaziale See Nr. 3 (sh. für Nummerierung Abbildung 8), der durch den Grubengletscher gestaut wurde, und der proglaziale See Nr. 1 (sh. Abbildung 11). Der See Nr. 3 entleerte sich durch das Anheben des Eiskörpers in den See Nr. 1. Dabei wurden im Jahr 1968 400'000 m³ und im Jahr 1970 100'000–150'000 m³ des Moränenmaterials durch einen Murgang mobilisiert. Aufgrund der Gefahr weiterer Gletscherhochwasser wurden bei den Grubenseen verschiedene bauliche Massnahmen vorgenommen. Dazu gehören unter anderem der Bau eines künstlichen Auslaufs aus dem See Nr. 3, die Verstärkung des Damms des Sees Nr. 1 und die Erhöhung des Retentionsvolumens von See Nr. 1. Ausserdem werden seit 1968 jährlich Luftaufnahmen durch die Amtliche Vermessung Schweiz vom gefährdeten Gebiet gemacht, um die Entwicklung zu überwachen (Röthlisberger, 1979; Haerberli et al., 2001). Eine weitere Gefahr stellte der Thermokarstsee Nr. 5 dar. Dieser bildete sich zusammen mit einem weiteren Thermokarstsee (See Nr. 6) in der Mitte der 60er Jahre auf dem Blockgletscher (Haerberli et al., 2001). Thermokarstseen sind eine Form von periglazialen Seen. Dabei nahm vor allem die Grösse des Sees Nr. 5 immer weiter zu. Um einen Ausbruch und eine Auslösung einer möglichen Kettenreaktion durch das Entleeren in den See Nr. 3 zu verhindern, wurde dieser 1995 ausgepumpt. Um das Wiederauffüllen des Thermokarstsees Nr. 5 zu vermeiden, wurde im Jahr 1997 eine Kerbe von etwa 10

m Tiefe in den Blockgletscher gegraben. Durch das Zurückziehen des Gletschereises des Grubengletschers seit 1994 hat der See Nr. 3 den Kontakt zum Gletschereis verloren. Am Rand hat sich jedoch ein neuer randglazialer See (See Nr. 7) gebildet (sh. Abbildung 12).



Abbildung 11: Proglazialer See Nr. 1 (sh. Abbildung 8) in der Nähe des schuttbedeckten Grubengletschers (Eigene Aufnahme 2019).



Abbildung 12: Randglazialer See Nr. 7 (sh. Abbildung 8) vor der Eisklippe des schuttbedeckten Teils des Grubengletschers. Im Hintergrund ist das Inner Rothorn zu sehen (Eigene Aufnahme 2019).

3.5 Forschung

Das Grubengletschergebiet war bereits Gegenstand zahlreicher Forschungsarbeiten (z.B. Barsch et al. (1979); Haerberli et al. (1979); Whalley (1979); Haerberli & Fisch (1984); Käab et al. (1997); Käab (2000); Kulesa et al. (2008)). Dabei wurden unter anderem auch die Bewegungen des Blockgletschers und

des schutfreien Teils des Grubengletschers untersucht. Wegen der Gletscherseeausbrüche in den Jahren 1968 und 1970 werden von dem Gebiet seit 1970 jährlich Luftbilder durch die Amtliche Vermessung Schweiz aufgenommen. Die Bilder dienen zur Früherkennung und Prävention von Gletscherseeausbrüchen und damit verbundenen Murgängen (Kääb & Haeberli, 1996; Kääb et al., 1996). Zusätzlich ermöglichen die Luftbilder die Untersuchung von Bewegungen vom Gruben Blockgletscher und Grubengletscher. Für den Blockgletscher wurden mehrmals Luftbildphotogrammetrische Messungen durchgeführt (1970 – 1979: Haeberli & Schmid (1988), 1970 – 1991: Haeberli et al. (1993), 1970 – 1995: Kääb et al. (1997)). Die aus den Messungen von Kääb et al. (1997) resultierenden vertikalen Veränderungen und horizontalen Oberflächengeschwindigkeiten sind in Abbildung 13 dargestellt. Kääb (2000) berechnete mit Hilfe der Luftbilder horizontale Verschiebungen und eine 20 jährige Massenbilanzkurve von 1973 bis 1992 für die Gletscherzunge des Grubengletschers. Neben der Analyse von Luftbildern wurden auch Kernbohrungen in Bodennähe vorgenommen, geophysikalische Untersuchungen gemacht und Altersdatierungen anhand von Flechten durchgeführt (Barsch et al., 1979; Haeberli et al., 1979). Der Gruben Blockgletscher ist ausserdem Bestandteil des nationalen Permafrost Monitoring Netzwerkes PERMOS. Durch die "Alpine Cryosphere and Geomorphology" Gruppe der Universität Freiburg (Schweiz) werden seit 2012 Oberflächentemperaturmessungen zusammen mit jährlichen horizontalen Messungen vorgenommen.

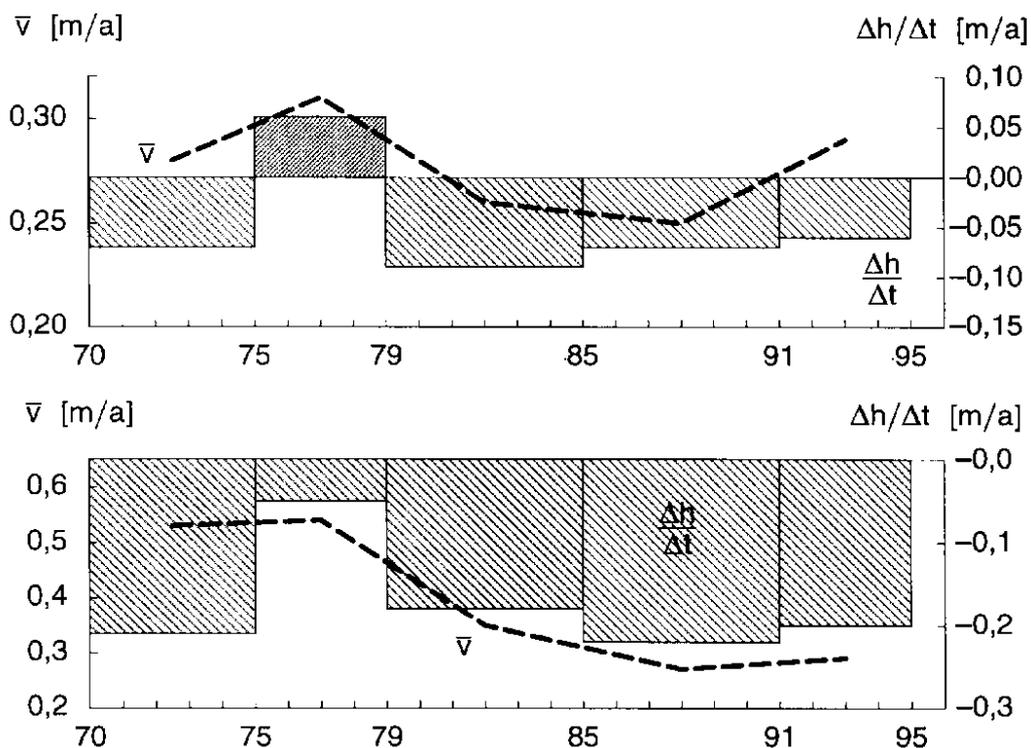


Abbildung 13: Vertikale Veränderungen und horizontale Oberflächengeschwindigkeiten vom periglazialen Teil (oben) und dem vom Gletscher beeinflussten Teil des Gruben Blockgletschers (unten) (aus Kääb et al., 1997: 421).

4 Daten

Die Grundlagedaten, mit welchen in dieser Arbeit die Analyse der horizontalen und vertikalen Bewegungen durchgeführt wurde, sind Orthophotos generiert aus Luftbildern oder Luftbildstreifen. Orthophotos sind im Gegensatz zu Luftbildern verzerrungsfrei und weisen über ihre ganze Ausdehnung einen einheitlichen Massstab auf. Im folgenden Kapitel werden die Daten genauer beschrieben.

4.1 Luftbilder

Die in dieser Arbeit verwendeten Orthophotos wurden aus Luftbildern und Luftbildstreifen vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo generiert. Die Orthophotos für die Jahre 1994, 2000, 2006 und 2010 wurden von Isabelle Gärtner-Roer aus den Luftbildern erstellt. Das Orthophoto aus dem Jahr 2016 wurde vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo generiert (GLAMOS, 2018). In Tabelle 1 sind detaillierte Informationen zu den Orthophotos sichtbar. Die Informationen stammen vom swisstopo Web-Viewer <www.luftbildindex.ch> (Letzter Zugriff: 04.12.2019). Alle Orthophotos liegen im TIFF Format vor und bestehen aus vorzeichenlosen, ganzzahligen Werten. Die Farbtiefe beträgt für die Luftbilder der Jahre 1994, 2000, 2006 und 2010 8 Bit und für den Luftbildstreifen des Jahres 2016 16 Bit. Zusätzlich zu den Orthophotos wurden jeweils digitale Höhenmodelle (DHM) erstellt. Die Pixelgrösse der Höhenmodelle beträgt 1 x 1 m. Der Bezugsrahmen der Höhenmodelle entspricht jenem der Luftbilder (sh. Tabelle 1). Für die Jahre 1994, 2000, 2006 und 2010 liegen die Höhenmodelle im GRID Format und für das Jahr 2016 im TIFF Format vor. Für die Jahre 1994, 2000 und 2006 haben die Höhenmodelle eine Farbtiefe von 16 Bit und bestehen aus vorzeichenlosen, ganzzahligen Werten. Die Höhenmodelle der Jahre 2010 und 2016 haben eine Farbtiefe von 32 Bit und bestehen aus Gleitkommazahlen.

Tabelle 1: Details zu den verwendeten Orthophotos generiert aus Luftbildern und Luftbildstreifen aus den Jahren 1994, 2000, 2006, 2010 und 2016. Für den Luftbildstreifen des Jahres 2016 ist die Flughöhe nicht bekannt.

Jahr	Flugdatum	Pixelgrösse Orthophoto [m]	Koordinatensystem	Bildgrundlage	Farbe	Flughöhe [m]	Original Luftbildgrösse [cm]
1994	10.10.94	0.3175 x 0.3175	CH1903 LV03	analoge Luftbilder	Graustufenbild	3900	23 x 23
2000	05.09.00	0.3175 x 0.3175	CH1903 LV03	analoge Luftbilder	Graustufenbild	3900	23 x 23
2006	20.09.06	0.3175 x 0.3175	CH1903 LV03	analoge Luftbilder	Graustufenbild	3900	23 x 23
2010	20.09.10	0.5 x 0.5	CH1903 LV03	analoge Luftbilder	Graustufenbild	3900	23 x 23
2016	08.08.16	0.25 x 0.25	CH1903+ LV95	Luftbildstreifen Leica ADS80	RGB Bild	-	25 x 25

4.1.1 Datenvorverarbeitung

Um die Orthophotos und Höhenmodelle für die Analyse der horizontalen und vertikalen Bewegungen verwenden zu können, mussten die Bilder in ArcGIS vorprozessiert werden. Für die Berechnung der horizontalen Bewegung mit CIAS (correlation image analysis software: Käab & Vollmer, 2000; Heid & Käab, 2012) müssen die Orthophotos in einem Kanal, im gleichen Koordinatensystem und in der gleichen Pixelgrösse vorliegen (sh. Kapitel 5.2.1). Mithilfe von ArcGIS wurde das Orthophoto von 2016,

welches im Gegensatz zu den übrigen Orthophotos farbig und in mehreren Bildern vorhanden ist, zusammengesetzt, in ein Graustufenbild umgewandelt und in das Koordinatensystem CH1903 LV03 projiziert. Die Orthophotos der Jahre 2000 und 2006 wurden mittels verschiedener Resampling Methoden wie der bilinearen Interpolation, der kubischen Interpolation und der Nächster-Nachbar Interpolation in verschiedene Pixelgrößen geresampelt, um den Einfluss der Pixelgröße und der Resampling Methode auf die horizontale Geschwindigkeit zu untersuchen (sh. Kapitel 5.2.3). Das Orthophoto des Jahres 2010 wurde mit der bilinearen Interpolation auf die gleiche Pixelgröße wie das Orthophoto von 2016 geresampelt.

5 Methodik

In diesem Kapitel werden die verwendeten Methoden für die Bestimmung der Oberflächenbeschaffenheit, der horizontalen Verschiebung, sowie der vertikalen Veränderungen des schuttbedeckten Grubengletschers und des Gruben Blockgletschers beschrieben.

5.1 Oberflächenbeschaffenheit

Um die Strukturen auf der Oberfläche des schuttbedeckten Grubengletschers und des Gruben Blockgletschers zu vergleichen, wurde in dieser Arbeit die Rauheit für die beiden Landformen bestimmt. Dazu wurden zwei verschiedene Rauheitsmessgrößen, der "terrain ruggedness index"(TRI) und die "vector ruggedness measure"(VRM) verwendet. Der TRI wurde von Riley et al. (1999) entwickelt und ist ein Mass für die topographische Heterogenität. Um den TRI zu berechnen, wird in einem digitalen Höhenmodell die Summe von den Absolutwerten der Höhenunterschiede zwischen einer Rasterzelle und deren acht Nachbarszellen berechnet. Tiefe Werte stehen für ein ebenes Gelände, hohe Werte für raues Gelände. Der TRI korreliert mit der Steigung (Sappington et al., 2007) (sh. Abbildung 14: links). Die VRM, entworfen von Sappington et al. (2007), ist im Gegensatz zum TRI weniger abhängig von der Steigung. Sie misst die Streuung der Vektoren orthogonal zur Geländeoberfläche (sh. Abbildung 14: rechts). Für die Ermittlung des VRM wurde in dieser Arbeit das Skript von der Webseite des "Environmental Systems Research Institute" <www.esri.com\arcscripts> benutzt (Hobson, 1972; Sappington et al., 2007). Bei der Berechnung des VRM kann die Anzahl der Nachbarszellen, die einbezogen werden soll, gewählt werden. In dieser Arbeit wurden 3 x 3 und 9 x 9 Nachbarszellen verwendet. Die 3 x 3 Nachbarszellen wurden gewählt, um die Vergleichbarkeit mit dem TRI zu gewährleisten, welcher für eine 3 x 3 Nachbarschaft bestimmt wird. Der erhaltene Indexwert variiert dabei zwischen 0 und 1, wobei 0 für keine und 1 für hohe Oberflächenvariationen steht.

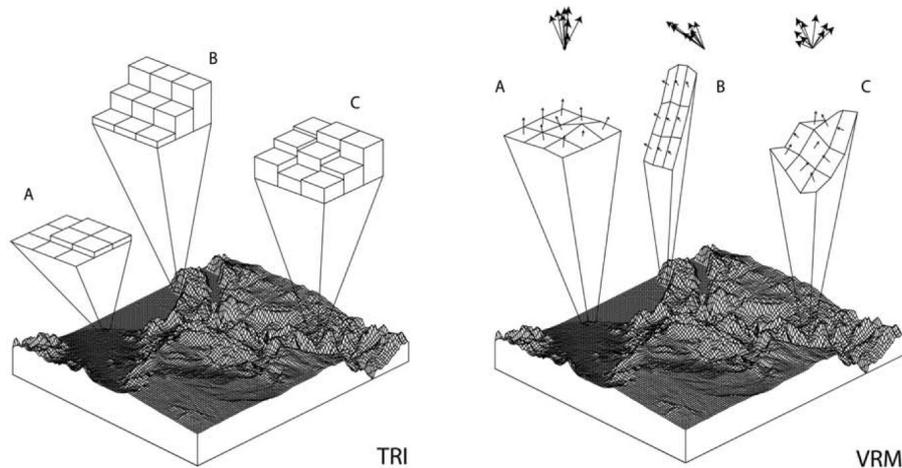


Abbildung 14: Graphische Darstellung der zwei Methoden TRI und VRM, welche es erlauben die Rauigkeit unabhängig von der Steigung des Geländes zu messen (von Sappington et al., 2007: 1420). Der "terrain ruggedness index"(TRI) auf der linken Seite zeigt tiefe Indexwerte in flachen Gebieten (A) und hohe Indexwerte in steilen, ebenen Gebieten (B) sowie in steilen, rauen Gebieten (C). Die "vector ruggedness measure"(VRM) auf der rechten Seite zeigt tiefe Werte in flachen Gebieten (A) sowie in steilen, ebenen Gebieten (B), aber hohe Werte für steile, raue Gebiete (C).

5.2 Horizontale Verschiebung

Die horizontale Verschiebung wurde in dieser Arbeit mit der Software CIAS (correlation image analysis: Käab & Vollmer, 2000; Käab, 2002; Heid & Käab, 2012) bestimmt. Im Folgenden werden die Software, die Parameterwahl für die Software sowie die Wahl der Pixelgröße und Resampling Methode für die zu untersuchenden Orthophotos beschrieben. Ausserdem wird eine Fehlerabschätzung der Methode durchgeführt.

5.2.1 CIAS

CIAS (correlation image analysis software: Käab & Vollmer, 2000; Käab, 2002; Heid & Käab, 2012) ist eine Software um Verschiebungen zwischen zwei Bildern basierend auf normierten Kreuzkorrelationen (NCC) zu berechnen. Die zu vergleichenden Bilder müssen dabei gewisse Anforderungen erfüllen damit sie im CIAS bearbeitet werden können. Sie müssen im GeoTIFF oder TIFF-World Format und in derselben Auflösung mit quadratischen Pixeln vorliegen. Ausserdem dürfen sie nur einen Kanal aufweisen. Die Software ermöglicht es auch eine Koregistrierung (Korrektur auf allfällige Verschiebungen zwischen den Bildkoordinaten der Bilder) vorzunehmen. Für die Koregistrierung wird ein stabiler Untergrund benötigt. In CIAS wird die Referenzblockgröße, der Suchbereich sowie ein Rasterabstand festgelegt. Die Referenzblockgröße definiert den Bereich im Bild zur Zeit 1 nach welchem im Bild zur Zeit 2 gesucht wird (Abbildung 15). Um den korrespondierenden Bereich (Suchblock) im Bild zur Zeit 2 zu finden, wird die doppelte Kreuzkorrelation zwischen den zwei Bildern basierend auf den Grauwerten

berechnet (sh. Gleichung 3) (Kääb & Vollmer, 2000):

$$\Phi(i, k) = \frac{\sum_j \sum_l s \left((i + j, k + l) - \left(\frac{T_{test}}{N_{test}} \right) \right) \times m \left((j, l) - \left(\frac{T_{ref}}{N_{ref}} \right) \right)}{\sqrt{\sum_j \sum_l s^2 \left((i + j, k + l) - \left(\frac{T_{test}}{N_{test}} \right) \right) \times \sum_j \sum_l m^2 \left((j, l) - \left(\frac{T_{ref}}{N_{ref}} \right) \right)}} \quad (3)$$

Φ ist die doppelte Kreuzkorrelationsfunktion, (i, k) sind die Koordinaten im Suchblock und (j, l) sind die Koordinaten im Referenzblock. s beziehungsweise m sind räumliche Grauwert-Funktionen für den Testblock beziehungsweise für den Referenzblock. $s(i, k)$ und $m(j, l)$ sind die korrespondierenden Grauwerte an den Koordinaten (i, k) und (j, l) . T_{test} und T_{ref} sind die Summe der Grauwerte vom Suchblock und vom Referenzblock. N_{test} und N_{ref} sind die Anzahl Pixel des Suchblocks und des Referenzblocks. Zum Normalisieren der Grauwerte wird die Summe der Grauwerte durch die Pixelanzahl geteilt (Kääb & Vollmer, 2000). Für den Suchblock mit dem grössten Kreuzkorrelationskoeffizienten wird anschliessend die horizontale Distanz zwischen den Pixelkoordinaten in der Mitte des Referenzblocks und des Suchblocks berechnet. Als Resultat werden die X- und Y-Koordinaten des Rasters, die Verschiebung in x- und y-Richtung (dx und dy), die totale Länge der Verschiebung, die Richtung der Verschiebung, der maximale Korrelationskoeffizient und der durchschnittliche Korrelationskoeffizient ausgegeben.

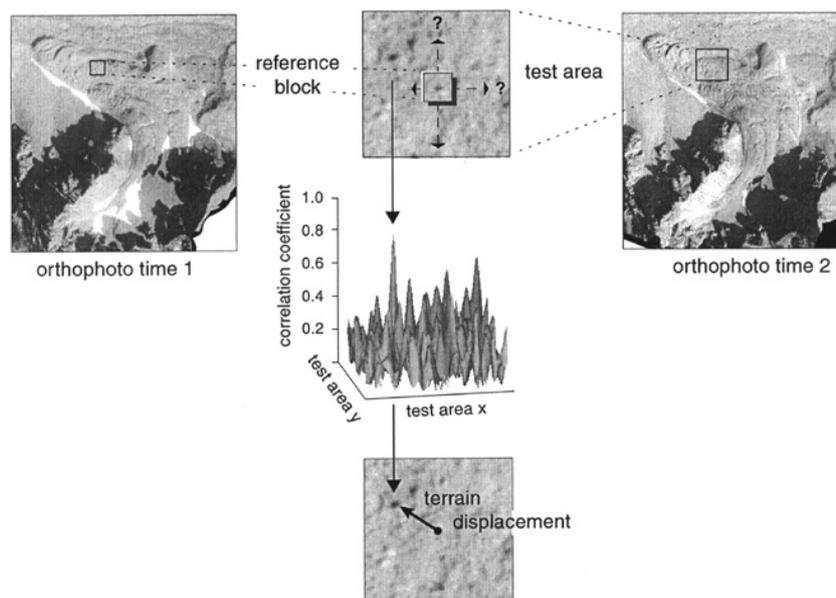


Abbildung 15: Skizze vom Messen der Oberflächenbewegung von wiederholten Orthophotos mit der Block-Korrelationstechnik (aus Kääb & Vollmer, 2000: 319). Im Orthophoto zur Zeit 2 wird im Suchbereich nach dem Referenzblock aus dem Orthophoto zur Zeit 1 gesucht. Die horizontale Verschiebung zwischen dem Referenzblock und dem korrespondierenden Block im Suchbereich (Suchblock) ergibt die Oberflächenverschiebung.

Es gibt verschiedene Methoden um Bilder automatisch zu vergleichen. In der Studie von Heid & Kääb (2012) werden sechs verschiedene Methoden in fünf unterschiedlichen Regionen miteinander verglichen. Die sechs Methoden beinhalten die normierte Kreuzkorrelation (NCC), den Phasen-Kreuzkorrelation Algorithmus in der COSI-Corr Software und vier andere Fouriermethoden mit unterschiedlicher Normalisierung. Es wird gezeigt, dass bei kleinen Gletschern in den Alpen die NCC Methode, welche in der Software CIAS verwendet wird, im Vergleich zu COSI-Corr und der Fouriermethode, welche eine

Kreuzkorrelation an orientierten Bildern (CCF-O) verwendet, besser abschneidet. Der Grund dafür ist, dass in den Alpen die Geschwindigkeiten der Gletscher über kurze Distanzen stark variieren können und dafür kleinere Suchfenster, für welche die NCC besser abschneidet, geeigneter sind. Da der Grubengletscher ein kleiner Gletscher in den Alpen ist, ist die NCC eine passende Methode um dessen horizontale Bewegungen zu analysieren. Nicht gut geeignet ist diese Methode für Gebiete mit schlechtem visuellen Kontrast und wenn sich zwischen den Bildern die Schnee oder Wolkenbedingungen ändern (Heid & Käab, 2012).

5.2.2 Parameterwahl

Um die Referenzblockgrösse und den Suchbereich zu bestimmen, wurden in dieser Arbeit verschiedene Parameterwerte auf einem festgelegten Bereich des Blockgletschers (periglazialer Teil und vom Gletscher beeinflusster Teil sh. Abbildung 22) getestet. Die Referenzblockgrösse sollte laut Käab & Vollmer (2000) nach der strukturellen Eigenschaft der Bodenoberfläche gewählt werden. Es wurden in dieser Arbeit zwei verschiedene Parameterwerte für die Referenzblockgrösse getestet. Als erster Parameterwert wurde 15 m festgesetzt, damit auch die grösseren Blöcke von bis zu ca. 14 m Breite erfasst werden können. Für den zweiten Parameterwert wurde die Hälfte davon (7.5 m) gewählt, da die Blöcke generell kleiner sind als 15 m. Der Suchbereich sollte so gross gewählt werden, dass der Referenzblock nach der Verschiebung noch im Suchbereich enthalten ist (Käab & Vollmer, 2000). Deshalb wird empfohlen mindestens die doppelte Anzahl an erwarteten, maximal verschobenen Pixel als Suchbereich zu wählen (CIAS correlation image analysis: Käab & Vollmer, 2000; Käab, 2002; Heid & Käab, 2012). Mithilfe der maximalen horizontalen Geschwindigkeit, welche von der "Alpine Cryosphere and Geomorphology" Gruppe der Universität Freiburg (Schweiz) zwischen 2012 und 2018 auf dem Blockgletscher bestimmt wurde (1–2.5 m/Jahr) (Universität Freiburg, o. J.), konnte der Suchbereich abgeschätzt werden. Da die Jahresabstände zwischen den Orthophotos aus den Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo meistens 6 Jahre betragen, entspricht der Suchbereich maximal $2.5 \text{ m/a} \times 6 \text{ a} \times 2 = 30 \text{ m}$. Für den Suchbereich wurden in dieser Arbeit daher Suchfenster von 20 m, 30 m und 40 m getestet. Der Rasterabstand wurde mit 25 m gleich gross gewählt wie in der Studie von Käab et al. (1997). Der Einfluss der Referenzblockgrösse und der Grösse des Suchbereichs wurde anhand der aus den Orthophotos der Jahre 2000 und 2006 (Pixelgrösse $0.3175 \text{ m} \times 0.3175 \text{ m}$) ermittelten horizontalen Geschwindigkeit analysiert. Die Grössen vom Referenzblock und vom Suchbereich müssen im CIAS als Pixelanzahl eingegeben werden. Die getesteten Grössen vom Referenzblock (7.5 m und 15 m) und vom Suchbereich (20 m, 30 m und 40 m) entsprechen für die Referenzblockgrösse 25 und 50 Pixel und für den Suchbereich 65, 95 und 125 Pixel. Der Einfluss der Parametergrössen wurde in dieser Arbeit anhand der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (sh. Abbildung 16) und der interpolierten, horizontalen Geschwindigkeitsbilder (sh. Abbildung 17) überprüft. Die interpolierten, horizontalen Geschwindigkeitsbilder wurden in ArcGIS anhand der erhaltenen Werte für die horizontale Verschiebung erzeugt, gewichtet nach dem maximalen Korrelationskoeffizienten. Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für die horizontale Bewegung (sh. Abbildung 16) weist für die verschiedenen Referenzblockgrössen und Suchbereiche eine Spitze im Bereich zwischen 0.07 und 0.14 m/a auf. Je grösser der Suchbereich, desto grösser wird auch die maximale horizontale Verschiebung bei gleich bleibender Referenzblockgrösse. Der Vergleich der Referenzblockgrösse für die jeweils gleichgrossen Suchbereiche zeigt, dass der grössere Referenzblock höhere Spitzen und kleinere maximale horizontale Verschiebungen zeigt als der kleinere Referenzblock. Dies kann auch in den interpolierten, horizontalen Geschwindigkeiten der Abbildung 17 beobachtet werden. Die räumliche Verteilung der horizontalen Geschwindigkeiten zeigt zudem, dass für die grössere Referenzblockgrösse und einem kleineren Suchbereich ein sanfterer räumlicher Übergang stattfindet. Ist

der Suchbereich jedoch zu klein, werden grössere Verschiebungen nicht mehr dargestellt. Bei der Wahl der definitiven Fenstergrössen wurde in dieser Arbeit darauf geachtet, dass die räumliche Verteilung der horizontalen Geschwindigkeit auf dem Blockgletscher ein homogenes Bild zeigt und keine punktuell hohen Werte aufweist. Es sollen jedoch trotzdem auch höhere horizontale Verschiebungen erkannt werden. Die Auswahlkriterien für die Parameterwahl werden am besten bei einer Referenzblockgrösse von 15 m (50 Pixel) und einem Suchbereich von 30 m (95 Pixel) erfüllt. Diese Konfiguration zeigt punktuell nur wenige hohe Werte, während auch grössere Verschiebungen erkannt werden. Aus diesen Gründen wurde in dieser Arbeit eine Referenzblockgrösse von 15 m (50 Pixel) und ein Suchbereich von 30 m (95 Pixel) gewählt. Da sich zwischen den Orthophotos von 2006 und 2010 nur 4 Jahre befinden und die Orthophotos von 2006, 2010 und 2016 mit der Pixelgrösse von 0.25×0.25 verglichen werden (sh. Kapitel 5.2.3), wurden die gewählten Parameter für die Auswertung der horizontalen Geschwindigkeit zwischen den Orthophotos von 2006/2010 und 2010/2016 auf die entsprechenden Jahresunterschiede und Pixelgrössen umgerechnet. Daraus ergeben sich für die Referenzblockgrösse für den Vergleich der Orthophotos von 2006/2010 40 Pixel und für den Suchbereich 80 Pixel. Für den Vergleich der Orthophotos von 2010/2016 wurden für die Referenzblockgrösse 60 Pixel und für den Suchbereich 120 Pixel gewählt. Der Rasterabstand wurde mit 25 m nicht verändert.

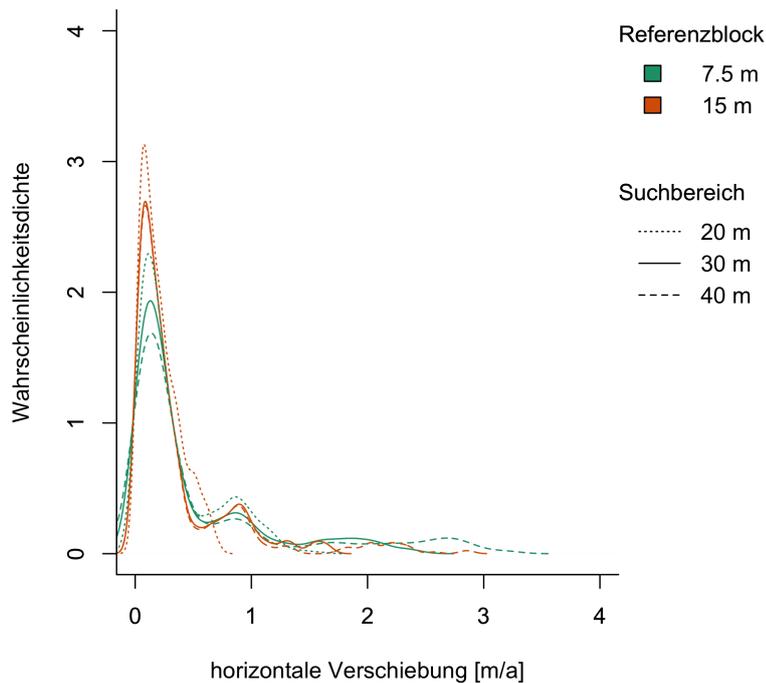


Abbildung 16: Wahrscheinlichkeitsdichten der horizontalen Verschiebung [m/a] auf dem Blockgletscher zwischen den Jahren 2000 und 2006 für verschiedene Kombinationen an Referenzblockgrössen (7.5 m (25 Pixel) und 15 m (50 Pixel) und Suchbereiche (20 m (65 Pixel), 30 m (95 Pixel) und 40m (125 Pixel)).

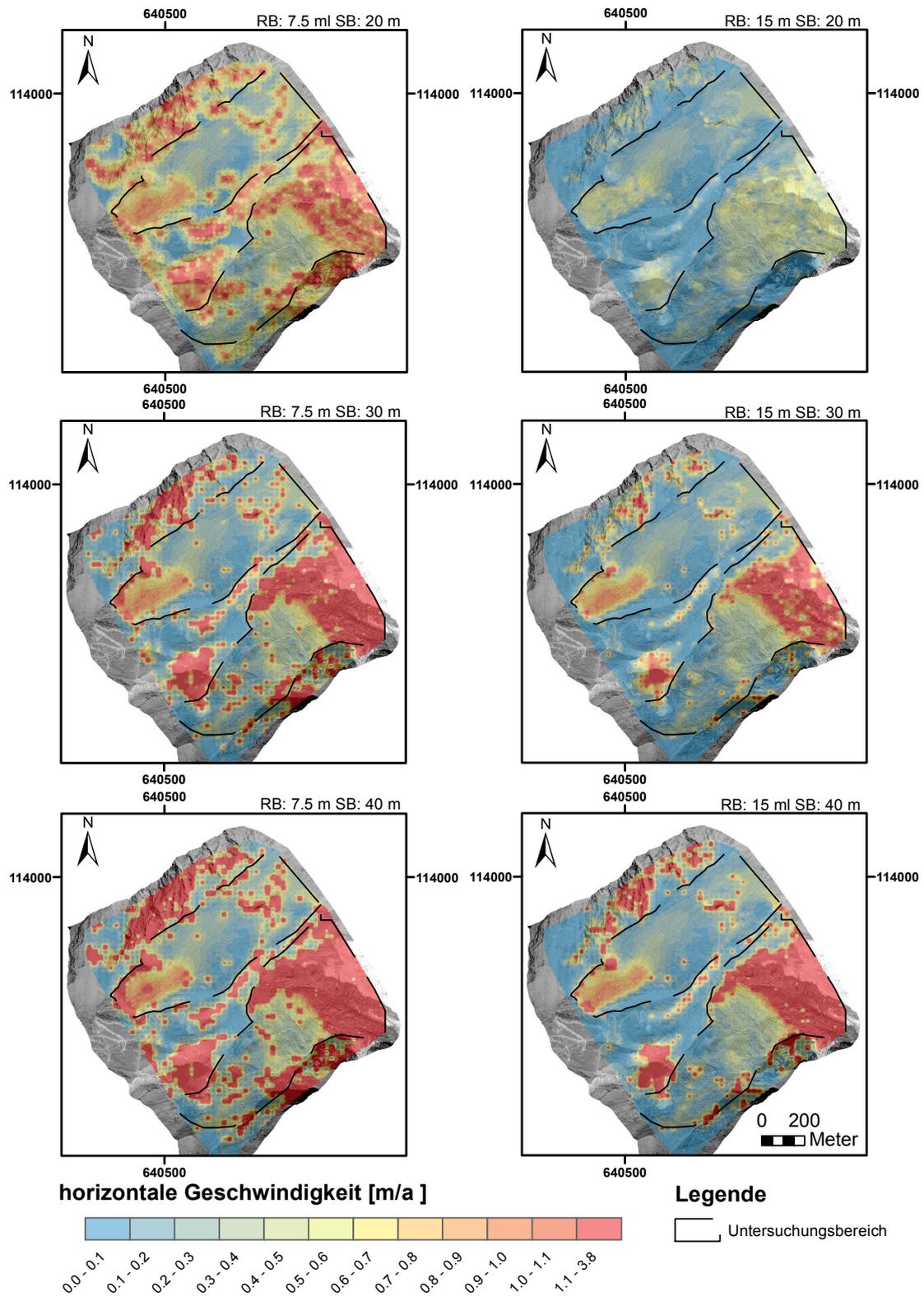


Abbildung 17: Interpolierte horizontale Verschiebung [m/a] im Untersuchungsgebiet zwischen den Jahren 2000 und 2006 für verschiedene Kombinationen an Referenzblockgrößen (RB) (7.5 m (25 Pixel) und 15 m (50 Pixel) und Suchbereiche (SB) (20 m (65 Pixel), 30 m (95 Pixel) und 40m (125 Pixel)). Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 2000 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).

5.2.3 Pixelgrösse und Resampling Methode

Die Orthophotos liegen in verschiedenen Pixelgrössen vor (sh. Tabelle 1). Um die horizontale Verschiebung zwischen den Orthophotos berechnen zu können, müssen sie aber die gleiche Pixelgrösse aufweisen (sh. Kapitel 5.2.1). Die Anpassung der Pixelgrösse kann zu Unterschieden in der ermittelten horizontalen Verschiebung führen (Debella-Gilo & Käab, 2011). Um Orthophotos mit verschiedenen Pixelgrössen aneinander anzugleichen, wird Resampling verwendet, d. h. ein Verfahren zur geometrischen Transformation digitaler Bilder. Für das Resampling können verschiedene Resampling Methoden, wie zum Beispiel die kubische Interpolationsmethode, die Nächster-Nachbar-Interpolation sowie die bilineare Interpolationsmethode verwendet werden. Damit durch das Anpassen der Pixelgrösse der Orthophotos nur eine geringe Veränderung in der horizontalen Verschiebung entsteht, wurde in dieser Arbeit der Einfluss der Pixelgrössenanpassung und der Resampling Methode auf die horizontale Verschiebung untersucht. Anhand der Resultate dieser Analyse konnte die Pixelgrösse und die Resampling Methode festgelegt werden.

Um den Einfluss der Pixelgrössenanpassung und der Resampling Methode zu untersuchen, wurden die horizontalen Verschiebungen zwischen 2000 und 2006 für die Orthophotos mit unterschiedlich geresampelten Pixelgrössen mit den horizontalen Verschiebungen der ursprünglichen Orthophotos verglichen. Dazu wurden die Orthophotos von 2000 und 2006 mit einer ursprünglichen Grösse von 0.3175 m x 0.3175 m mit der kubischen Interpolationsmethode, der Nächster-Nachbar-Interpolation sowie der bilinearen Interpolationsmethode auf folgende Pixelgrössen angepasst: 0.25 m x 0.25 m, 0.4 m x 0.4 m und 0.5 m x 0.5 m. Von den Originalbildern zu den Pixelgrössen 0.25 m x 0.25 m und 0.4 m x 0.4 m besteht der gleiche Verkleinerungsfaktor bzw. Vergrößerungsfaktor. Mit CIAS wurde dann die horizontale Verschiebung für die jeweiligen mit verschiedenen Resampling Methoden angepassten Pixelgrössen berechnet. Um einen vergleichbaren Suchbereich für alle Bilder zu gewährleisten, wurde in CIAS der Suchbereich sowie die Referenzblockgrösse so angepasst, dass sie eine gleich grosse Fläche pro Bild abdecken. Für die Originalbilder wurden die Werte 50, 95 und 25 (Referenzblockgrösse [Pixel], Suchbereich [Pixel] und Rasterabstand [m]) gewählt, für diejenigen mit verkleinerter Pixelgrösse 64, 121 und 25 und für die Orthophotos mit vergrößerter Pixelgrösse 40, 75 und 25 für die 0.4 x 0.4 Pixelgrösse und 32, 60 und 25 für die 0.5 x 0.5 Pixelgrösse. Die Unterschiede in den horizontalen Verschiebungen für die unterschiedlich geresampelten Pixelgrössen wurden für einen festgelegten Bereich auf dem Blockgletscher (periglazialer Teil und vom Gletscher beeinflusster Teil sh. Abbildung 22) analysiert.

In Abbildung 18 ist die Wahrscheinlichkeitsdichte für die unterschiedlichen Pixelgrössen und Interpolationsmethoden dargestellt. Sie zeigt für alle Methoden eine relativ ähnliche Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung. Um zu ermitteln welche Methode am besten mit den Originalbildern übereinstimmt, wurde in dieser Arbeit die mittlere Abweichung und die Standardabweichung zwischen den horizontalen Verschiebungen der geresampelten Orthophotos und der originalen Orthophotos berechnet. Dazu wurde wie in Debella-Gilo & Käab (2011) der Abstand zwischen den zwei Verschiebungsvektoren der geresampelten Orthophotos und der originalen Orthophotos verwendet (Abbildung 19). Die Abweichung zwischen den beiden Endpunkten der Verschiebungsvektoren wurde mit der Formel 4 berechnet:

$$dev = \sqrt{(x_i - x_0)^2 + (y_i - y_0)^2}, \quad (4)$$

wobei dev die Abweichung und (x_0, y_0) sowie (x_i, y_i) die Koordinaten für den ermittelten Punkt der Verschiebung zwischen den Originalbildern, respektive des ermittelten Punkts der Verschiebung zwischen den geresampelten Bildern sind. Mit der Differenz aus den ermittelten x_i und y_i Werten der horizontalen Verschiebung der geresampelten Orthophotos und den ermittelten x_0 und y_0 Werten der originalen

Orthophotos wurde dann die mittlere Abweichung \overline{dev} und die mittlere Standardabweichung σ_{dev} berechnet (Formel 5 und 6). Dabei steht n in Formel 6 für die Anzahl gemessener Verschiebungen.

$$\overline{dev} = \frac{\sum_{i=1}^n dev_i}{n} \quad (5)$$

$$\sigma_{dev} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (dev_i - \overline{dev})^2}{n - 1}} \quad (6)$$

Die erhaltenen mittleren Abweichungen \overline{dev} und die mittleren Standardabweichungen σ_{dev} sind in Tabelle 2 für die verschiedenen getesteten Konfigurationen aufgelistet. Der Vergleich der mittleren Abweichung zwischen dem Original und den geresampelten Bilder ergab die kleinsten mittleren Abweichungen für die Orthophotos, welche auf eine Pixelgrösse von 0.25 m geresampelt wurden. Dass die mittlere Abweichung und die mittlere Standardabweichung bei der Verkleinerung der Pixelgrösse kleiner sind als bei der Vergrößerung der Pixelgrösse, zeigen auch die Ergebnisse in der Studie von Debella-Gilo & Käab (2011). Der Vergleich der mittleren Abweichung für die verschiedenen Interpolationsmethoden zeigt, dass sich die Interpolationsmethoden nur gering unterscheiden, wobei die Werte der Nächster-Nachbar Interpolation zum Teil leicht höher sind. Dies deutet darauf hin, dass die Nächster-Nachbar Interpolation weniger gut abschneidet. Aufgrund dieses Methodenvergleiches wurde in dieser Arbeit die Wahl der Pixelgrösse und der Resampling Methode getroffen. Die drei der fünf Orthophotos, welche aus derselben Pixelgrösse bestehen (Orthophotos aus den Jahren 1994, 2000 und 2006 mit einer Pixelgrößen von 0.3175 m x 0.3175 m), wurden in ihrer Originalgrösse miteinander verglichen. Da es mit CIAS vermutlich aufgrund eines Softwarefehlers nicht möglich war die Orthophotos von 2010 und 2016 auf 0.3175 m x 0.3175 m zu resampeln, wurden die Orthophotos von 2006 und 2010 auf die Grösse von 0.25 x 0.25 m geresampelt. Dies da sich beim Vergleich der mittleren Abweichung und der mittleren Standardabweichung gezeigt hat, dass für die Verkleinerung tiefere Werte in der mittleren Abweichung und der mittleren Standardabweichung entstehen und somit die Oberflächenverschiebungen der geresampelten Orthophotos am wenigsten von den Oberflächenverschiebungen der originalen Orthophotos abweichen. Als Interpolationsmethode wurde die bilineare Interpolation gewählt, da sie neben der kubischen Interpolationsmethode die tiefsten Werte in der mittleren Abweichung und der mittleren Standardabweichung aufweist.

Tabelle 2: Mittlere Abweichung \overline{dev} [m] und mittlere Standardabweichung σ_{dev} [m] für die Unterschiede der horizontalen Verschiebungen zwischen den originalen Orthophotos und den geresampelten Orthophotos zwischen 2000 und 2006 für die verschiedenen Resampling Methoden bilinear (b), kubisch (c) und Nächster-Nachbar (nn) und für die Pixelgrößen 0.25 m x 0.25 m (25), 0.4 m x 0.4 m (40) und 0.5 m x 0.5 m (50).

Resampling Art	\overline{dev} [m]	σ_{dev} [m]
b25	0.31	0.40
c25	0.29	0.28
nn25	0.35	0.76
b40	0.49	1.05
c40	0.48	1.03
nn40	0.49	0.98
b50	0.47	0.88
c50	0.47	1.25
nn50	0.51	1.02

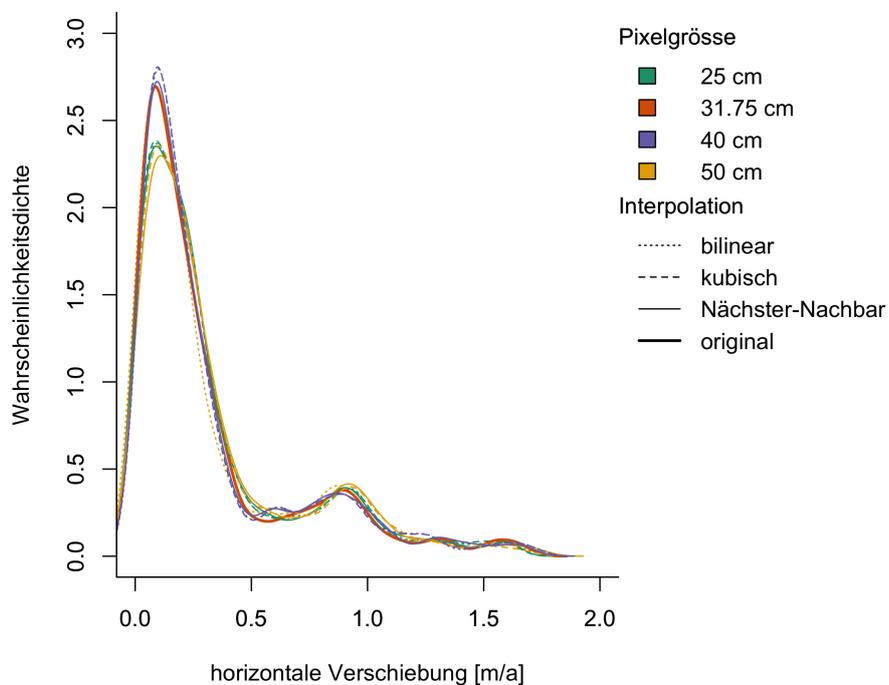


Abbildung 18: Wahrscheinlichkeitsdichte der horizontalen Verschiebung [m/a] auf dem Blockgletscher zwischen den Jahren 2000 und 2006 für verschiedene Pixelgrößen und unterschiedliche Resampling Methoden.

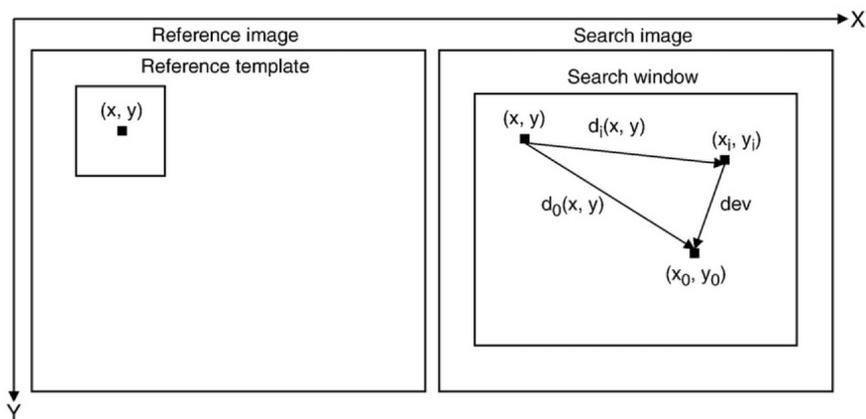


Abbildung 19: Skizze des Referenzbereichs ("Reference template ") und Suchbereichs ("Search window") mit der horizontalen Verschiebung gemessen zwischen den geresampelten Orthophotos ($d_i(x, y)$) und der horizontalen Verschiebungen gemessen zwischen den originalen Orthophotos ($d_0(x, y)$). Weiter ist die Abweichung zwischen den beiden horizontalen Verschiebungen (dev) dargestellt (aus Debella-Gilo & Käab, 2011: 133).

5.2.4 Fehlerabschätzung

Bei der Berechnung der horizontalen Verschiebung müssen verschiedene Fehlerquellen berücksichtigt werden. Zu den möglichen Fehlerquellen gehören:

- unterschiedliche Generierung/Referenzierung der Orthophotos
- unterschiedliche Pixelgrösse der Orthophotos
- Wahl des Suchbereichs und der Referenzblockgrösse
- Bildunterschiede (Schattenwurf, Schneefelder, Seen)
- Fehlkorrelationen durch CIAS

Um den Fehler durch Unterschiede in der Referenzierung der Orthophotos zu minimieren, könnte in CIAS eine zusätzliche Koregistrierung vorgenommen werden. Da jedoch kaum stabiler Untergrund vorhanden ist um eine solche Koregistrierung durchzuführen, wurden die Orthophotos nicht koregistriert. Für die Anpassung der Orthophotos von 2006 und 2010 auf die Pixelgrösse von 0.25 m x 0.25 m mit der bilinearen Resampling Methode kann die Genauigkeit der horizontalen Verschiebung aufgrund der Resultate aus dem Kapitel 5.2.3 (sh. Tabelle 2) abgeschätzt werden. Unter Einbezug der anderen Fehlerquellen wird eine Genauigkeit der horizontalen Verschiebung von ungefähr ± 0.08 m/a (0.5 m/6 Jahre) angenommen. Um die Genauigkeit näher zu bestimmen, wären geodätische Referenzdaten aus dem Feld über den gleichen Zeitraum nötig. Von der "Alpine Cryosphere and Geomorphology" Gruppe der Universität Freiburg (Schweiz) wurde ab 2012 die horizontale Verschiebung des Gruben Blockgletschers mit dem globalen Navigationssatellitensystem (GNSS) gemessen. Ein Vergleich zwischen den horizontalen Verschiebungen von der Universität Freiburg (o. J.) für die Jahre 2012 bis 2016 mit den in dieser Arbeit abgeschätzten Verschiebungen im Zeitraum von 2010 und 2016 zeigt, dass die Resultate in der gleichen Grössenordnung liegen. Fehlkorrelationen durch CIAS wurden anhand des maximalen Korrelationskoeffizienten analysiert und berücksichtigt. Die Analyse der maximalen Korrelationskoeffizienten zeigt, dass tiefe maximale Korrelationskoeffizienten (Werte tiefer als das 30%-Quantil des ganzen Untersuchungsgebiets) vor allem im Bereich der Seen und teilweise auch in Schattenbereichen vorkommen (sh. Abbildung 20). Diese Werte wurden deshalb bei der Analyse der Resultate teilweise nicht berücksichtigt (z.B. Längs- und Querprofile, Statistik für Teilgebiete des Untersuchungsgebietes). Bei der räumlichen Interpolation der horizontalen Bewegungen wurde durch die Gewichtung des maximalen Korrelationskoeffizienten für Fehlkorrelationen durch CIAS Rechnung getragen.

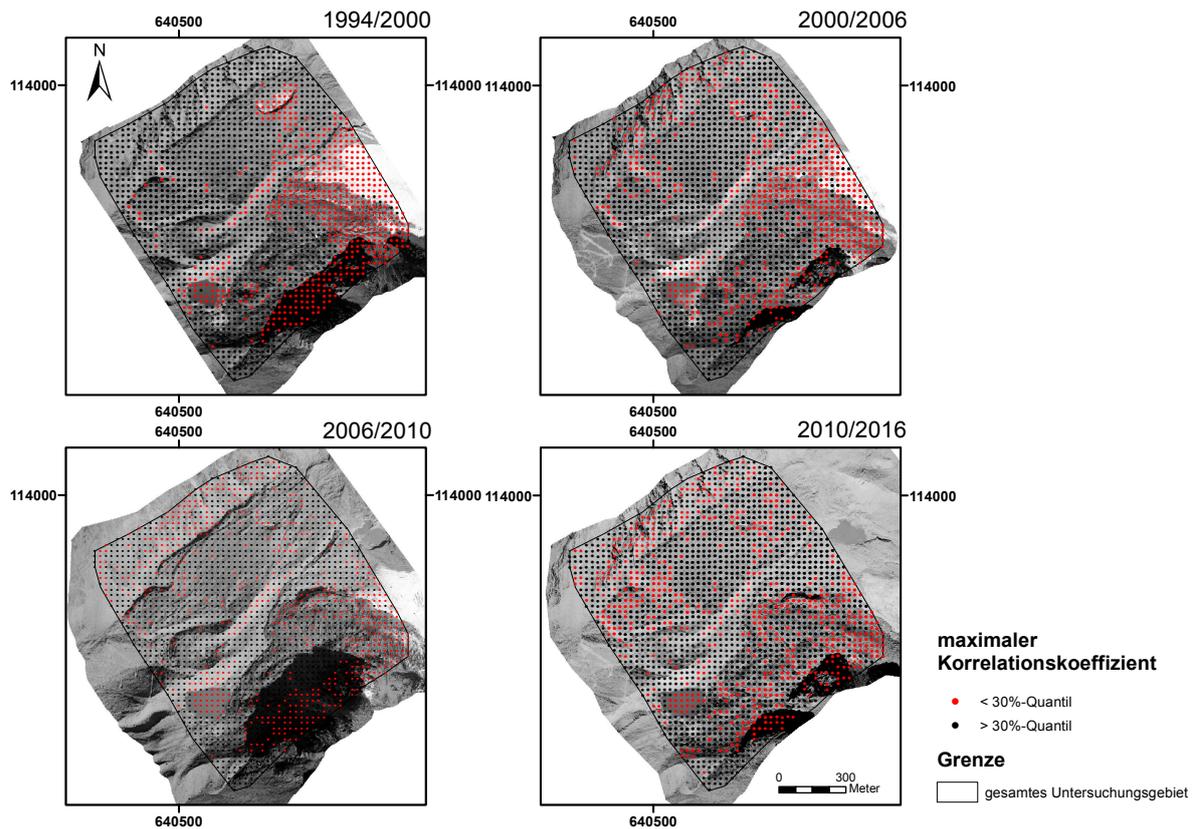


Abbildung 20: Räumliche Verteilung der Punkte mit gemessenen horizontalen Verschiebungen wo die maximalen Korrelationskoeffizienten tiefer und höher als das 30%-Quantil des maximalen Korrelationskoeffizienten sind. Das 30%-Quantil des maximalen Korrelationskoeffizient wurde mit CIAS für die verschiedenen Zeitperioden (1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016) für das gesamte Untersuchungsgebiet (schwarz umrandet) berechnet. Die Rasterpunkte mit einem maximalen Korrelationskoeffizient, welche das 30%-Quantil unterschreiten, sind in rot und die Rasterpunkte mit einem maximalen Korrelationskoeffizienten, welche das 30%-Quantil überschreiten, in schwarz dargestellt. Als Hintergrundbilder wurden die Orthophotos aus der jeweiligen Anfangsperiode (1994, 2000, 2006 und 2010) verwendet (Orthophotos aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).

5.3 Vertikale Veränderung

Die Oberflächenabsenkung und deren Veränderung über die Zeit wurde mittels der Höhenmodelle bestimmt. Dazu wurden in ArcGIS die Differenz zwischen den Rastern mit den Höhendaten und die Veränderung der Oberflächenabsenkung über die Jahre berechnet.

5.3.1 Koregistrierung und Fehlerabschätzung

Um den Fehler und allfällige Korrekturen zwischen den Höhenmodellen zu bestimmen, wurde in dieser Arbeit dem Vorgehen von Nuth & Käab (2011) gefolgt. Sie schlagen eine Methode basierend auf statistischer Fehlermodellierung vor. Das Vorgehen ist in Abbildung 21 dargestellt. In diesem werden die Höhendifferenzen zwischen zwei Höhenmodellen auf stabilem Gelände auf Abweichungen, die bei der Geolokalisierung der Daten und beim Erfassen der Objektgeometrie entstehen, sowie auf Abweichungen, die höhenbasiert sind, untersucht. Dieses Vorgehen ist vor allem dann sinnvoll, wenn keine Informationen über die Prozessierungsschritte der Daten vorhanden sind und der Fehler der Höhenraster nicht physikalisch bestimmt werden kann. Als erster Schritt werden bei dem vorgeschlagenen Verfahren die Höhendifferenzen zwischen zwei Höhenmodellen berechnet und die geschummerten (schattierten) Höhendifferenzbilder auf einen Topografieeffekt untersucht. Ist ein Topografieeffekt erkennbar, werden in einem zweiten Schritt die Differenzwerte zwischen zwei Höhenmodellen auf einem stabilen Gelände anhand einer Funktion, welche auf der Hangneigung und der Exposition beruht, auf horizontale und vertikale Verschiebungen überprüft (sh. Kapitel 4.1 in Nuth & Käab, 2011). Die Höhenraster werden danach anhand der ermittelten horizontalen und vertikalen Verschiebungen verschoben. Die Berechnung der Verschiebung sowie die anschliessende Korrektur wird in mehreren Iterationen wiederholt bis die erhaltene Standardabweichung über dem stabilen Gelände sich um weniger als 2% verkleinert. Wird dies erreicht oder ist bereits in Schritt 1 kein Topografieeffekt erkennbar, werden die Höhendifferenzen anschliessend über dem stabilen Gelände auf höhenabhängige Verschiebungen untersucht (sh. Kapitel 4.2 in Nuth & Käab, 2011). Bei Höhenmodellen, welche durch Satellitenbilder erhoben wurden, wird zusätzlich nach der höhenabhängigen Korrektur eine "along/cross track" Korrektur durchgeführt (sh. Kapitel 4.3 in Nuth & Käab, 2011). Zum Schluss wird vorgeschlagen die Differenzwerte noch auf übergeordnete Abweichungen zu überprüfen.

Für den ersten Schritt von Nuth & Käab (2011) wurden in dieser Arbeit die Höhenraster der Jahre 1994, 2000, 2006 und 2010 ("Slave DEMs") mit dem Höhenraster von 2016 ("Master DEM") verglichen. Die visuelle Überprüfung der geschummerten Differenzbilder zeigte dabei für keines der Bilder einen Topografieeffekt. Um dies zu verifizieren, wurde Schritt 2 ausgeführt. Dazu wurde zuerst stabiles Gelände definiert. Die Umgebung des Gruben Blockgletschers und des schuttbedeckten Grubengletschers ist geprägt durch Schutthänge und steile Felswände. Dies macht es schwierig stabile Flächen zu finden, welche sich auf verschiedenen Höhenlagen mit unterschiedlicher Exposition befinden. Als stabile Flächen wurden in dieser Arbeit Felsaufschlüsse an den Hängen neben dem Blockgletscher und dem schuttbedeckten Gletscher und ein grasüberwachsender Hang am Fusse des Blockgletschers festgelegt (sh. Abbildung 22). Durch mögliche Fehler bei der Bestimmung der Exposition in flachem Gelände wurden Hangneigungen mit Werten kleiner als 5° nicht berücksichtigt. Zusätzlich wurden auch Hangneigungen mit Werten grösser als 45° bei der Koregistrierung nicht miteinbezogen. Bei steilen Hängen besteht eine grössere Unsicherheit betreffend der Stabilität und auch die Ungenauigkeiten der Höhenmodelle ist bei steileren Hängen tendenziell höher (Pulighe & Fava, 2013). Für die stabilen Gebiete wurde anschliessend die Neigung und die Exposition extrahiert. Zusammen mit der Höhendifferenz zwischen

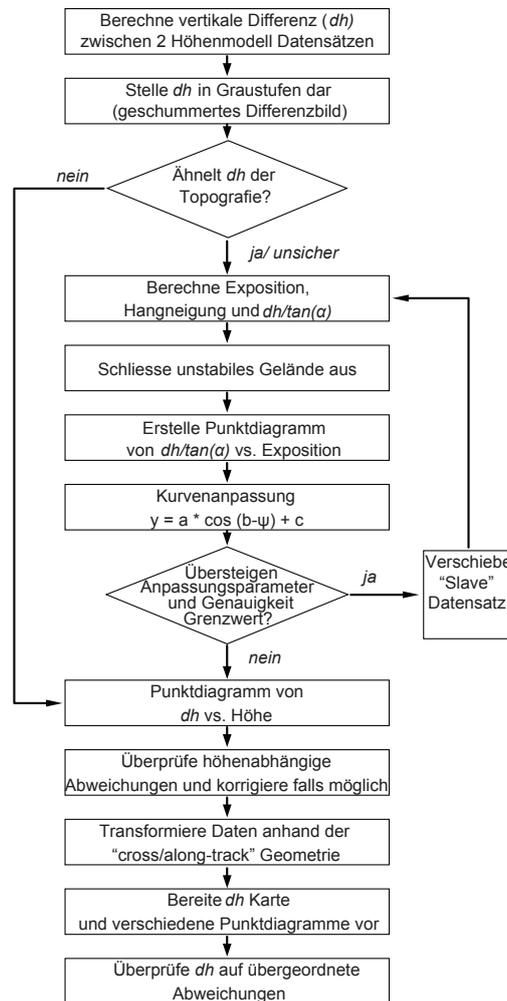


Abbildung 21: Eine von Nuth & Käab (2011) vorgeschlagene Methode für den Vergleich von digitalen Höhenmodellen um Gletscherveränderungen zu detektieren (aus dem Englischen nach Nuth & Käab, 2011: 287).

dem "Master DEM" (Höhenmodell 2016) und dem "Slave DEM" (Höhenmodelle 2010, 2006, 2000, 1994) wurde in der Excel Arbeitsmappe von Nuth & Käab (2011) die horizontale und vertikale Verschiebung berechnet. Anhand dieser Werte wurde das "Slave DEM" in ArcGIS verschoben. Die Iteration wurde wie in Nuth & Käab (2011) solange durchgeführt bis die Verbesserung der Standardabweichung kleiner als 2% betrug. In Tabelle 3 sind die erhaltenen Mittelwerte und Standardabweichungen der originalen Differenzbilder sowie der aus den nachfolgenden Iterationen erhaltenen Differenzbilder für die verschiedenen "Slave DEMs" aufgelistet. Bereits nach der ersten Iteration weisen die Differenzbilder eine höhere Standardabweichung über dem stabilen Gelände auf. Ausserdem wird in den geschummerten Differenzbildern die Topografie sichtbar, welches auf einen Versatz der Höhenmodelle schliessen lässt. Auch der visuelle Vergleich der Konturlinien deutet auf keinen horizontalen Versatz der originalen Höhenmodelle hin. Deshalb wurde angenommen, dass die Höhenmodelle keine grösseren systematischen Abweichungen in der horizontalen Richtung aufweisen. Die Luftbilder wurden in dieser Arbeit nur auf einen vertikalen Versatz korrigiert. Die relativ hohe Standardabweichung über dem angenommenen stabilen Gelände sowie die maximalen und minimalen Werte weisen jedoch daraufhin, dass das ange-

Tabelle 3: Statistik der Differenzhöhenmodelle (Differenz: "Slave DEM"- "Master DEM") über dem stabilen Gelände. Berechnet wurden der Mittelwert \bar{m} [m] und die Standardabweichung σ [m] für das ganze stabile Gelände für die Differenzhöhenmodelle aus den originalen Höhenmodelle (Original) und aus den Höhenmodellen nach der ersten Iteration (Iteration 1). Weiter wurde für die Differenzhöhenmodelle aus den originalen Höhenmodellen der Mittelwert \bar{m} [m] und die Standardabweichung σ [m] für das stabile Gelände ohne Ausreisser berechnet (ohne Ausreisser).

Differenz	Original		Iteration 1		ohne Ausreisser	
	\bar{m} [m]	σ [m]	\bar{m} [m]	σ [m]	\bar{m} [m]	σ [m]
1994-2016	-0.14	0.91	-0.15	1.02	-0.06	0.37
2000-2016	-0.58	0.95	-0.17	1.01	-0.51	0.38
2006-2016	-0.35	0.80	-0.14	0.89	-0.29	0.33
2010-2016	-0.13	1.79	-0.18	2.02	0.05	0.26

Tabelle 4: Vorgenommene vertikale Korrektur in [m/a] für die Differenz der Höhenmodelle der einzelnen Jahresperioden.

Jahresperiode	vertikal vorgenommene Korrektur [m/a]
1994/2000	+0.08
2000/2006	-0.04
2006/2010	-0.09
2010/2016	+0.01

nommene stabile Gelände trotz des Filterns der steilen Hangabschnitte noch relativ grosse Ausreisser in den Differenzwerten enthält. Daher wurden in dieser Arbeit die tiefsten 5% sowie die höchsten 5% der Werte entfernt um Ausreisser in den Differenzwerten zu entfernen. Der so erhaltene Mittelwert und die Standardabweichung sind in Tabelle 3 dargestellt. Die Standardabweichung über stabilem Gelände ist ein Mass für den zufälligen Fehler. Der Vergleich der Standardabweichung mit den Werten ohne Entfernung der Ausreisser zeigt, dass das stabile Gelände ohne Ausreisser deutlich geringere Werte aufweist als mit den Ausreissern. Die Höhenraster wurden daher in dieser Arbeit mittels der Mittelwerte bei welchen die Ausreisser entfernt wurden vertikal korrigiert. Die Verschiebung der einzelnen Höhenraster ergab die in Tabelle 4 dargestellten Korrekturen für die entsprechenden Jahresperioden. Anschliessend wurden die Differenzwerte ("Slave DEM"- "Master DEM") auf eine höhenabhängige Korrektur untersucht (sh. Kapitel 4.2 in Nuth & Käab, 2011). Dazu wurde das gesamte stabile Gelände ohne Ausreisser verwendet. Es konnte für keinen der Differenzwerte eine signifikante lineare Abhängigkeit zur Höhe festgestellt werden (R^2 immer kleiner als 0.12). Eine "along/cross track" Korrektur wird bei Höhenmodellen durchgeführt, welche durch Satelliten erhoben wurden (sh. Kapitel 4.3 in Nuth & Käab, 2011). Diese Korrektur war daher in dieser Studie nicht nötig.

6 Resultate

Im folgenden Kapitel sind die Resultate für die Oberflächenbeschaffenheit, die horizontalen und vertikalen Veränderungen auf dem Gruben Blockgletscher und dem schuttbedeckten Teil des Grubengletschers und die Resultate für den Vorstoss des Blockgletschers beschrieben. Um auf verschiedene Prozessbereiche des Blockgletschers, aber auch des schuttbedeckten Gletschers eingehen zu können, wurden der Blockgletscher und der schuttbedeckte Gletscher in vier verschiedene Bereiche unterteilt. Diese sind in Abbildung 22 dargestellt.

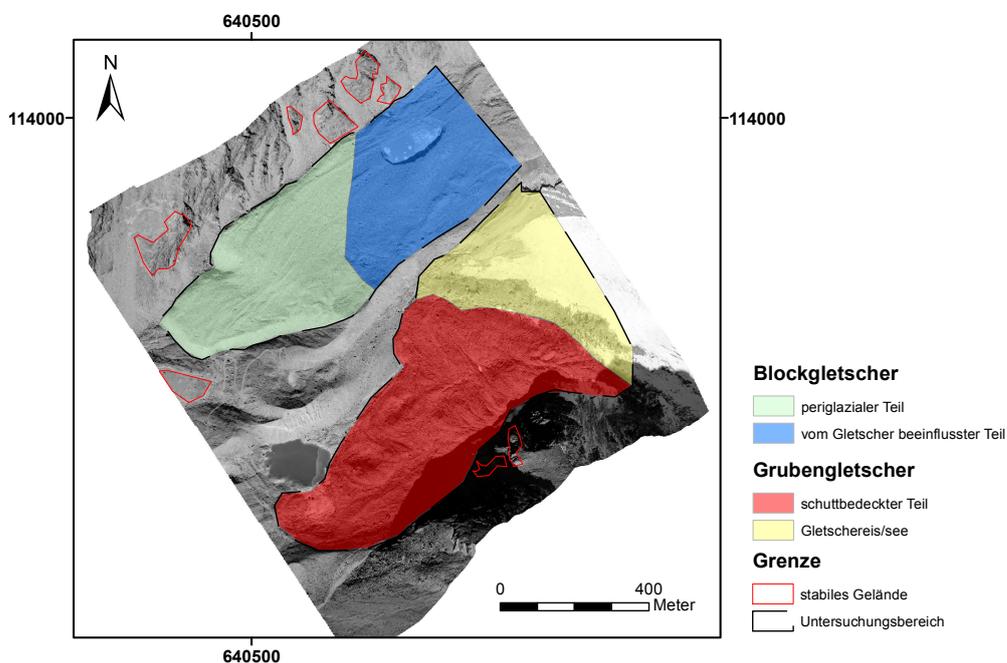


Abbildung 22: Untersuchungsgebiet mit den nach Käab et al. (1997) unterteilten Bereichen des Blockgletschers (periglazialer Teil und vom Gletscher beeinflusster Teil) und den unterteilten Bereichen für den schuttbedeckten Gletscher (schuttbedeckter Bereich und Gletschereis/see). In rot ist das stabile Gelände markiert. Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 1994 verwendet (Orthophoto aus Luftbildstreifen vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).

6.1 Oberflächenbeschaffenheit

Auf dem Blockgletscher sind eine steile Front (sh. Abbildung 23: (a)) und longitudinale Rücken zu beobachten (sh. Abbildung 8). Die longitudinalen Rücken zeigen in der Nähe des ehemaligen Thermokarstsees Nr. 5 eine Ablenkung in Richtung Grubengletscher. Der schuttbedeckte Gletscher zeigt transversale

sowie longitudinale Rücken (sh. Abbildung 8) und eine flache Front (sh. Abbildung 11). Die longitudinalen Rücken des Blockgletschers und die transversalen Rücken des schuttbedeckten Gletschers haben mit bis zu ca. 15 m eine ähnliche Breite. Die longitudinalen Rücken des schuttbedeckten Gletschers haben eine Breite von bis zu ca. 60 m. Die topografische Heterogenität wurde mit Hilfe der Rauheitsparameter TRI und VRM berechnet. Diese sind in Abbildung 23 dargestellt. Zusätzlich zu sehen ist auch die Oberflächenneigung. Der TRI auf dem Blockgletscher ist vergleichbar mit dem TRI des schuttbedeckten Gletschers. Die VRM dagegen zeigt auf dem Blockgletscher tiefere Werte als auf dem schuttbedeckten Gletscher.

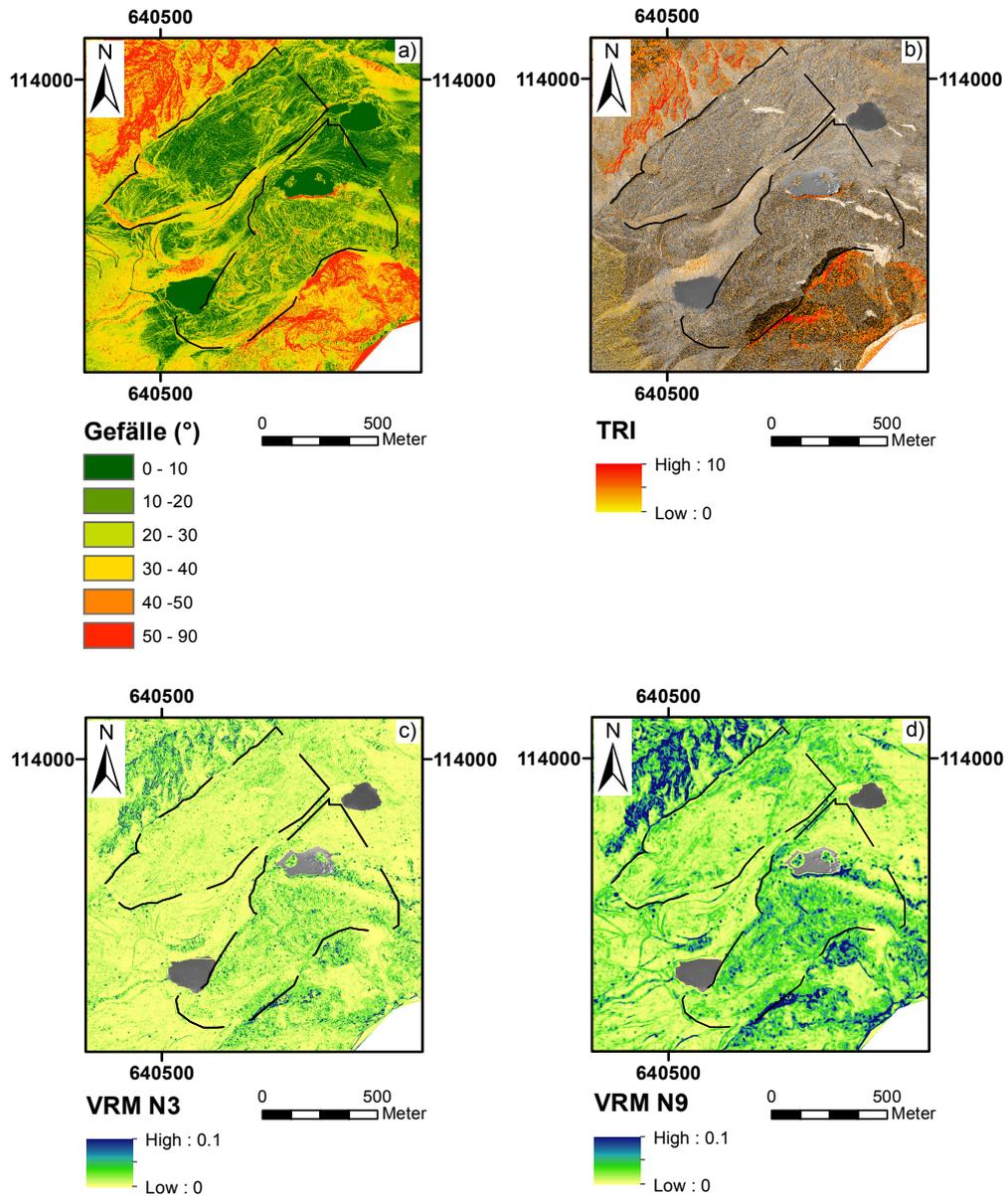


Abbildung 23: (a) Gefälle; (b) TRI; (c) VRM berechnet für 3 x 3 Nachbarszellen; (d) VRM berechnet für 9 x 9 Nachbarszellen. Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 2016 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo)

6.2 Horizontale Verschiebung

Für die Perioden 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016 wurde die horizontale Geschwindigkeit mittels CIAS bestimmt (sh. Kapitel 5.2). In Abbildung 24 sind die Geschwindigkeiten der Perioden 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016 über das ganze Studiengebiet in m/a dargestellt. Die Genauigkeit der horizontalen Verschiebung beträgt dabei etwa ± 0.08 m/a (sh. Kapitel 5.3.1). Durch die in Kapitel 5.3.1 diskutierten Fehlerquellen können in den horizontalen Verschiebungen Artefakte beobachtet werden. Im Folgenden werden die horizontalen Verschiebungen auf mögliche Artefakte überprüft. Weiter wird näher auf die Unterschiede zwischen den Prozessbereichen (sh. Abbildung 22) und die zeitliche Entwicklung der einzelnen Prozessbereiche eingegangen. Ausserdem wird mit Strömungslinien das mögliche Alter der Blockgletscheroberfläche und der schuttbedeckten Gletscheroberfläche angedeutet.

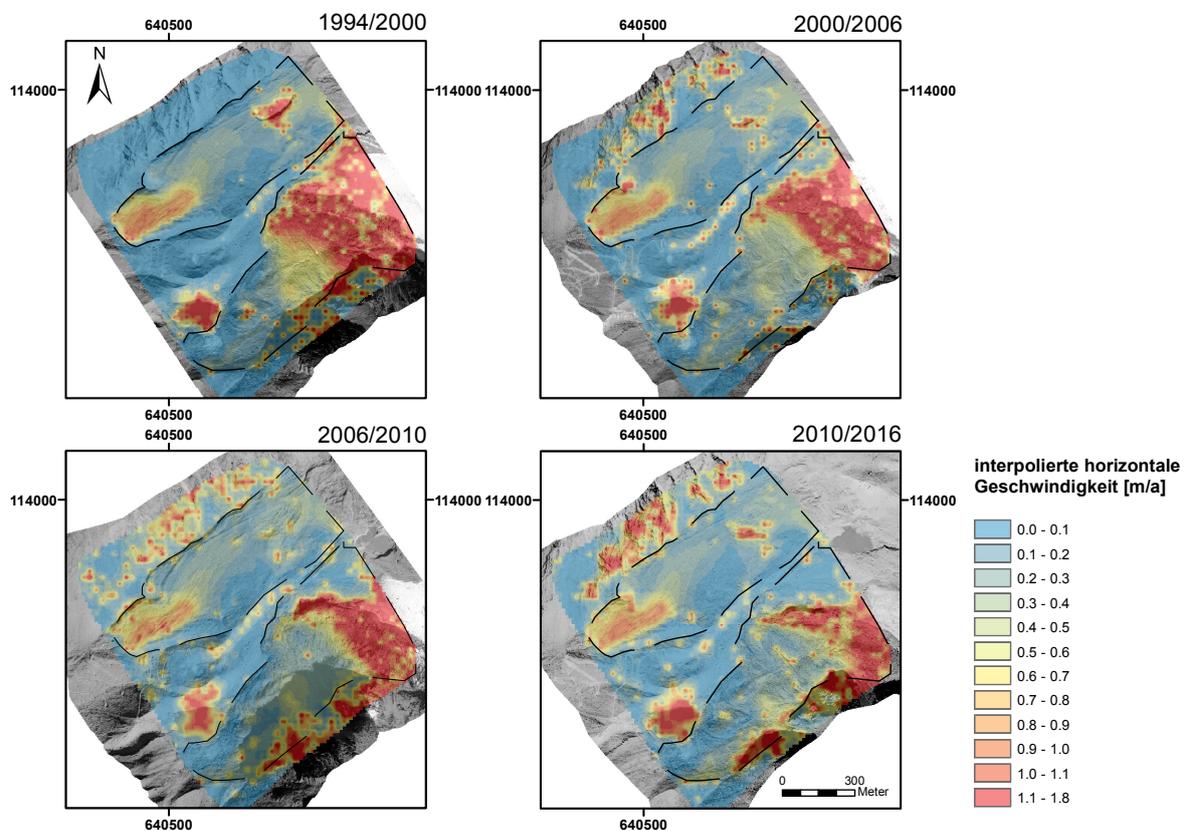


Abbildung 24: Horizontale Geschwindigkeit [m/a] in den Perioden 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016. Als Hintergrundbilder wurden die Orthophotos aus der jeweiligen Anfangsperiode (1994, 2000, 2006 und 2010) verwendet (Orthophotos aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).

6.2.1 Artefakte

Ausserhalb des Blockgletschers und des schuttbedeckten Gletschers sind für alle Jahresperioden höhere Geschwindigkeiten im Bereich des Sees Nr. 1 und in den steilen Hängen an den Rändern des Block-

gletschers und des schuttbedeckten Gletschers zu beobachten. Bei den gemessenen Geschwindigkeiten handelt es sich wahrscheinlich um Artefakte, da in diesem Bereich auch kleinere Korrelationskoeffizienten vorkommen (sh. auch Abbildung 20). Im Bereich des Blockgletschers sind höhere Geschwindigkeiten für alle Jahresperioden im Zungenbereich des Blockgletschers (periglazialer Bereich, sh. Abbildung 22) zu sehen. Die Geschwindigkeiten sind dabei relativ homogen verteilt und auch der maximale Korrelationskoeffizient liegt oberhalb des 30%-Quantils, was auf plausible Geschwindigkeiten schließen lässt. Im vom Gletscher beeinflussten Teil des Blockgletschers kommen in der Nähe des ehemaligen Thermokarstsees Nr. 5 punktuell höhere Geschwindigkeiten vor. Dies vor allem in der Jahresperiode von 1994/2000. Diese höheren Geschwindigkeiten befinden sich meist an jenen Orten an welchen der maximale Korrelationskoeffizient relativ klein ist. In Kombination mit dem Wissen, dass sich der Thermokarstsee Nr. 5 zwischen 1994 und 2000 geleert hat und deshalb dort Geschwindigkeitsmessungen anhand von Grauwerten nicht die Bewegung erfassen, kann deshalb davon ausgegangen werden, dass es sich bei den Geschwindigkeitswerten des See Nr. 5 in der Periode 1994/2000 um Artefakte handelt. Der schuttbedeckte Gletscher zeigt im Bereich des Wechsels von Gletschereis zum schuttbedeckten Teil für alle Jahresperioden hohe Geschwindigkeiten. Auch in diesem Bereich ist mit Artefakten zu rechnen, da sich im Laufe der Jahre ein See gebildet hat, auf welchem die Geschwindigkeiten anhand der Kreuzkorrelation der Grauwerte nicht korrekt gemessen werden können. Der maximale Korrelationskoeffizient unterstützt diese Interpretation. In Richtung der Zunge nehmen die Geschwindigkeitswerte auf dem schuttbedeckten Gletscher relativ konstant ab. Im Randbereich kommt es dabei zu punktuell höheren Werten. Die hohen Werte befinden sich in Gebieten, in denen die Orthophotos, mit welchen die Geschwindigkeit ermittelt wurde, Schatten aufweisen. Dieser Schatten kann die Berechnung der Bewegungen im CIAS erschweren. Darauf deuten auch die tieferen maximalen Korrelationskoeffizienten hin. Es ist jedoch schwierig zu beurteilen, ob es sich dabei um Artefakte handelt oder ob die maximalen Korrelationskoeffizienten tief sind, da das Orthophoto mit Schatten höhere Grauwerte aufweist als das Orthophoto ohne Schatten. Diese Werte müssen daher mit Vorsicht interpretiert werden. Die Entfernung der Werte die das 30%-Quantile des maximalen Korrelationskoeffizienten unterschreiten, haben einen Einfluss auf die berechneten Mittelwerte der horizontalen Bewegungen für die einzelnen Bereiche (sh. Abbildung 22). Die berechneten Mittelwerte sind in Tabelle 5 aufgelistet. Die Entwicklung der horizontalen Bewegung über die verschiedenen Jahresperioden sieht für die Geschwindigkeiten mit und ohne Werte mit maximalen Korrelationskoeffizienten, die das 30 %-Quantil unterschreiten bis auf einen Unterschied von etwa 0.1 m/a ähnlich aus. Nur beim vom Gletscher beeinflussten Teil ist eine Abweichung vom Trend in der Jahresperiode 1994/2000 sichtbar. Diese Abweichung kann auf das Verschwinden des Sees Nr. 5 zurückgeführt werden, welches hohe Geschwindigkeitswerte im Bereich des Sees mit tiefen maximalen Korrelationskoeffizienten zur Folge hat. Im weiteren Verlauf der Arbeit wird bei der Berechnung der Statistik angenommen, dass es sich bei den maximalen Korrelationskoeffizienten, die das 30%-Quantil unterschreiten, um Artefakte handelt. Dies, da sich die tiefen maximalen Korrelationskoeffizienten meist an Orten befinden an welchen zwischen den beiden Orthophotos Kontraständerung (z.B. Gletschereis, See oder Schnee) stattfinden und somit Schwierigkeiten bestehen die Geschwindigkeiten korrekt zu ermitteln.

6.2.2 Zeitliche und räumliche Entwicklung

Die höchsten Geschwindigkeiten über eine grössere Fläche verteilt sind im Gletschereis/see Bereich und im periglazialen Bereich des Blockgletschers zu beobachten (sh. Abbildung 24). Da sich im Bereich Gletschereis/see über die Jahre durch das Zurückziehen des Gletschereises und das Bilden eines Gletschersees viel verändert hat, ist es in diesem Bereich schwierig die Geschwindigkeit mit CIAS zu bestim-

Tabelle 5: Mittlere Geschwindigkeit für die verschiedenen Gletscher und Blockgletscher Bereiche (sh. Abbildung 22). Für den periglazialen Teil (B_PERI) und den vom Gletscher beeinflussten Teil (B_GA) des Blockgletschers sowie den schuttbedeckten Gletscher (G_SB_TEIL) und den Gletschereis/see Bereich (G_SE) wurde die mittlere Geschwindigkeit mit CIAS berechnet. Gezeigt sind für diese Bereiche die mittlere Geschwindigkeit berechnet aus allen Werten (\bar{v}_t [m/a]) und die mittlere Geschwindigkeit, sowie der Median, welche nur aus den Werten mit maximalem Korrelationskoeffizient die das 30%-Quantil überschreiten, berechnet wurden (\bar{v}_o [m/a] und v_{med} [m/a]).

Jahresperiode	B_PERI			B_GA			G_SB_TEIL			G_SE		
	\bar{v}_t [m/a]	\bar{v}_o [m/a]	v_{med} [m/a]									
1994/2000	0.35	0.34	0.22	0.30	0.15	0.13	0.61	0.37	0.27	1.02	0.48	0.13
2000/2006	0.39	0.35	0.22	0.24	0.18	0.13	0.46	0.28	0.25	0.96	0.68	0.54
2006/2010	0.38	0.34	0.23	0.23	0.20	0.16	0.42	0.28	0.22	0.78	0.43	0.14
2010/2016	0.40	0.33	0.20	0.21	0.17	0.11	0.40	0.29	0.17	0.61	0.37	0.05

men. Für diesen Bereich wurden daher auf dem schuttbedeckten Teil zusätzlich einzelne Bewegungen von Blöcken verfolgt. Dazu wurden 5 Blöcke, welche auf den Orthophotos gut zu identifizieren sind, ausgewählt um diese über die Jahre zu verfolgen (Abbildung 25). Die Geschwindigkeit dieser Blöcke ist in Tabelle 6 aufgelistet. Sie zeigt, dass in dem schuttbedeckten Bereich des Gletschereises/ees mit noch höheren Geschwindigkeiten gerechnet werden muss, als mit CIAS gemessen wurden. Vor allem in der Jahresperiode 1994/2000. Danach nimmt die Bewegung über den Lauf der Jahre immer weiter ab. Auf dem vom Gletscher beeinflussten Teil des Blockgletschers sieht man im Gegensatz zum periglazialen Teil des Blockgletschers und des Gletschereis/see Bereichs des Grubengletschers nur relativ geringe Verschiebungen. Dies wird auch beim Vergleich der Boxplots der horizontalen Verschiebung der einzelnen Bereiche sichtbar, bei denen der vom Gletscher beeinflusste Teil über alle Jahresperioden hinweg den kleinsten Median und auch den kleinsten Interquartilsabstand aufweist (sh. Abbildung 26 und Tabelle 5). Der Median und der Mittelwert des periglazialen Teils des Gruben Blockgletschers und des schuttbedeckten Teils des Grubengletschers liegen in einem ähnlichen Bereich.

Vergleicht man die zeitliche Entwicklung der verschiedenen Bereiche über die Jahre hinweg, sieht man, dass der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers und der Gletschereis/see Bereich des Grubengletschers die grössten Veränderungen in der horizontalen Bewegung aufweisen. Dies ist einerseits visuell in Abbildungen 24 und 28 sichtbar, andererseits auch in den Boxplots (sh. Abbildung 27) und der Bewegung der einzelnen Blöcke (Tabelle 6). Die Abbildung 28 zeigt die Veränderung der Geschwindigkeit zwischen den Jahresperioden. Im schuttbedeckten Bereich des Grubengletschers ist von der Jahresperiode 1994/2000 zur Jahresperiode 2000/2006 eine Verlangsamung zu beobachten. Etwas weniger deutlich ist diese Verlangsamung in den darauffolgenden Jahresperioden von 2000/2006 zu 2006/2010 und von 2006/2010 zu 2010/2016 zu sehen. Diese Verlangsamung auf dem schuttbedeckten Gletscher zeigt sich auch in der Abnahme des Medians. Der Median der Geschwindigkeit für den schuttbedeckten Teil nimmt von der Periode 1994/2000 zur Periode 2010/2016 ab (sh. Abbildung 27). Ansonsten sind die höchsten oder tiefsten Beschleunigungen in Abbildung 28 an den gleichen Orten zu beobachten, an welchen die maximalen Korrelationskoeffizienten der Geschwindigkeitswerte einer Jahresperiode gering sind. Neben dem schuttbedeckten Teil zeigt auch der Gletschereis/see Bereich Veränderungen über die Zeit. Die gemessene Bewegung der einzelnen Steinblöcke zeigt eine Abnahme der Geschwindigkeiten über die Jahresperioden von 1994–2016 (sh. Tabelle 6). Auch der berechnete Median der Geschwindigkeitswerte ermittelt mit CIAS des Gletschereis/see Bereichs zeigt ab der Periode 2000/2006 eine Abnahme bis zur Periode 2010/2016 (sh. Tabelle 5).

Tabelle 6: Bewegungen für den Gletschereis/see Bereich des schuttbedeckten Gletschers für einzelne Blöcke (sh. Abbildung 25) und die aus diesen Werten ermittelten mittleren Geschwindigkeiten \bar{v}_b [m/a] und deren Standardabweichung σ_b [m/a].

Jahresperiode	Stein 1 [m/a]	Stein 2 [m/a]	Stein 3 [m/a]	Stein 4 [m/a]	Stein 5 [m/a]	\bar{v}_b [m/a]	σ_b [m/a]
1994/2000	-	5.2	3.5	2.3	3.9	3.7	1.2
2000/2006	3.9	2.4	1.4	1.4	-	2.3	1.2
2006/2010	1.8	0.8	0.8	0.5	-	1.0	0.6
2010/2016	0.6	-	-	-	-	0.6	-

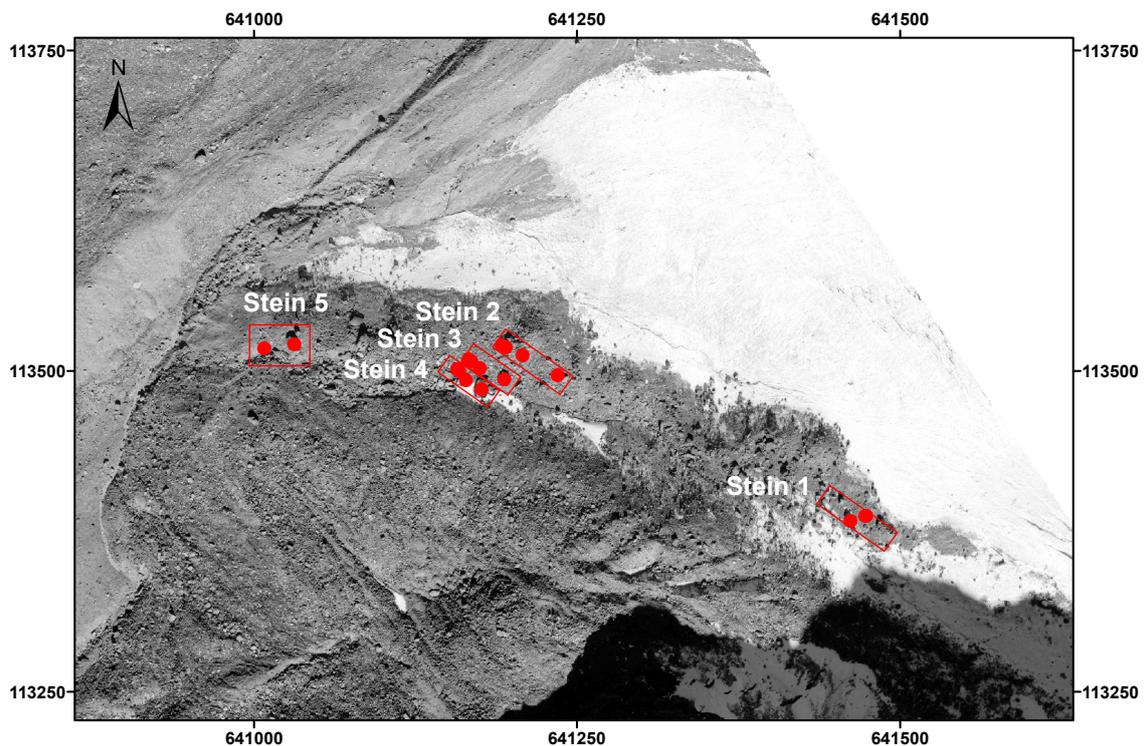


Abbildung 25: Standorte, an welchen die Verschiebung einzelner Blöcke gemessen wurde (sh. auch Tabelle 6). Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 1994 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).

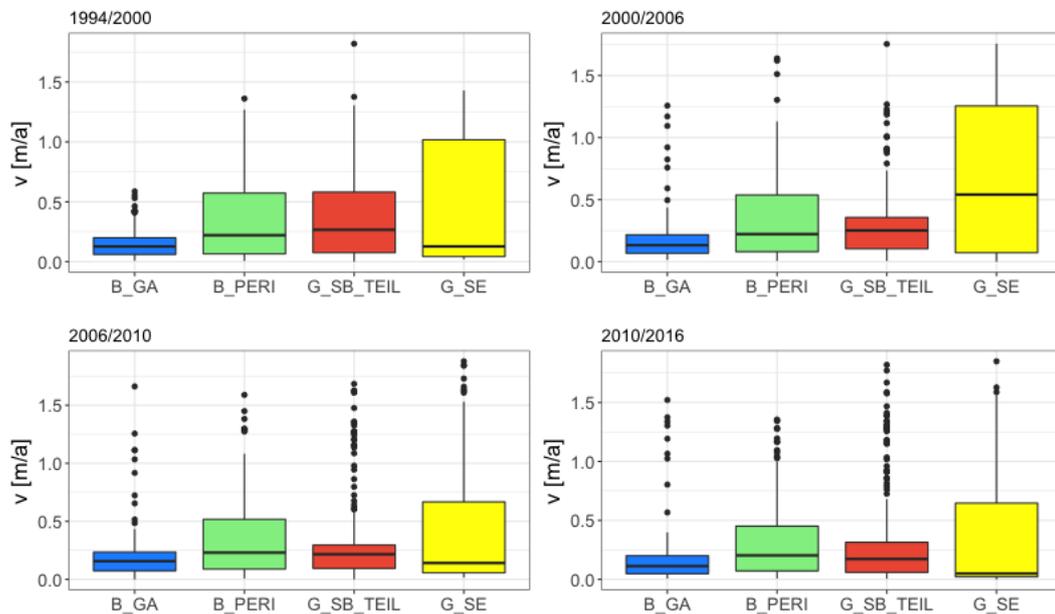


Abbildung 26: Boxplot der räumlichen Verteilung der horizontalen Verschiebungen der verschiedenen Bereiche (sh. Abbildung 22) für die verschiedenen Jahresperioden. B_GA steht für den Gletscher beeinflussten Teil, B_PERI für den periglazialen Teil des Blockgletschers, G_SB_TEIL für den schuttbedeckten Teil und G_SE für den Gletschereis/see Bereich des Grubengletschers.

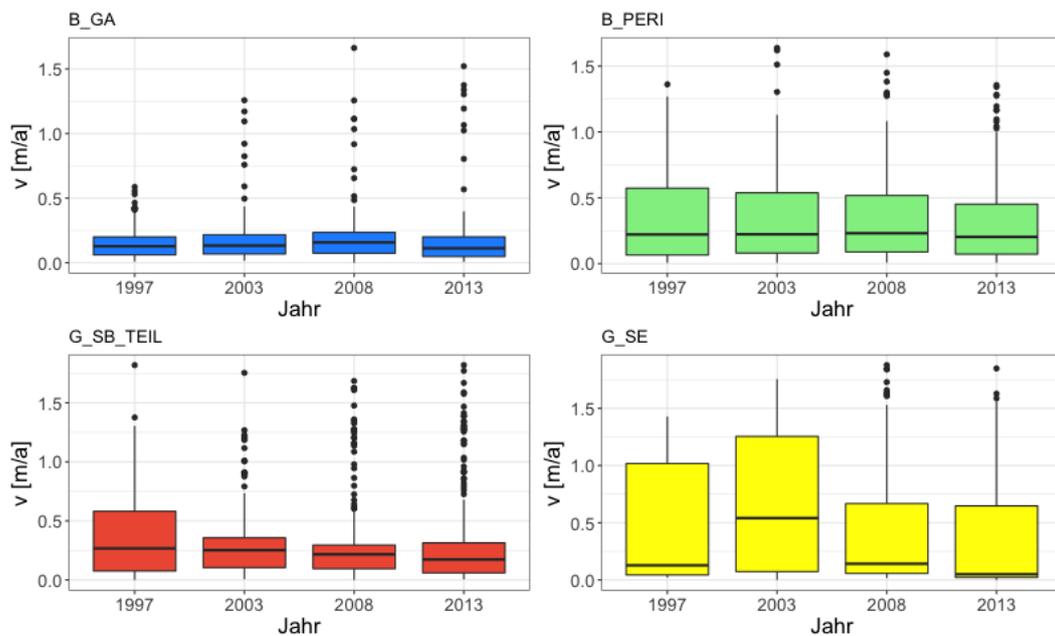


Abbildung 27: Boxplots der zeitlichen Entwicklung der horizontalen Verschiebungen der verschiedenen Bereiche (sh. Abbildung 22). 1997 steht für die Periode 1994/2000, 2003 für die Periode 2000/2006, 2008 für die Periode 2006/2010 und 2013 für die Periode 2010/2016.

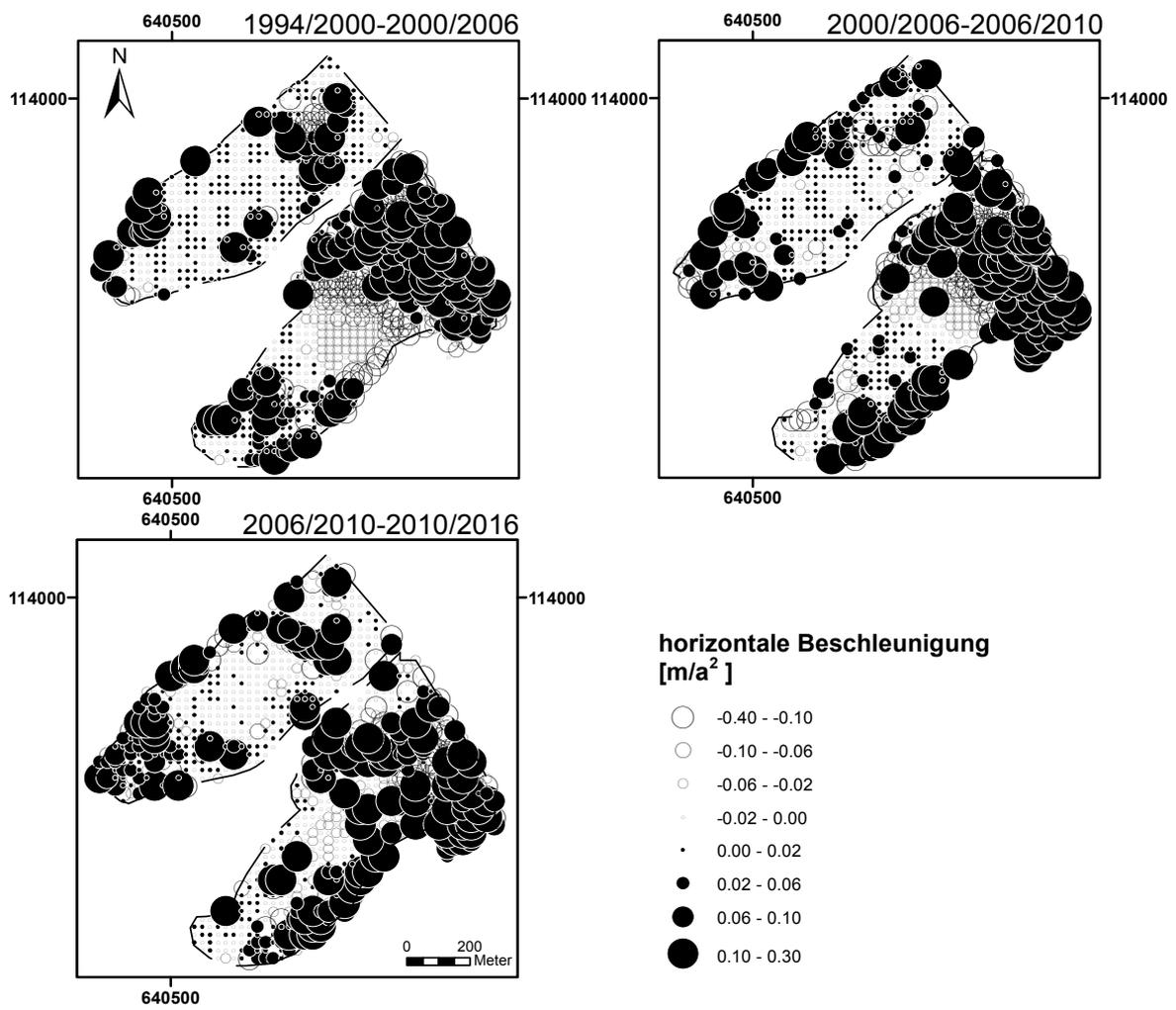


Abbildung 28: Beschleunigung und Verlangsamung der horizontalen Geschwindigkeiten in [m/a²] der Perioden 1994/2000–2000/2006, 2000/2006–2006/2010 und 2006/2010–2010/2016.

6.2.3 Strömungslinien

Das Alter der Oberfläche des Blockgletschers kann mittels Fließlinien abgeschätzt werden (sh. Abbildung 29). In der Mitte des Blockgletschers führt dies zu einem Oberflächenalter von bis zu 2000 Jahren. Auf dem schuttbedeckten Gletscher kann das Oberflächenalter bis zu 1200 Jahren zurückverfolgt werden.

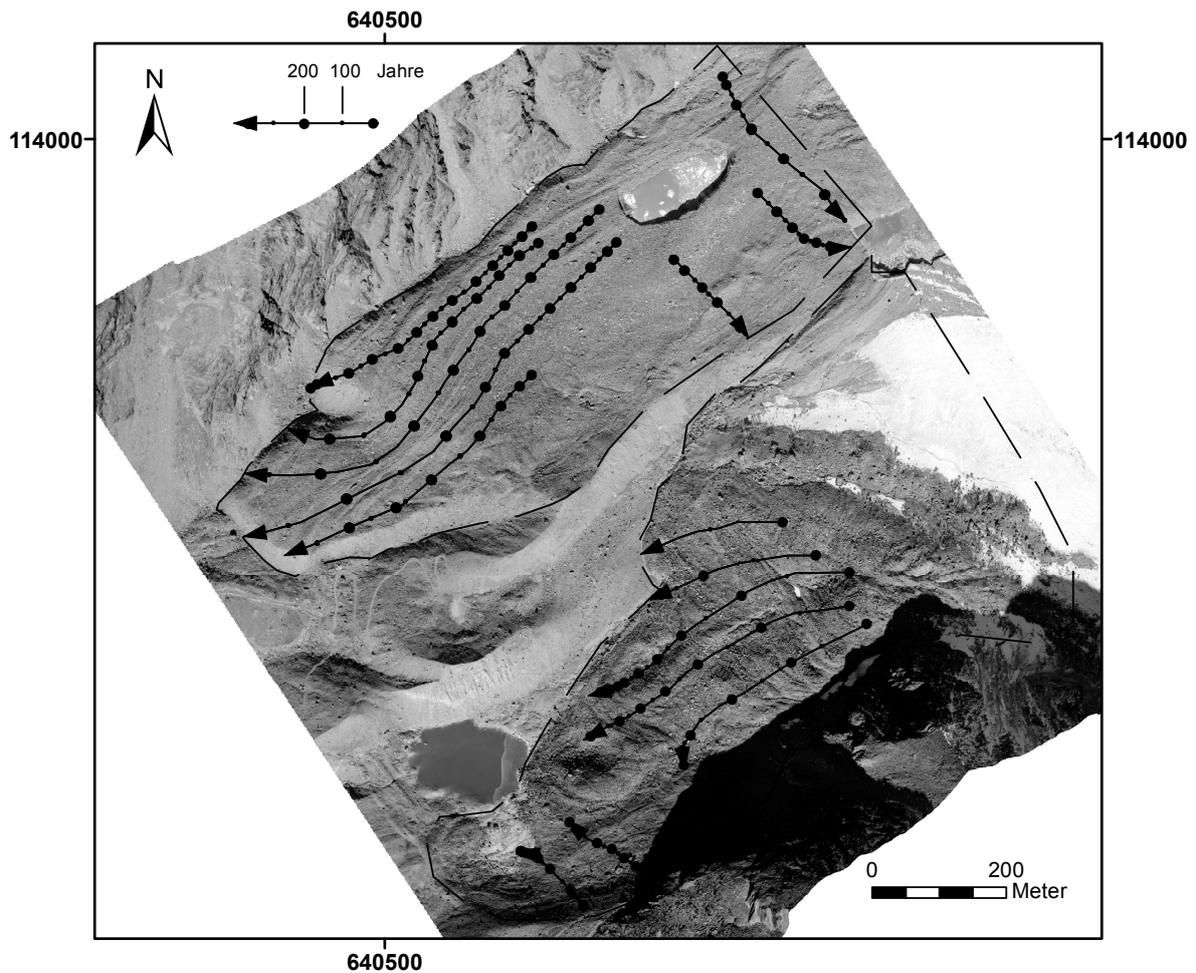


Abbildung 29: Strömungslinien abgeleitet aus den interpolierten horizontalen Verschiebungen der Zeitperiode zwischen 1994 und 2000 mit der Annahme eines konstanten Kriechens. Die kleinen Punkte stellen die Verschiebungen für 100 Jahre dar und die grossen Punkte die Verschiebungen für 200 Jahre. Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 1994 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).

6.3 Vertikale Veränderung

In der Abbildung 30 sind die vertikalen Absenkungen, berechnet aus der Differenz der Höhenwerte (sh. Kapitel 5.3), für die Perioden zwischen 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016 abgebildet. Gezeigt werden die Höhendifferenzen nur für den Blockgletscher und den schuttbedeckten Gletscher. Die Abweichung der Höhendifferenz bei den steilen Felswänden und das Rauschen ausserhalb des Gletschers, welches wahrscheinlich aufgrund der vorzeichenlosen, ganzzahligen Werte der Höhen- daten der Jahre 1994, 2000 und 2006 entsteht, wurde entfernt. Die vorzeichenlosen, ganzzahligen Werte können bei der Berechnung der Differenz zu einer Abweichung von bis zu ± 1 m pro Periode führen. Im Folgenden wird auf die zeitliche und räumliche Entwicklung der vertikalen Veränderung eingegangen und die Entwicklung der Höhenprofile zusammen mit der horizontalen Verschiebung gezeigt.

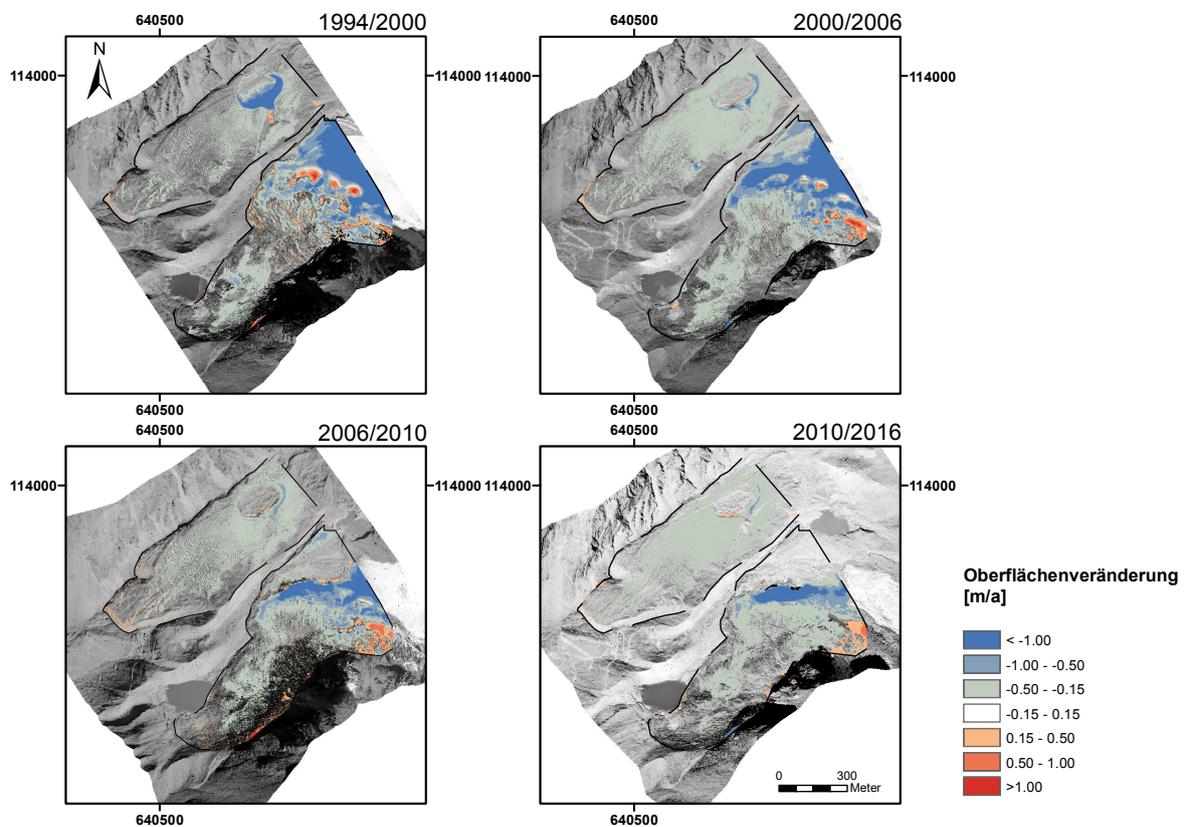


Abbildung 30: Vertikale Absenkung [m/a] in den Perioden zwischen 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016. Als Hintergrundbild wird jeweils das Orthophoto des Ausgangsjahres der Periode (1994, 2000, 2006 und 2010) gezeigt (Orthophotos aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo). Der Bereich zwischen -0.15 und 0.15 m/a wird durch die mögliche Abweichung der Höhendifferenz aufgrund der vorzeichenlosen, ganzzahligen Werte der Höhendaten von 1994, 2000 und 2006 transparent dargestellt.

6.3.1 Zeitliche und räumliche Entwicklung

Beim Blockgletscher kann auf einem Grossteil der Fläche über alle Jahresperioden hinweg eine Absenkung beobachtet werden. Ausnahmen sind die Randbereiche, an welchen eine Zunahme der Oberflächenhöhe beobachtet werden kann. Eine starke Abnahme ist in der Periode 1994/2000 im Bereich des Thermokarstsees Nr. 5 zu sehen. In den Perioden von 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016 finden nach der Entleerung des Sees Nr. 5 in diesem Bereich jedoch wieder weniger starke Veränderungen statt. Auf dem schuttbedeckten Gletscher kann im Bereich der transversalen Rücken bei allen Jahresperioden eine Zunahmen der Oberflächenhöhe beobachtet werden und andernorts eher eine Abnahme (sh. Abbildung 30 und 31). Starke Abnahmen sind im Gletschereis/see Bereich des Grubengletschers sichtbar, welcher durch die Gletscherseebildung und den Gletscherrückzug geprägt ist. Die betroffene Fläche der starken Abnahme nimmt dabei jedoch von Periode zu Periode ab. Neben der Absenkung sind im Randbereich des Gletschersees Nr. 7 auf dem schuttbedeckten Gletscher in den Perioden 1994/2000 und 2000/2006 kreisförmige Zunahmen zu sehen. Diese befinden sich an Orten, an welchen sich kleine Geröllerhebungen bewegen. Die grosse Abnahme in der Höhe im Gletschereis/see Bereich im Vergleich zu den anderen Bereichen ist auch deutlich in den Boxplots der vertikalen Veränderung für die Perioden 1994/2000, 2000/2006 und 2006/2010 zu sehen (Abbildung 32). Die restlichen Gletscher- und Blockgletscherbereiche bewegen sich in einem ähnlichen Bereich der vertikalen Veränderung, wobei der periglaziale Teil des Blockgletschers den höchsten Median und Mittelwert in der vertikalen Veränderung zeigt (sh. Tabelle 7).

Analysiert man die zeitliche Entwicklung der vertikalen Veränderung über die Jahre hinweg in den einzelnen Bereichen, sieht man, dass die grössten Veränderungen über die Zeit im Gletschereis/see Bereich stattfinden (sh. Abbildung 33 und 36). Die Mediane des Gletschereis/see Bereichs des Grubengletschers zeigen von Periode zu Periode eine weniger starke vertikale Abnahme. In den anderen Bereichen kann keine solch deutliche Verlangsamung der vertikalen Absenkung erkannt werden. Für den vom Gletscher beeinflussten Teil des Blockgletschers und den schuttbedeckten Teil des Grubengletschers ist der Median der vertikalen Veränderung in der Periode 2000/2006 am tiefsten. Für den periglazialen Teil des Blockgletschers dagegen ist der höchste Median der vertikalen Veränderung in der Periode 2000/2006 zu beobachten.

Um die zeitliche Entwicklung mit den horizontalen Verschiebungen und vertikalen Veränderungen mit jenen aus Käab et al. (1997) (sh. Abbildung 13) zu vergleichen, wurde die mittlere vertikale Veränderung der unterteilten Bereiche (Abbildung 22) zusammen mit der horizontalen Geschwindigkeit dargestellt (Abbildung 34). Die Werte der mittleren vertikalen Veränderung sowie die Standardabweichung der Höhendifferenzen befinden sich in Tabelle 7. Im Vergleich zum Median der vertikalen Veränderungen zeigen die mittleren vertikalen Veränderungen eine leicht andere zeitliche Entwicklung auf, was auf die teils hohen Ausreisser der vertikalen Veränderung der einzelnen Bereiche zurückzuführen ist. Die Abweichung des Medians vom Mittelwert ist auch bei der horizontalen Verschiebung sichtbar (sh. Tabelle 5).

Betrachtet man die kumulativen Änderungen der vertikalen Veränderung (Abbildung 35), berechnet aus den mittleren Absenkungen, sieht man deutlich, dass der Teil des Grubengletschers, welcher durch die Gletscherseebildung sowie den Gletschereisrückzug geprägt ist, die grösste negative Höhenänderung über die Jahre aufzeigt. Vergleicht man die anderen Bereiche, sieht man auch eine konstante Abnahme, wobei der periglaziale Teil des Blockgletschers den kleinsten Absenkungen unterworfen ist.

Tabelle 7: Mittlere vertikale Veränderung $\Delta h/\Delta t$ [m/a], Median der vertikalen Veränderung med [m/a] und Standardabweichung σ [m/a] für die verschiedenen Gletscher- und Blockgletscherbereiche (sh. Abbildung 22) für die einzelnen Jahresperioden. Zu den Bereichen gehören der periglaziale Teil (B_PERI) und der vom Gletscher beeinflusste Teil (B_GA) des Blockgletschers sowie der schuttbedeckte Gletscher (G_SB_TEIL) und der Gletschereis/see Bereich (G_SE).

Jahresperiode	B_PERI			B_GA			G_SB_TEIL			G_SE		
	$\Delta h/\Delta t$ [m/a]	med [m/a]	σ [m/a]									
1994/2000	-0.08	-0.09	0.11	-0.30	-0.08	0.59	-0.15	-0.09	0.25	-0.92	-0.75	0.82
2000/2006	-0.08	-0.04	0.13	-0.21	-0.21	0.18	-0.17	-0.21	0.25	-1.03	-0.79	1.02
2006/2010	-0.06	-0.06	0.12	-0.16	-0.15	0.15	-0.11	-0.10	0.26	-0.64	-0.27	1.19
2010/2016	-0.10	-0.10	0.09	-0.14	-0.16	0.12	-0.12	-0.10	0.26	-0.43	-0.07	0.88

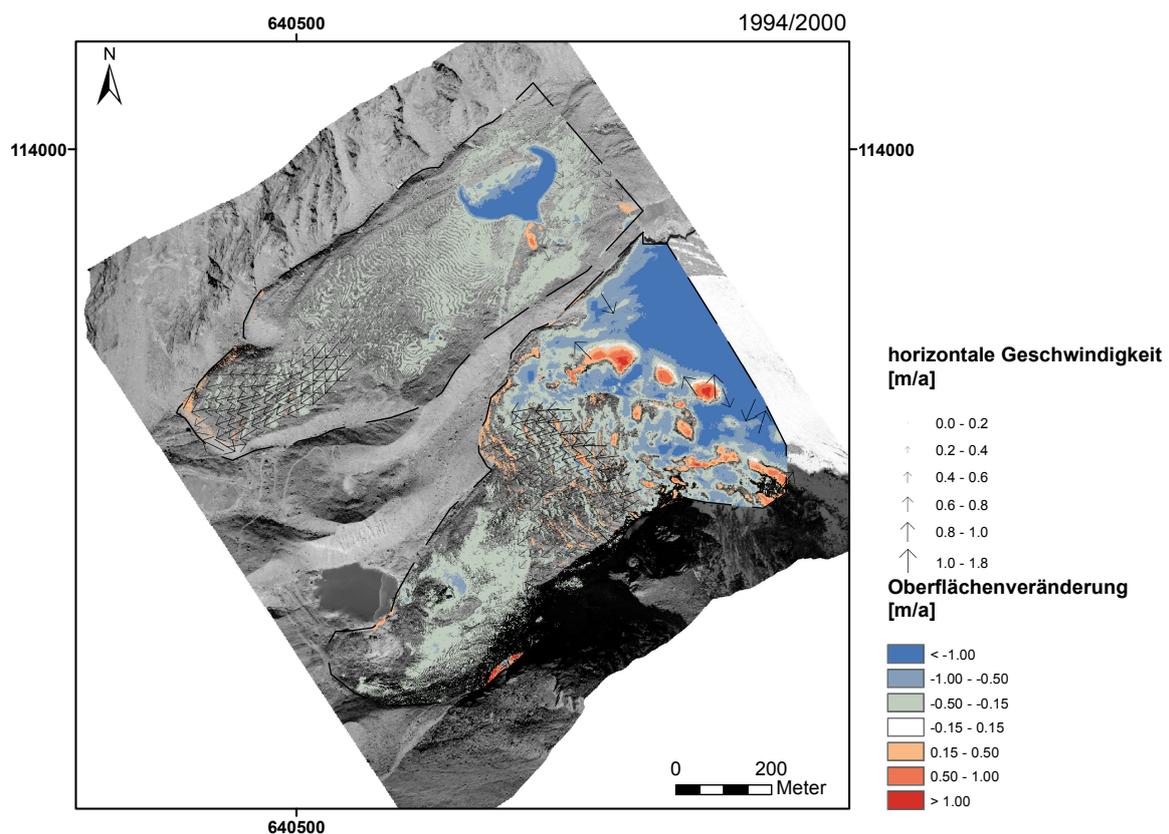


Abbildung 31: Oberflächenveränderung [m/a] und horizontale Geschwindigkeit [m/a] zwischen 1994 und 2000. Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 1994 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).

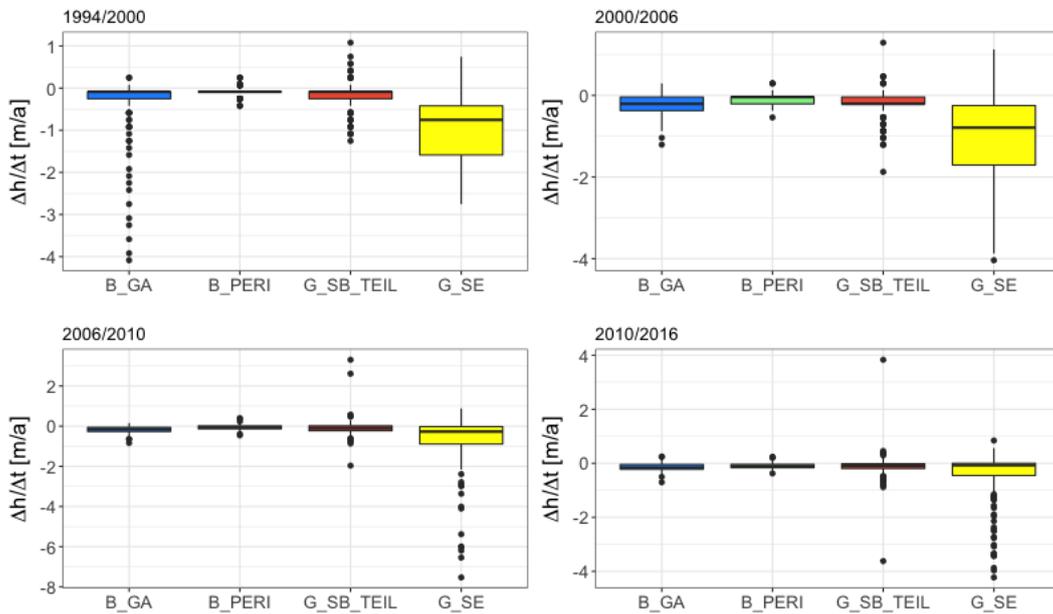


Abbildung 32: Boxplot der räumlichen Verteilung der vertikalen Veränderungen der verschiedenen Bereiche (sh. Abbildung 22). B_GA steht für den Gletscher beeinflussten Teil, B_PERI für den periglazialen Teil des Blockgletschers, G_SB_TEIL für den schuttbedeckten Teil und G_SE für den Gletschereis/see Bereich des Grubengletschers.

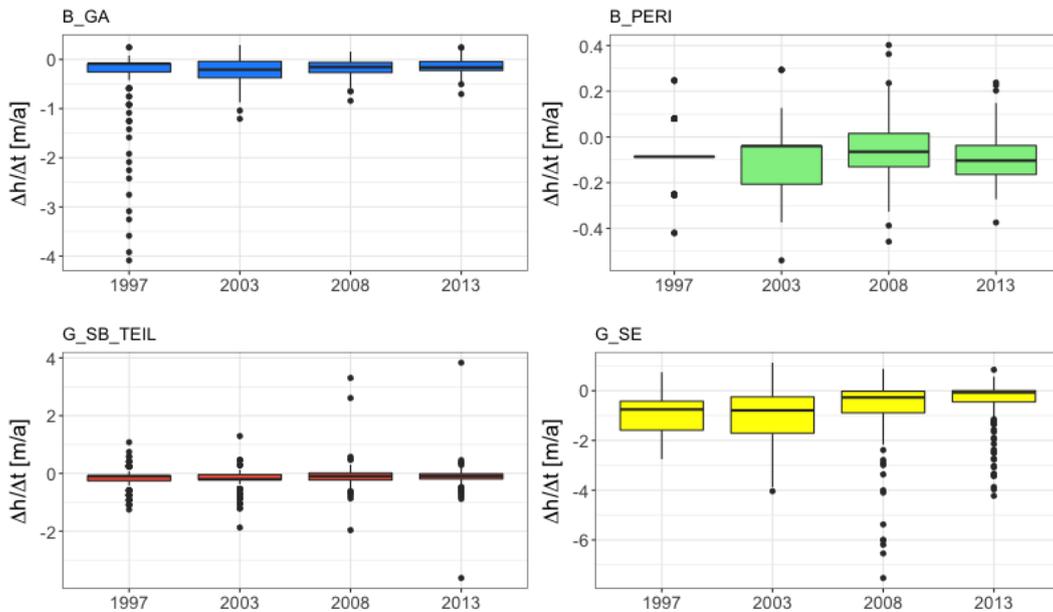


Abbildung 33: Boxplot der zeitlichen Entwicklung der vertikalen Veränderungen der verschiedenen Bereiche (sh. Abbildung 22). 1997 steht für die Periode 1994/2000, 2003 für die Periode 2000/2006, 2008 für die Periode 2006/2010 und 2013 für die Periode 2010/2016.

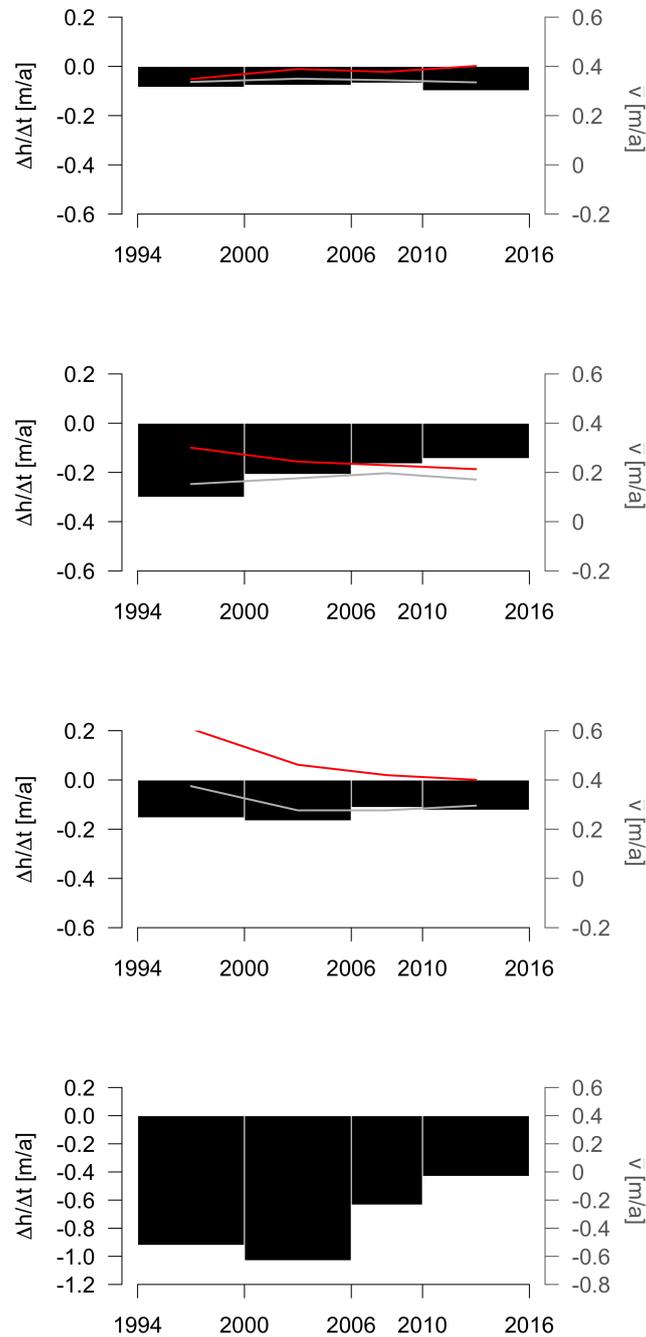


Abbildung 34: Veränderungen der mittleren horizontalen Geschwindigkeiten [m/a] (rote Linie: unkorrigierte Geschwindigkeitswerte; graue Linie: ohne Geschwindigkeitswerte mit einem maximalen Kreuzkorrelationskoeffizienten kleiner als das 30%-Quantils) und der mittleren vertikalen Höhenveränderung [m/a] (schwarze Balken) für die verschiedenen Jahresperioden. Bild 1: periglazialer Teil des Blockgletschers. Bild 2: Gletscher beeinflusster Teil des Blockgletschers. Bild 3: schuttbedeckter Teil des Grubengletschers. Bild 4: Vom Gletschereis/see beeinflusster Teil des Grubengletschers. In Abbildung 22 sind die entsprechenden Bereiche abgebildet.

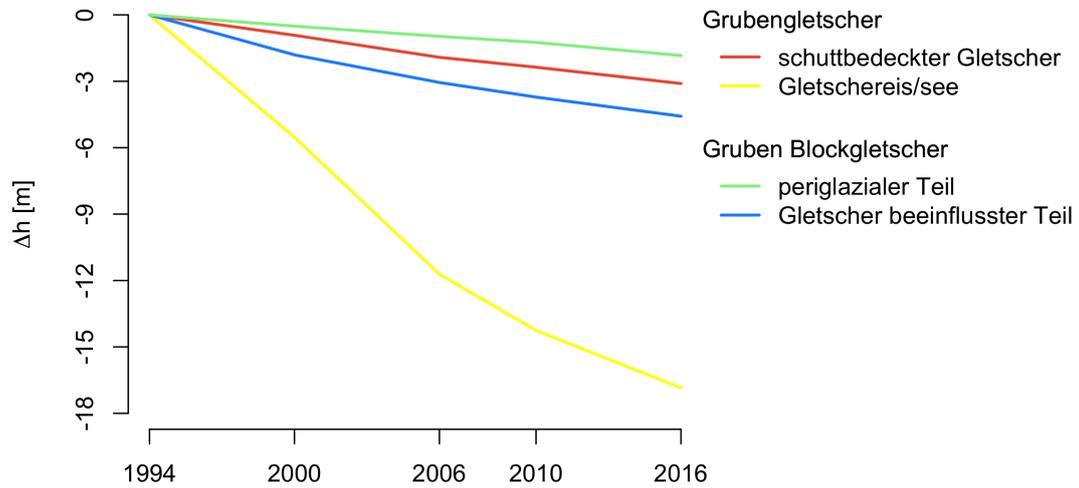


Abbildung 35: Kumulative mittlere vertikale Absenkung [m] zwischen 1994 und 2016 für die unterteilten Bereiche des Blockgletschers (periglazialer Teil und vom Gletscher beeinflusster Teil) und den für den schuttbedeckten Gletscher gewählten Bereichen (schuttbedeckter Bereich und Gletschereis/see) (sh. Abbildung 22).

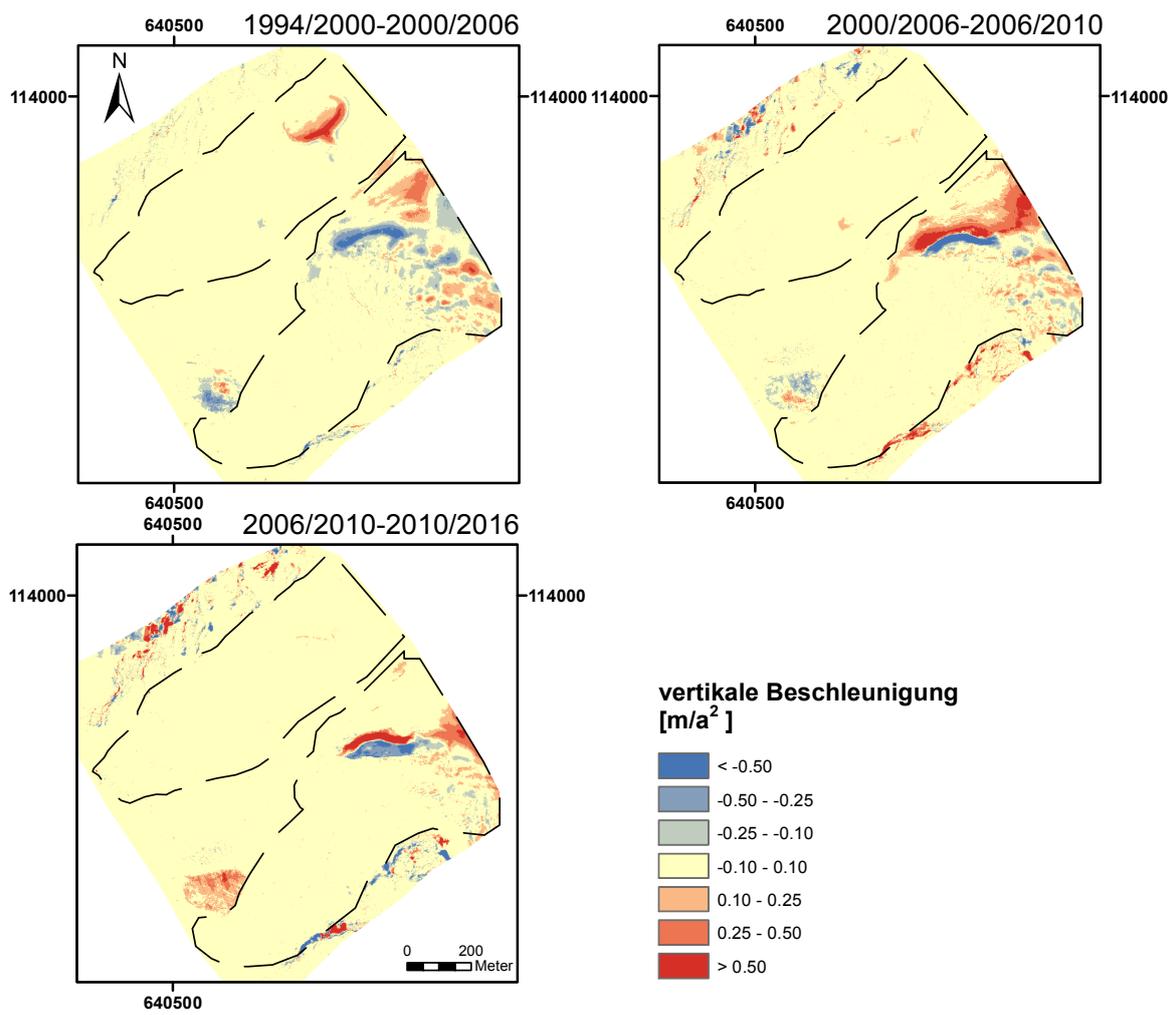


Abbildung 36: Veränderungen der vertikalen Veränderung [m/a²] für die Perioden 1994/2000–2000/2006, 2000/2006–2006/2010 und 2006/2010–2010/2016.

6.3.2 Höhenprofile

Durch den schuttbedeckten Teil des Grubengletschers und den Gruben Blockgletscher wurden Längs- und Querprofile für die Oberflächenhöhe und die Geschwindigkeit gezogen. Zusätzlich wurden die gleichen Höhenprofile wie in Käab et al. (1997) aus Abbildung 16 erstellt. Die Standorte der Höhenprofile sind in Abbildung 37 eingezeichnet. Die Längsprofile (a), (d) und (e) zeigen von ihrem höchsten zu ihrem tiefsten Punkt eine ähnliche Steigung. Für Profil (a) beträgt diese 9° , für Profil (d) 7° und für Profil (e) 9° . Bei den Längs- und Querprofilen der Geschwindigkeit wurden die horizontalen Verschiebungen für alle Zeitperioden im Bereich des Sees Nr. 1 und im vom Gletschereis und -see beeinflussten Teil des Grubengletschers und für die Zeitperiode 1994/2000 im Bereich des See Nr. 5 aufgrund niedriger maximaler Korrelationskoeffizienten entfernt (sh. Kapitel 5.2.4). Die Höhen- und Geschwindigkeitsprofile in Abbildung 38 zeigen die Höhenprofile der Jahre 1994 und 2016 und die Geschwindigkeitsprofile der Perioden 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016 des Blockgletschers. Das Profil (a) zeigt das Längsprofil und die Profile (b) und (c) Querprofile. In allen drei Profilen ist die vertikale Absenkung zwischen 1994 und 2016 erkennbar. Im Profil (a) kann im Bereich der Zunge und in Profil (b) auf der Seite des Blockgletschers eine Zunahme der Höhe beobachtet werden. Profil (c) zeigt die Auflösung des Thermokarstsee Dammes zwischen 1994 und 2016. Die Geschwindigkeitsprofile zeigen die Zunahme der Geschwindigkeit in Richtung der Zunge (Profil (a)), sowie höchste Geschwindigkeiten in der Mitte des Blockgletschers, welche gegen den Rand abnehmen (Profil (b)).

In Abbildung 39 sind die Geschwindigkeits- und Höhenprofile durch den schuttbedeckten Teil des Grubengletschers abgebildet. Profil (d) und (e) sind die Längsprofile und Profile (f), (g) und (h) sind die Querprofile, wobei sich die Profile (g) bzw. (h) auf der etwa gleichen Höhe befinden wie die Profile (b) bzw. (c). In den Profilen des schuttbedeckten Gletschers ist eine vertikale Absenkung der Oberfläche im oberen Teil des schuttbedeckten Gletschers sichtbar (Längsprofil (d) und Querprofile (g) und (h)). In Profil (f) am unteren Ende des schuttbedeckten Gletschers sind keine grossen vertikalen Änderungen erkennbar. In Profilen (d) und (e) kann in den Geschwindigkeitsprofilen eine Abnahme der Geschwindigkeit über die Jahre hinweg beobachtet werden. Bei den Geschwindigkeitsspitzen im Profil (e) am Ende des schuttbedeckten Gletschers handelt es sich wahrscheinlich um Artefakte aufgrund der Schatten in diesem Bereich (tiefe maximale Korrelationskoeffizienten). Auch die höheren Geschwindigkeiten im Randbereich von Profil (g) müssen mit Vorsicht betrachtet werden, da diese tiefe maximale Korrelationskoeffizienten aufweisen und im Schattenbereich liegen. Die Schwankungen in Profil (h) für die Perioden 1994/2000 und 2000/2006 könnten Ursache von Schnee- oder Schatteneffekten sein.

In Abbildung 40 sind die in dieser Arbeit erstellten Profile an den Standorten übernommen nach Käab et al. (1997) dargestellt. Die Profile 1–4 zeigen oberhalb der Blockgletscherstirn eine Abnahme der Oberflächenhöhe und eine Zunahme bei der Böschung der Zunge. Für die Profile 5–7 ist auch eine Abnahme oberhalb der Blockgletscherstirn, jedoch keine Zunahme der Oberflächenhöhe im Bereich der Böschung sichtbar. Die in dieser Arbeit erstellten Profile 2–7 zeigen zwischen 1994 und 2016 an denselben Orten eine Veränderung der Höhe wie die Profile 2–7 aus Käab et al. (1997), welche die Veränderungen der Höhe zwischen den Jahren 1970 und 1995 zeigen (sh. Abbildung 41). Einzig das in dieser Arbeit erstellte Profil 1 der Jahre 1994 und 2016 zeigt im Vergleich zu den Profilen von 1970 und 1995 ein unterschiedliches Verhalten. In Profil 1 von Käab et al. (1997) nahm zwischen den Jahren 1970 und 1995 die Höhe des Blockgletschers im gesamten Profil zu, wobei zwischen 1994 und 2016 nur im Bereich der Böschung eine Zunahme der Höhe stattfand. In den Höhenprofilen der Jahre 1994 und 2016 können für die Fronten im Profil 1 ein Vorstoss von um die 0.9 m, im Profil 2 um die 2.2 m, im Profil 3 um die 2.7 m und im Profil 4 um die 3.9 m gemessen werden (auf der Höhe von 2770 m ü. M.). Für die Profile 5, 6 und 7 kann kein

Blockgletschervorstoss erkannt werden.

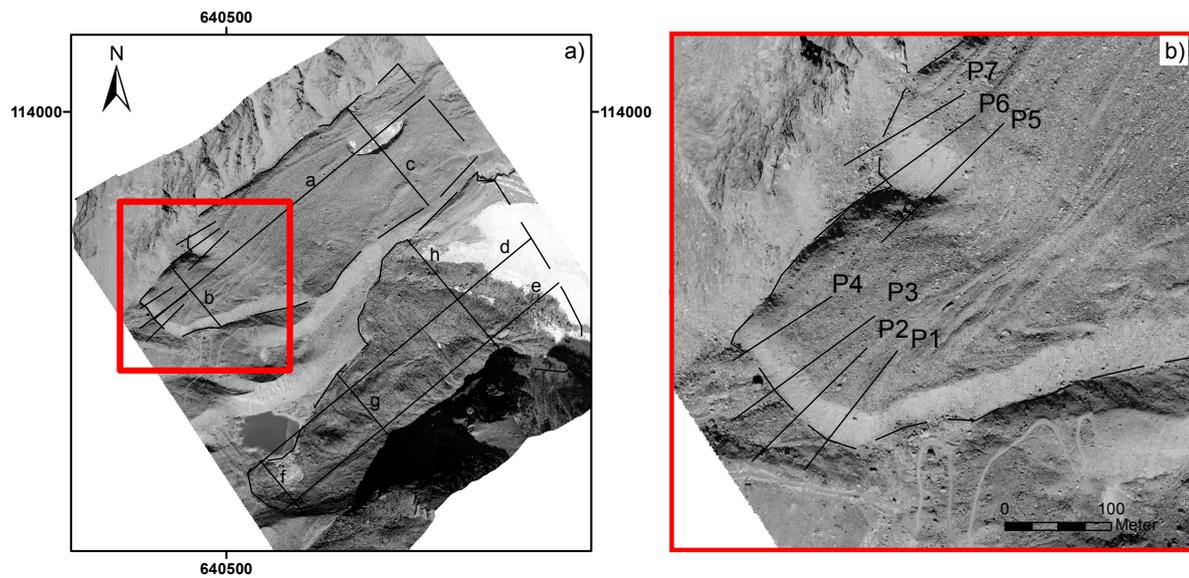


Abbildung 37: Standorte der Höhenprofile. (a) Lage der Profile auf dem Blockgletscher und dem schuttbedeckten Gletscher. (b) zeigt die Standorte der Höhenprofile auf dem Blockgletscher übernommen nach Abbildung 3 in Käab et al. (1997). Als Hintergrundbild wurde das Orthophoto von 1994 verwendet (Orthophoto aus Luftbildern vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo).

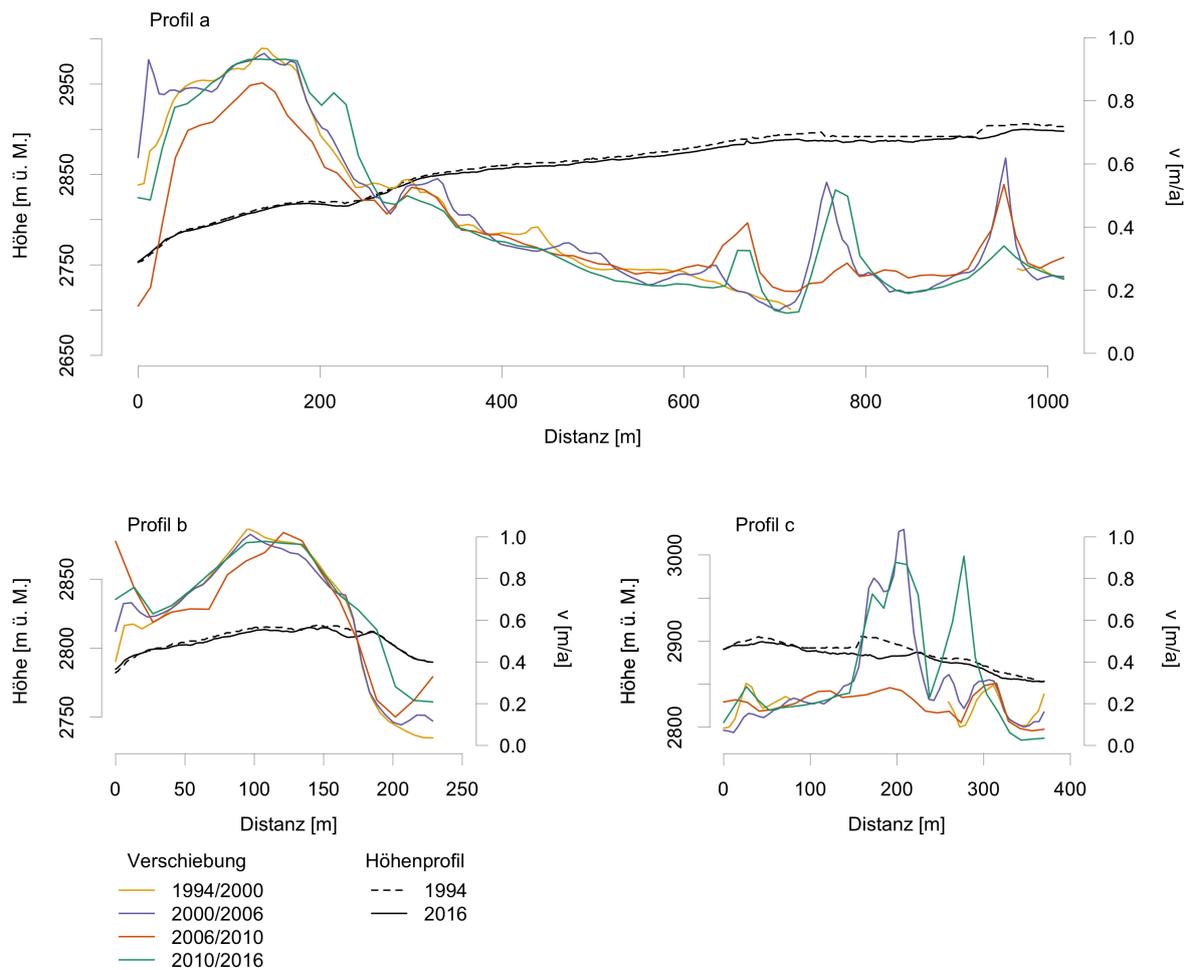


Abbildung 38: Höhenprofile der Blockgletscheroberfläche der Jahre 1994 und 2016 und die Geschwindigkeitsprofile der Perioden 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016 für den Blockgletscher. In Profil (a) ist das Längsprofil durch den Blockgletscher, in Profil (b) das Querprofil am Fusse des Blockgletschers und in Profil (c) das Querprofil durch den früheren Thermokarstsee Nr. 5 dargestellt. Für die Standorte der Profile sh. Abbildung 37.

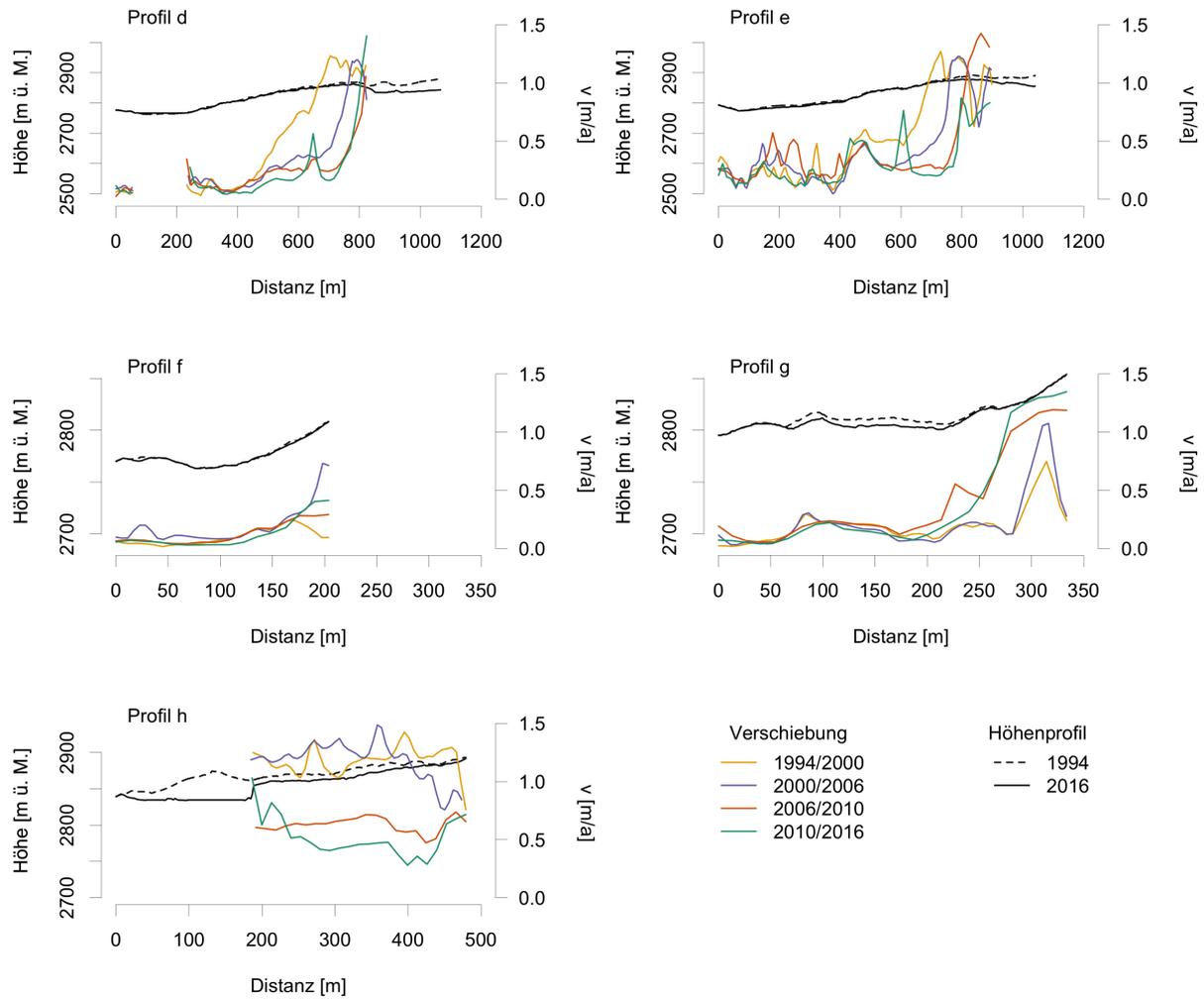


Abbildung 39: Höhenprofile der Blockgletscheroberfläche der Jahre 1994 und 2016 und die Geschwindigkeitsprofile der Perioden 1994/2000, 2000/2006, 2006/2010 und 2010/2016 für den schuttbedeckten Gletscher. In Profil (d) und (e) sind die Längsprofile durch den schuttbedeckten Gletscher, in den Profilen (f), (g) und (h) die Querprofile dargestellt. Die Höhe des Profils (g) befindet sich auf ungefähr derselben Höhe wie das Profil (b) und das Profil (h) auf ungefähr der selben Höhe wie Profil (c). Für die Standorte der Profile sh. Abbildung 37.

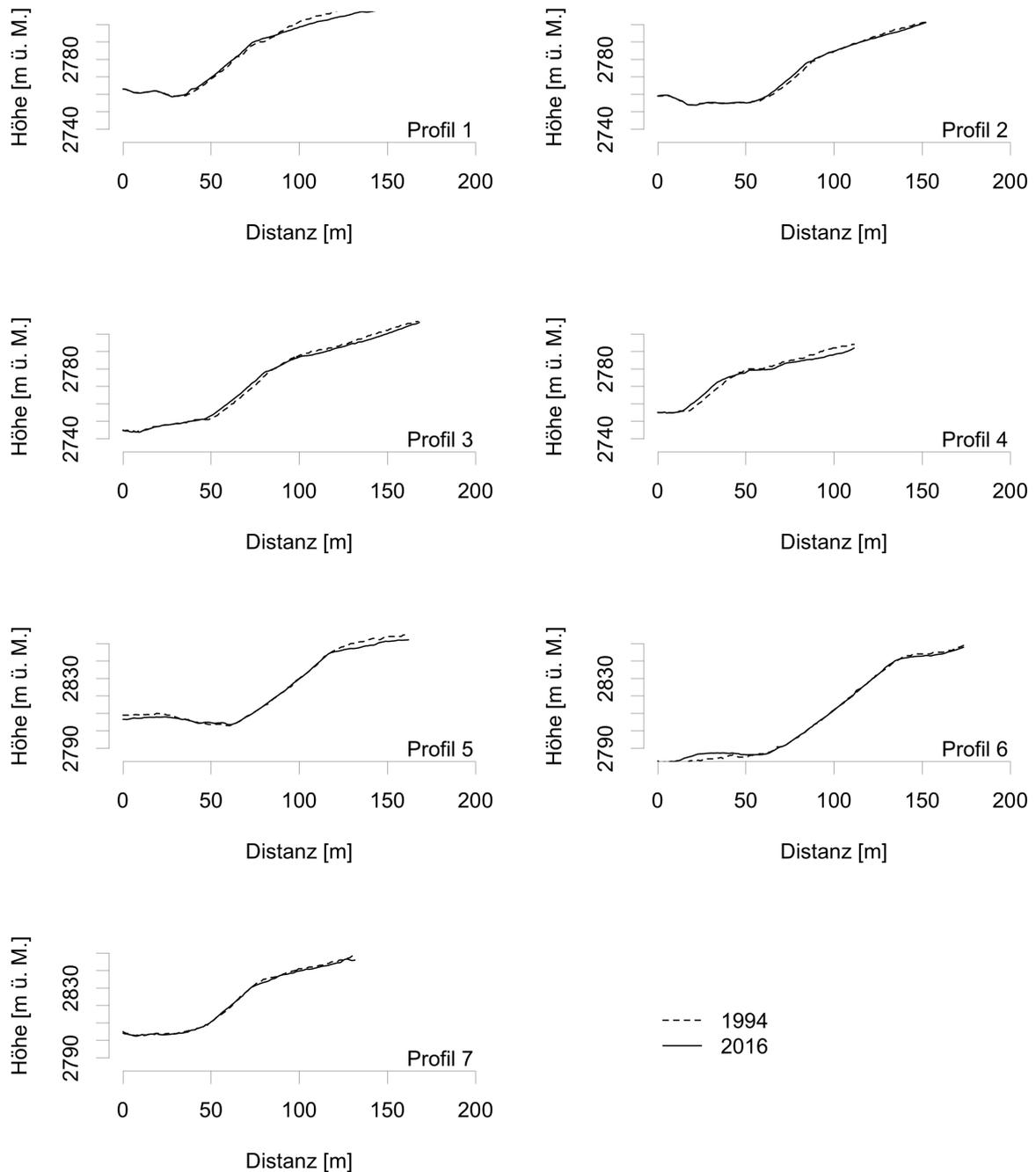


Abbildung 40: Profile der Zunge des Blockgletschers für die Jahre 1994 und 2016. Der Standort der Profile 1–7 wurde aus Abbildung 3 in Kääh et al. (1997) übernommen. Für die Standorte der Profile sh. Abbildung 37.

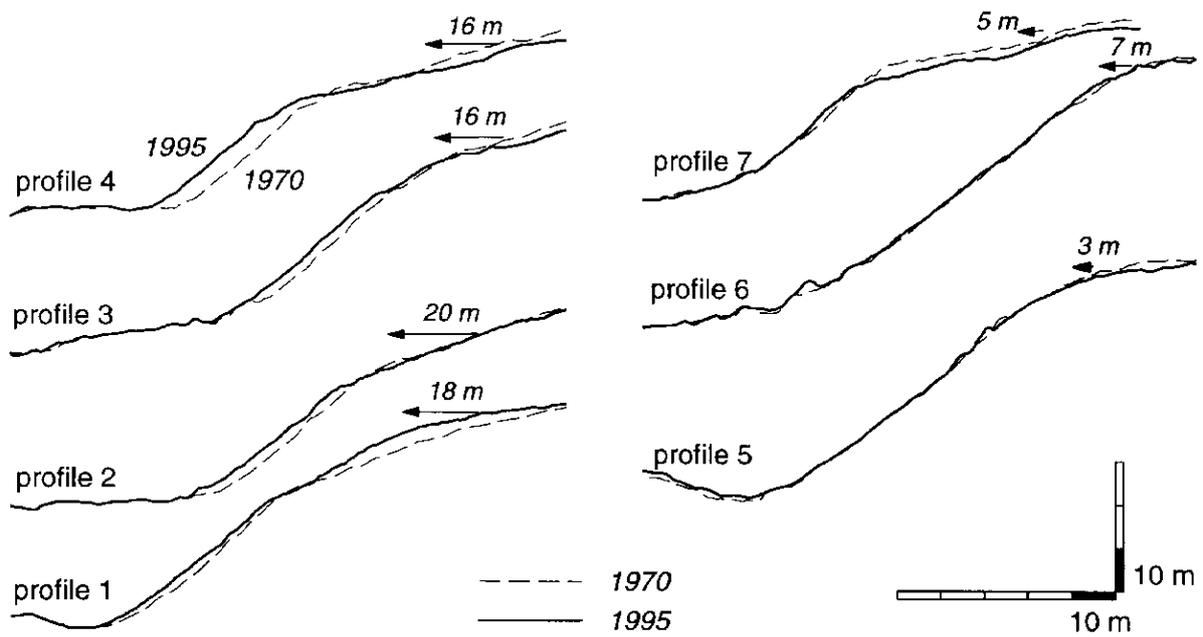


Abbildung 41: Oberflächenverschiebungen und Vorstoss der Blockgletscherfront zwischen 1970 und 1995 für die Profile 1, 2, 3, 4, 5, 6 und 7 (aus Käab et al., 1997: 422).

6.4 Blockgletschervorstoss

Anhand der Profile 1 (P1), 2 (P2), 3 (P3) und 4 (P4) wurde der Vorstoss der Blockgletscherfront zwischen 1994 und 2016 gemessen. Die Werte sind in der Tabelle 8 dargestellt. Anhand dieser Vorstosswerte und der Oberflächenverschiebung kann mit der Gleichung 8 der Eisgehalt abgeschätzt werden, angenommen, dass keine Masse durch Erosion verloren geht. Nimmt man den Vorstosswert von P3 (2.7 m), welcher sich in der Mitte der Blockgletscherfront befindet, und eine Oberflächenverschiebung zwischen 1994 und 2016 von ca. 17 m direkt oberhalb der Stirn, erhält man mit der Annahme von 100% basalen Gleitens (sh. Fall (a) in Abbildung 4) einen volumetrischen Eisgehalt von ca. 85%. Nimmt man an, dass die horizontale Geschwindigkeit konstant mit der Höhe abnimmt (sh. Fall (c) in Abbildung 4), erhält man einen volumetrischen Eisgehalt von ca. 70%. Kääb et al. (1997) berechneten aus den Werten zwischen 1970 und 1995 (Oberflächenverschiebung: 17 m; Vorstoss: 3 m) einen volumetrischen Eisgehalt von 85% bei der Annahme von 100% basalen Gleitens und 60-70% bei der Annahme einer linearen Abnahme der Geschwindigkeit mit der Höhe. Die in dieser Arbeit abgeschätzten Eisgehalte liegen somit in einem ähnlichen Bereich wie die von Kääb et al. (1997). Der erhaltene Eisgehalt bei der Annahme einer konstanten Abnahme der horizontalen Geschwindigkeit mit der Höhe stimmt ausserdem mit dem geschätzten mittleren Eisgehalt von 50-70 % aus Bohrlochmessungen von Barsch et al. (1979) überein.

Tabelle 8: Vorstoss des Blockgletschers von 1994 bis 2016, gemessen auf einer Höhe von 2770 m ü.M.

Profil	Verschiebung [m]
P1	0.9
P2	2.2
P3	2.7
P4	3.9

7 Diskussion

Im folgenden Kapitel werden die Unterschiede des Gruben Blockgletschers und des schuttbedeckten Grubengletschers anhand ihrer Morphologie, der horizontalen und vertikalen Veränderungen diskutiert. Die Unterschiede werden auch im Bezug auf die zeitliche Entwicklung betrachtet (zwischen 1994 und 2016) und mit anderen Blockgletschern und schuttbedeckten Gletschern in den Alpen verglichen.

7.1 Geomorphologische Unterschiede

Ein markanter morphologischer Unterschied zwischen dem Gruben Blockgletscher und dem schuttbedeckten Teil des Grubengletschers ist im Frontbereich der beiden Landschaftsformen zu sehen. Die Resultate dieser Studie zeigen, dass der Gruben Blockgletscher im Gegensatz zum schuttbedeckten Gletscher eine steile Front hat. Die steile Stirn sowie der beobachtete Vorstoss deuten auf die Aktivität des Blockgletschers hin. Der schuttbedeckte Gletscher endet dagegen vor der Moräne aus der Periode 1890–1920 (Haeberli et al., 1979) und zeigt eine flache Stirn (sh. Abbildung 11). Beim schuttbedeckten Gletscher kann kein Vorstossen der Zunge beobachtet werden. Die steile Front des Blockgletschers eignet sich gut um ihn vom schuttbedeckten Gletscher morphologisch zu unterscheiden. Die Analyse der Oberflächenbeschaffenheit in dieser Studie zeigt, dass der Grubenblockgletscher nicht wie die meisten Blockgletscher markante transversale Rücken aufweist (Barsch, 1996; Haeberli et al., 2006), sondern longitudinale Rücken. Dies deckt sich mit den Beobachtungen von Haeberli et al. (1979), Kääb et al. (1997) und Kääb (2005). Oberhalb des Felsriegels liegen die longitudinalen Rücken parallel zur Fließrichtung und können durch konvergentes Fließen (Fließvektoren laufen zusammen) und damit verbundener transversalen Kompression erklärt werden (Kääb et al., 1997) (sh. für Fließrichtung Abbildung 31). Beim Felsriegel findet der Wechsel von konvergentem Fließen zu divergentem Fließen (Fließvektoren laufen auseinander) statt. Die longitudinalen Rücken verlaufen nicht mehr parallel zur Fließrichtung und können daher nicht mehr auf das Fließfeld zurückgeführt werden (sh. Kääb et al., 1997 und Kääb, 2005). Kääb (2005) sieht eine mögliche Erklärung für die Entstehung der longitudinalen Rücken im Frontbereich, in vom Grubengletscher ausgeübtem Druck während eines Gletschervorstosses im Holozän. Die Analyse der Oberflächenbeschaffenheit in dieser Studie zeigen weiter, dass die longitudinalen Rücken im oberen Teil des Blockgletschers, in der Nähe des ehemaligen Thermokarstsees Nr. 5, in Richtung des Grubengletschers deformiert sind. Diese Deformation deutet auf einen Wechsel der Fließrichtung hin. Die Abweichung der longitudinalen Rücken wurde bereits in Haeberli et al. (1979) beobachtet. Haeberli et al. (1979) führen diese longitudinalen Rücken auf die Ausbreitung des Grubengletschers zwischen 1600 und 1850 während der Neoglaziation zurück. Sie vermuten, dass sich der Blockgletscher aufgrund des Drucks des Grubengletschers nicht wie heute in Richtung Grubengletscher bewegt hat, sondern entlang der Talhänge geflossen ist. Es wird angenommen, dass die Kompression durch den Druck des Grubengletschers zur Bildung dieser longitudinalen Strukturen geführt hat.

Im Gegensatz zum Blockgletscher zeigen die Analysen der Oberflächenbeschaffenheit in dieser Studie auf dem schuttbedeckten Teil des Grubengletschers transversale Rücken sowie longitudinale Rücken. Die longitudinalen Rücken des schuttbedeckten Gletschers sind im Unterschied zu den transversalen Rücken des schuttbedeckten Gletschers und den longitudinalen Rücken des Blockgletschers um ca. bis das 4-fache breiter. Die VRM zeigt, dass der schuttbedeckte Gletscher eine grössere Rauheit besitzt als der Blockgletscher. Dies lässt sich über die transversalen Rücken erklären, welche auf dem Blockgletscher fehlen. Auf Blockgletschern wird die Bildung von transversalen Rücken auf interne oder

externe Faktoren zurückgeführt (Käab, 2005). Zu den externen Faktoren gehören unter anderem die Veränderung der Geröllzufuhr oder der klimatischen Bedingungen. Zu den internen Faktoren zählen die dynamische Entwicklung von Rücken unter kompressierender Strömung oder die unterschiedliche Bewegung verschiedener Schichten. Die Studie von Frehner et al. (2015) sieht als Hauptprozess, welcher zur Bildung von transversalen Rücken und Mulden führt, das von der Schwerkraft getriebene viskose "Buckle folding". "Buckle folding" bezeichnet die Reaktion von verschiedenen Schichten mit unterschiedlichem rheologischen Verhalten auf eine zu den Schichten parallelen Kompression oder Verkürzung (Frehner et al., 2015). Verschiedene Schichten mit unterschiedlichem rheologischen Verhalten können beim Blockgletscher durch Schichten mit unterschiedlicher Eis- und Geröllzusammensetzung gegeben sein. Die Kompression findet durch den Übergang von steilerem Gelände in flacheres Gelände statt. Fehlen unterschiedliche Schichten mit verschiedenen rheologischen Eigenschaften oder weist der Blockgletscher eine konstante Neigung oder eine topografische Stufe auf, kann die Bildung der Rücken und Mulden erschwert oder sogar verhindert werden. Der Gruben Blockgletscher zeigt in Radio-Echomessungen von Haerberli (1985) in der Nähe der Front kein Vorkommen von dickeren Eismassen, welche sich rheologisch von einem Schutt/Eis-Gemisch unterscheiden würden. Zusammen mit dem Vorkommen eines Felsriegels in der Nähe der Front des Blockgletschers kann dies ein Grund für das Fehlen von transversalen Rücken auf dem Gruben Blockgletscher sein. Im Falle des schuttbedeckten Grubengletschers könnten ähnliche Ursachen wie bei Blockgletschern zur Bildung von transversalen Rücken geführt haben. Die langsamer werdende Oberflächengeschwindigkeit des schuttbedeckten Teils des Grubengletschers in Fliessrichtung kann ein Hinweis sein, dass eine Kompression des schuttbedeckten Gletschers zur Bildung der Rücken geführt hat. Die longitudinalen Rücken auf dem schuttbedeckten Gletscher befinden sich in der Mitte des schuttbedeckten Gletschers. Die Bewegungsvektoren deuten darauf hin, dass konvergentes Fließen und somit Kompression zur Bildung der longitudinalen Rücken beigetragen haben könnte. Das Vorkommen von longitudinalen Rücken auf schuttbedeckten Gletschern wurde bereits in anderen Studien beschrieben (Clark et al., 1994; Mölg et al., 2020). Clark et al. (1994) beobachten auf schuttbedeckten Gletschern, dass tendenziell die Seiten- und Mittelmoränen noch sichtbar und die Rücken und Mulden eher longitudinal ausgerichtet sind. Diese longitudinalen Rücken können sich aus Mittelmoränen bilden, welche sich durch das angesammelte Geröll im Vergleich zum anliegenden unbedeckten Gletschereis weniger stark absenken (Mölg et al., 2020).

7.2 Horizontale Verschiebung und vertikale Veränderung

Der Vergleich der horizontalen Verschiebung zwischen dem Blockgletscher und dem schuttbedeckten Teil des Grubengletschers in dieser Studie zeigt, dass der Unterschied zwischen diesen Landformen vor allem in der räumlichen Verteilung der Geschwindigkeitswerte liegt. Auf dem Blockgletscher nehmen diese in Fliessrichtung gegen das Ende des Zungenbereichs ungefähr ab der Höhe des Felsriegels (ca. bei 2850 m ü. M.) zu (von ca. 0.2 m/a auf ca. 0.9 m/a), wohingegen die Geschwindigkeiten auf dem schuttbedeckten Gletscher gegen das Zungenende abnehmen (von ca. 1.0 m/a bis ca. 0 m/a). Die Zunahme der Oberflächengeschwindigkeit ab der Höhe des Felsriegels kann wahrscheinlich auf das konvergente Fließen, sowie die Abnahme der Blockgletschermächtigkeit aufgrund des Felsriegels zurückgeführt werden (Käab et al., 1997). Die anschliessende weitere Zunahme der Geschwindigkeit trotz des Übergangs vom konvergenten Fließen zu divergentem Fließen hängt vermutlich mit der höheren Oberflächenneigung unterhalb des Felsriegels zusammen (Käab et al., 1997). Die Abnahme der Geschwindigkeit auf dem schuttbedeckten Gletscher, welche dem modellierten Verhalten eines schutt-

bedeckten Gletschers im Gleichgewicht (Anderson & Anderson, 2018) entspricht, äussert sich im Vorkommen von Wülsten auf dem schuttbedeckten Gletscher (sh. auch Kapitel 7.1). Zusätzlich sind auf dem schuttbedeckten Teil des Grubengletschers im Randbereich höhere Geschwindigkeiten sichtbar (von bis zu ca. 1.3 m/a). Diese erhöhten Geschwindigkeiten können im Zusammenhang stehen mit den sich darüber befindenden Geröllfeldern und der damit verbundenen Geröllzufuhr. Es ist jedoch nicht auszuschliessen, dass es sich an einzelnen Stellen um Schatten bedingte Artefakte handelt. Bezieht man die verschiedenen Bereiche der beiden Landformen in den Vergleich der horizontalen Veränderung mit ein (sh. Abbildung 22), zeigen die horizontalen Bewegungen auf dem vom Gletscher beeinflussten Teil die geringste Verteilung der Geschwindigkeitswerte. Das bedeutet, dass die gesamte Fläche vom Gletscher beeinflussten Teil des Blockgletschers die einheitlichsten Geschwindigkeitswerte aufweist. Der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers und der periglaziale Teil des Blockgletschers weisen leicht höhere, ähnliche Mediane und Mittelwerte an Geschwindigkeiten auf (sh. Tabelle 5). Die grössten horizontalen Geschwindigkeiten zeigen jedoch die Messungen der Blöcke am Rand des Gletschersees Nr. 7 (bis zu ca. 5.2 m/a). Ein Grund für die hohen Geschwindigkeiten im Randbereich des Sees Nr. 7 könnte im ausgeübten Druck der Eismasse des Grubengletschers liegen. In Käab (2005) zeigen Untersuchungen auf Blockgletschern, unter anderem auch auf dem hier untersuchten Gruben Blockgletscher, dass die Geschwindigkeit mit der Oberflächenneigung korreliert. Dass sich die Mediane und Mittelwerte der horizontalen Bewegung im periglazialen Teil des Blockgletschers und des schuttbedeckten Teils des Grubengletschers nicht stark voneinander unterscheiden, könnte deshalb auch an der ähnlichen Oberflächenneigung liegen, welche bei den Längsprofilen durch die beiden Landformen ähnliche Neigungswerte aufweisen (um die 8°).

Die in dieser Studie gemessenen vertikalen Veränderungen sind vor allem im Gletschereis/see Bereich des schuttbedeckten Gletschers zu beobachten (bis zu ca. 7 m/a). Die vertikalen Absenkungen im Gletschereis/see Bereich sind grösstenteils auf den Rückzug des Gletschereises des Grubengletschers zurückzuführen (sh. Abbildung 7). Ab dem Jahr 2010 begann sich am Rand des schuttbedeckten Teils ein Gletschersee (See Nr. 7) zu bilden. Gletscherseen können mittels Schmelzen an der exponierten Fläche des Eiskliffs, thermischer Erosion auf der Höhe des Wasserspiegels durch den geringeren Albedo des Wassers und Kalben zu einer lokal höheren Ablation des Gletschers beitragen (Benn et al., 2001). Diese Faktoren können sich bei See Nr. 7 positiv auf das Abschmelzen des Eiskliffs auswirken. Der vom Gletscher beeinflusste Teil und der periglaziale Teil des Blockgletschers, sowie der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers zeigen im Gegensatz zum Gletschereis/see Bereich des schuttbedeckten Gletschers eine geringere vertikale Absenkung durch den Median (sh. Tabelle 7). Der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers und der vom Gletscher beeinflusste Teil des Blockgletschers weisen eine ähnliche vertikale Veränderung auf, wobei auf dem periglazialen Teil des Blockgletschers eine leicht geringere vertikale Absenkung stattfindet. Beim schuttbedeckten Teil des Grubengletschers sind bei den Wülsten durch die horizontale Bewegung positive, vertikale Änderungen zu sehen. Beim Blockgletscher können Gründe für die Absenkung der Oberfläche das Schmelzen von Eis (Phillips et al., 2009), reduzierte Eis- und Sedimentzufuhr, Beschleunigung der ganzen Landform verursacht durch Veränderung der Temperatur oder eine Kombination von allen Faktoren sein (Roer et al., 2005). Dieselben Ursachen können auch beim schuttbedeckten Gletscher Grund für die vertikale Absenkung sein. Das ähnliche Verhalten der Oberflächenabsenkungen des Blockgletschers und des schuttbedeckten Gletschers kann daran liegen, dass der schuttbedeckte Gletscher aufgrund der isolierenden Schuttdicke und der Permafrostumgebung den gleichen thermalen Bedingungen ausgesetzt ist wie der Blockgletscher. Der leicht höhere Median des vom Gletscher beeinflussten Teil des Blockgletschers im Gegensatz zum periglazialen Teil des Blockgletschers kann ein Hinweis auf den vorhandenen massiven Eiskörper im vom Gletscher beeinflussten Teil des Blockgletschers sein. Dies deckt sich mit Beobachtungen von Käab et al. (1997). Sie führen die

kontinuierliche Abnahme des vom Gletscher beeinflussten Teil des Blockgletschers auf das thermale Ungleichgewicht des Eiskörpers zurück.

7.3 Zeitliche Entwicklung des Gruben Blockgletschers und des schuttbedeckten Grubengletschers

Über die Zeit gesehen blieben die in dieser Studie gemessenen horizontalen Geschwindigkeiten für den periglazialen Bereich und den vom Gletscher beeinflussten Bereich auf dem Gruben Blockgletscher zwischen den Jahren 1994 und 2016 relativ konstant (sh. Abbildung 27 und Tabelle 5). Der Vergleich der Mittelwerte der horizontalen Geschwindigkeiten zwischen 1970 und 1995 von Käab et al. (1997) (sh. Abbildung 13) und den Mittelwerten der horizontalen Geschwindigkeiten zwischen 1994 und 2016 (sh. Abbildung 34) zeigt jedoch eine Zunahme der Geschwindigkeit im periglazialen Bereich, sowie eine Abnahme im vom Gletscher beeinflussten Teil des Gruben Blockgletschers (sh. Abbildung 42). Da für die Ermittlung der horizontalen Geschwindigkeiten in den beiden Perioden leicht andere Methoden verwendet wurden (Parameterwahl im CIAS oder andere Pixelgrösse der Orthophotos), muss diese Entwicklung mit Vorsicht betrachtet werden. Der Grund für die Abnahme der Geschwindigkeit im vom Gletscher beeinflussten Teil kann jedoch daran liegen, dass sich dieser Teil langsam an den fehlenden Eisnachschub vom Grubengletscher angepasst hat und dadurch die Bewegung in Richtung des Grubengletschers nachlässt. Die Zunahme der Geschwindigkeit im periglazialen Teil dagegen kann mit wechselnden thermalen Bedingungen zusammenhängen. Langzeittemperaturmessungen auf dem Säntis zeigen eine Zunahme der Lufttemperatur seit etwa den 80er Jahren (Abbildung 43). In Abbildung 43 sind die horizontalen Verschiebungen des Gruben Blockgletschers für den periglazialen Teil (Gruben B_PERI), sowie den vom Gletscher beeinflussten Teil (Gruben B_GA) zusammen mit der Abweichung der Lufttemperatur vom langjährigen Durchschnitt (Norm 1981-2010) auf dem Säntis gezeigt. Für den schuttbedeckten Teil des Grubengletschers zeigt die gemessene horizontale Bewegung in dieser Studie tendenziell eine Abnahme von 1994 bis 2016 (Median nimmt von der Periode 1994/2000 zur Periode 2010/2016 von 0.27 m/a auf 0.17 m/a ab), was auch aufgrund des Rückschreitens der Geschwindigkeit in Fliessrichtung sichtbar wird. Auch die gemessenen Blockbewegungen auf dem schuttbedeckten Gletscher am Rande des Gletschersees zeigen eine Abnahme in der horizontalen Verschiebung. Der Grund für die Verlangsamung kann sein, dass durch den Rückzug der schuttfreien Gletscherzunge des Grubengletschers der Eisnachschub und somit der Druck auf den schuttbedeckten Teil des Gletschers reduziert wird und damit auch die Geschwindigkeit abnimmt (Quincey et al., 2009; Benn et al., 2012).

Die Entwicklung der vertikalen Veränderung von 1994 bis 2016 zeigt keinen deutlichen Trend über die verschiedenen Bereiche des Blockgletschers und den schuttbedeckten Teil des Grubengletschers. Der Vergleich des vertikalen Veränderungsmedians über die Zeit zeigt jedoch, dass beim vom Gletscher beeinflussten Teil des Blockgletschers und den beiden Teilen des Grubengletschers der Median der Periode 2000–2006 am tiefsten ist. In den darauf folgenden Perioden nimmt er anschliessend wieder zu. Für den periglazialen Teil des Blockgletschers sieht die Entwicklung gegenläufig aus. Der höchste vertikale Veränderungsmedian ist in der Periode 2000–2006 zu beobachten und nimmt anschliessend wieder ab. Vergleicht man die Mittelwerte der vertikalen Veränderung der Blockgletscherbereiche mit jenen aus Käab et al. (1997) (sh. Abbildung 42), sieht man, dass die vertikalen Änderungen sich in der gleichen Grössenordnung ohne deutlichen Trend befinden (ca. -0.20– -0.05 m/a im Gletscher beeinflussten Teil des Gruben Blockgletschers und ca. -0.10–0.05 m/a im periglazialen Teil des Gruben Blockgletschers). Die höhere vertikale Abnahme zwischen 1994 und 2000 im vom Gletscher beeinflussten Teil des Gruben Blockgletschers ist auf die Entleerung des Thermokarstsees Nr. 5 im Jahr 1995 zurückzuführen (sh. Ab-

bildung 42). Der Gletschereis/see Bereich des schuttbedeckten Grubengletschers zeigt eine deutlichere Entwicklung von 1994 bis 2016. Der Median der vertikalen Veränderung zeigt eine Abnahme in der vertikalen Absenkung über die Jahre hinweg (Median nimmt von der Periode 1994/2000 zur Periode 2010/2016 von -0.75 m/a auf -0.07 m/a zu). Grund dafür kann die Entwicklung eines gletschereisfreien Bereichs sein, welcher sich durch das Fehlen von Eis nicht mehr stark absenken lässt.

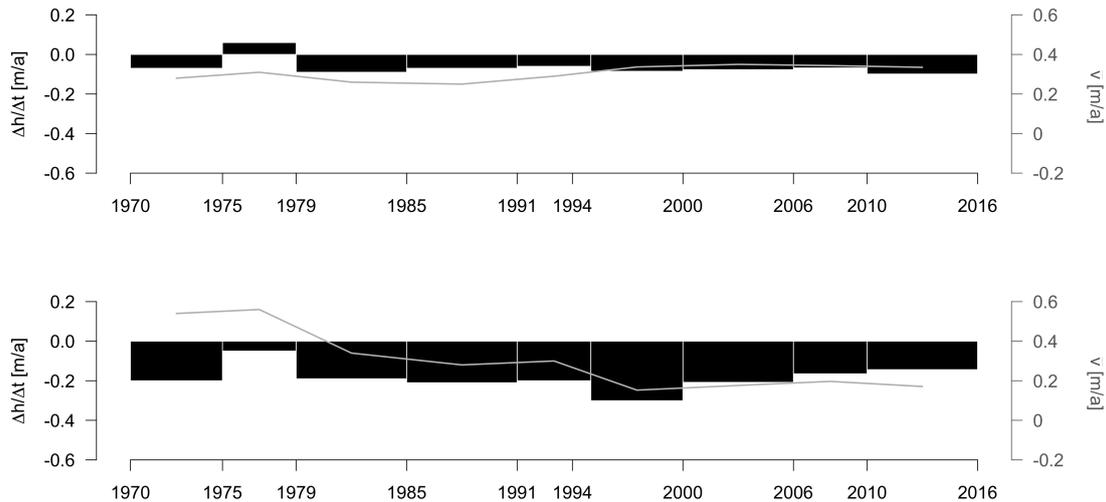


Abbildung 42: Vertikale Veränderungen (schwarze Balken) und horizontale Oberflächengeschwindigkeiten (graue Linie) vom periglazialen Teil (oben) und dem vom Gletscher beeinflussten Teil des Gruben Blockgletschers (unten) zwischen 1970 und 2016. Die Daten der Periode 1970–1995 stammen von Käab et al. (1997) und die Daten der Periode 1994–2016 aus dieser Arbeit. Die mittlere horizontale Oberflächengeschwindigkeit zwischen 1994 und 2016 wurde ohne horizontale Geschwindigkeitswerte mit einem maximalen Korrelationskoeffizienten kleiner als das 30%-Quantil berechnet.

7.4 Einordnung der horizontalen Geschwindigkeiten im Vergleich zu anderen schuttbedeckten Gletschern und Blockgletschern in den Alpen

Verschiedene Blockgletscher in den Schweizer Alpen haben ein ähnliches Verhalten in der zeitlichen Entwicklung der horizontalen Bewegung wie terrestrische geodätische Vermessungen zur Bestimmung der Kriechgeschwindigkeiten auf Blockgletschern im Rahmen des Schweizerischen Permafrostnetzes (PERMOS) zeigen (sh. Abbildung 44). Die jährlich gemessenen horizontalen Bewegungen der Blockgletscher im Rahmen von PERMOS weisen in den Jahren 2003/2004 eine Spitze auf, nehmen anschliessend bis ins Jahr 2006 ab und steigen danach bis ins Jahr 2015 wieder an (PERMOS, 2019). Die jährlichen Variationen scheinen dabei mit den jährlichen mittleren Oberflächentemperaturen (MAGST) zu korrelieren (Delaloye et al., 2010b; PERMOS, 2019). Die Spitze im Jahr 2015 fällt mit einem Winter (Winter 2014/2015) mit früher Schneedeckenentwicklung zusammen, was zu einer geringeren Abkühlung des Bodens beigetragen hat.

Die in dieser Arbeit mit CIAS gemessenen horizontalen Geschwindigkeiten weisen im Vergleich zu den

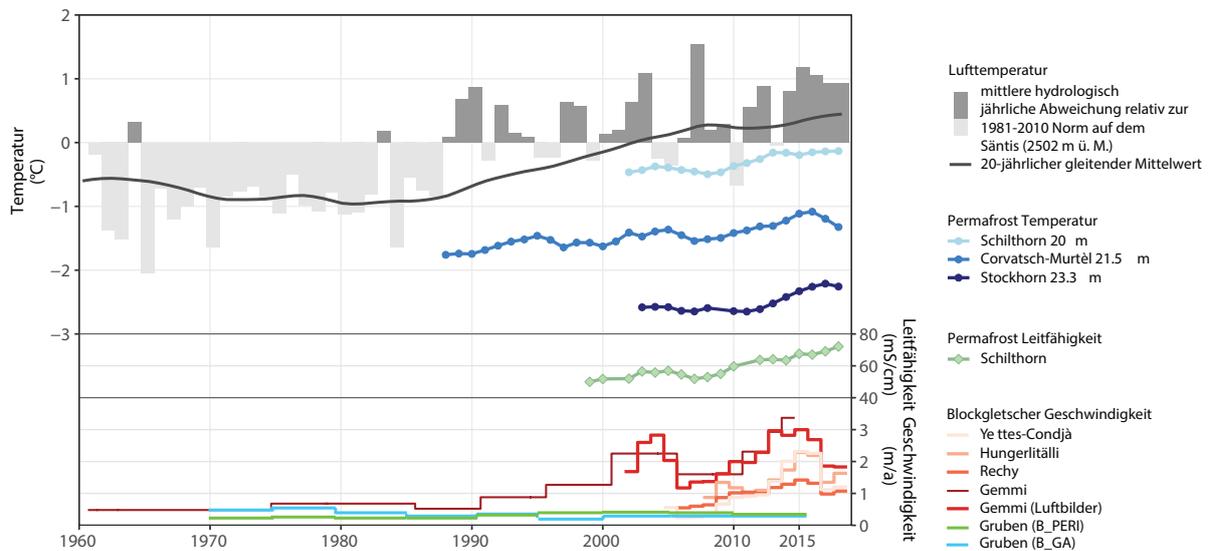


Abbildung 43: Entwicklung der Blockgletschergeschwindigkeit des periglazialen Teils (Gruben B_PERI), sowie des vom Gletscher beeinflussten Teil des Gruben Blockgletschers (Gruben B_GA) zusammen mit der Langzeitlufttemperaturmessung auf dem Säntis. Dargestellt sind auch Permafrosttemperaturen in einer Tiefe von 20 m an verschiedenen Standorten, die Permafrost Leitfähigkeit auf dem Schilthorn und Kriechgeschwindigkeiten anderer Blockgletscher (adaptiert von PERMOS, 2019 mit Daten von MeteoSchweiz: 8). Die Blockgletschergeschwindigkeiten des Grubengletschers (Gruben B_PERI und Gruben B_GA) stammen von Käab et al., 1997 (1970–1995) und von dieser Arbeit (1994–2016) .

mit dem globalen Navigationssatellitensystem (GNSS) gemessenen Verschiebungen von verschiedenen Felsblöcken auf dem Grubenblockgletscher innerhalb des Schweizerischen Permafrostnetzes (PERMOS, 2019) tiefere Werte auf (sh. Abbildung 44). Sie liegen mit mittleren Werten von etwa 0.2 m/a im vom Gletscher beeinflussten Teil und von um die 0.3 m/a im periglazialen Teil des Blockgletschers eher im Bereich der Geschwindigkeiten von Blockgletschern im Unterwallis. Ein Grund für die Unterschiede könnte in der unterschiedlichen Messmethode liegen. Da in dieser Arbeit keine jährlichen Verschiebungen gemessen werden konnten, sondern nur in 4–6 Jahresperioden, ist es schwierig die zeitliche Entwicklung mit den in PERMOS untersuchten Blockgletschern zu vergleichen. Aufgrund der geringeren zeitlichen Auflösung können im Gegensatz zu den Daten von PERMOS (2019) keine Spitzen in den horizontalen Bewegungen im Jahr 2003/2004 und im Jahr 2016 beobachtet werden. Die Daten dieser Studie ermöglichen jedoch eine flächendeckende Beobachtung der horizontalen und auch vertikalen Verschiebung, sowie die Analyse über einen längeren Zeitraum (sh. auch Abbildung 43).

Die Veränderung der Geschwindigkeiten von schuttbedeckten Gletschern ist im Gegensatz zu den Blockgletschern in der Schweiz weniger gut untersucht. Die Einordnung der gemessenen Geschwindigkeiten auf dem schuttbedeckten Grubengletscher ist daher schwierig. In Capt et al. (2016) wurde der schuttbedeckte Tsarmine-Gletscher (Wallis) auf horizontale und vertikale Veränderungen im Bezug auf Klimaveränderungen analysiert. Die gemessenen Geschwindigkeiten und auch die vertikalen Absenkungen zwischen 1995 und 2012 liegen dabei in der Grössenordnung der auf dem schuttbedeckten Teil des Grubengletschers gemessenen Verschiebungen und vertikalen Veränderungen. Capt et al. (2016) zeigen für den schuttbedeckten Teil des Tsarmine-Gletschers in Richtung des Zungenbereichs eine Abnahme der

Geschwindigkeit wie der schuttbedeckte Grubengletscher.

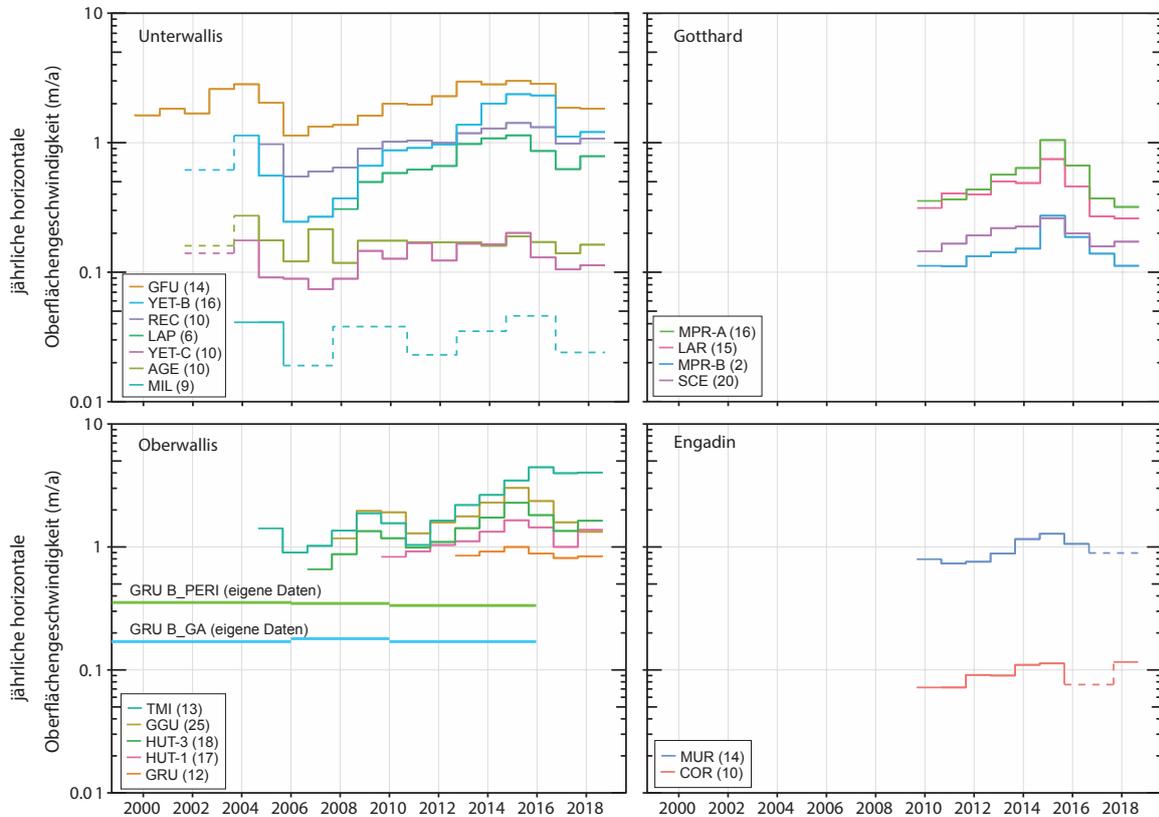


Abbildung 44: Mittlere jährliche horizontale Oberflächengeschwindigkeit [m/a] aus geodätischen, terrestrischen Messungen für verschiedene Blockgletscherzungen in der Schweiz von 2000 bis 2018. Die Blockgletscher werden in vier topoklimatische Regionen eingeteilt. Der Gruben Blockgletscher (GRU (12)) gehört zur Region Oberwallis. GRU B_PERI (periglaziale Teil des Gruben Blockgletschers) und GRU B_GA (vom Gletscher beeinflusste Teil des Gruben Blockgletschers) zeigen die in dieser Arbeit ermittelten horizontalen Geschwindigkeiten (adaptiert von PERMOS, 2019: 34).

8 Schlussfolgerungen

Der Vergleich der morphologischen Formen des Gruben Blockgletschers und des schuttbedeckten Grubengletschers zeigt, dass sich der Blockgletscher und der schuttbedeckte Gletscher durch die charakteristische Stirn des Blockgletschers voneinander unterscheiden. Auf dem Blockgletscher sind hauptsächlich longitudinale Rücken zu beobachten, was untypisch für diese Landform ist. Diese longitudinalen Rücken können durch das vorherrschende konvergente Fliessfeld und allenfalls durch den Einfluss der Gletscherausbreitung des Grubengletschers zwischen 1600 und 1850 erklärt werden. Im Gegensatz dazu zeigt der schuttbedeckte Teil des Grubengletschers vor allem transversale Rücken, welche durch Kompression beim Langsamerwerden der horizontalen Bewegung entstanden sein können.

Räumliche Vergleiche der horizontalen Bewegung in dieser Studie zeigen, dass auf dem Blockgletscher die höchsten Geschwindigkeiten in den Jahren 1994 bis 2016 im Zungenbereich zu beobachten waren, wohingegen die horizontalen Bewegungen im schuttbedeckten Teil des Gletschers gegen den Zungenbereich hin abnehmen. Ein Grund für diese unterschiedlichen Verhaltensweisen könnte in den Betttopografien des Blockgletschers und des schuttbedeckten Gletschers liegen. Der Blockgletscher weist am Ende der Zunge im Gegensatz zum schuttbedeckten Teils des Grubengletscher einen Felsriegel auf (Kääb et al., 1997), welcher durch die kurzzeitige Verringerung der Mächtigkeit des Blockgletschers zur Zunahme der Geschwindigkeit führen kann.

Die Resultate dieser Studie zeigen, dass auf dem Blockgletscher sowie auf dem schuttbedeckten Gletscher Absenkungen der Oberfläche stattfinden. Ein Teil davon wird wahrscheinlich durch das Schmelzen von Eis verursacht. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass die Bewegung der Landformen auch einen Einfluss auf die Absenkung hat. Der Einfluss der Bewegung auf die Absenkung ist vor allem auch im Bereich des schuttbedeckten Gletschers zu sehen, wo sich die transversalen Rücken bewegen und zu einer Zunahme und einer Abnahme der Oberflächenhöhe führen. Die grösste Abnahme der Oberflächenhöhe findet im Bereich des schutfreien Gletschereises statt, was sich durch die Eisschmelze des reinen Gletschereises erklären lässt.

Der Vergleich der zeitlichen Entwicklungen des Blockgletschers und des schuttbedeckten Gletschers zeigt, dass bei beiden Gletschern die Oberflächenabsenkung über die Jahre in den Bereichen, welche nicht von Gletscherseebildungen betroffen waren, relativ konstant bleibt. Eine Verlangsamung der vertikalen Abnahme kann im Gletschereis/see Bereich des schuttbedeckten Gletschers beobachtet werden, wo die Entwicklung eines gletschereisfreien Bereichs eine weitere Abnahme der Oberflächenhöhe verhindert. Eine Entwicklung über die Zeit ist vor allem in der horizontalen Verschiebung auf dem schuttbedeckten Gletscher festzustellen. Dort ist ein Rückschreiten der Geschwindigkeit in Fliessrichtung sichtbar. Der Grund für das Rückschreiten der horizontalen Geschwindigkeit liegt wahrscheinlich im nachlassenden Eisnachschub und dem darausfolgenden reduzierten Druck auf den schuttbedeckten Teil des Grubengletschers. Es zeigt sich somit, dass auf dem schuttbedeckten Gletscher deutlichere Veränderungen in der horizontalen Verschiebung zwischen 1994 und 2016 stattfinden als auf dem Blockgletscher. Grund dafür ist wahrscheinlich der direkte Kontakt des schuttbedeckten Gletschers mit dem reinen Gletschereis des Grubengletschers. Das Gletschereis reagiert mit Veränderungen der Massenbilanz direkt auf Klimaveränderungen. Der schuttbedeckte Teil wird durch das Nachlassen des Eisnachschubs indirekt davon beeinflusst. Beim Blockgletscher ist kein direkter Kontakt mit dem Grubengletscher mehr vorhanden, weswegen zurzeit keine starken Veränderungen in der horizontalen Geschwindigkeit des Blockgletschers festzustellen sind. Zusammenfassend lässt sich schliessen, dass der schuttbedeckte Gletscher durch horizontale Verschiebung unmittelbarer auf die Klimaerwärmung reagiert als der Blockgletscher. Die vertikale Reaktion der beiden Landformen auf die Klimaerwärmung ist da-

gegen, abgesehen von den Gletscherseebereichen, mit einer relativ konstanten Oberflächenabsenkung ähnlich.

9 Ausblick

Zukünftige Studien können helfen um die Erkenntnisse über die Entwicklung des Gruben Blockgletschers und des schuttbedeckten Grubengletschers weiter zu verbessern. Insbesondere im Hinblick auf den schuttbedeckten Gletscher, bei welchem die Eiszufuhr durch den Eisgletscher immer stärker nachlässt. Die in dieser Arbeit angewandte Methode der Luftphotogrammetrie zur Analyse der vertikalen und horizontalen Veränderung scheint sich gut zu eignen, um flächendeckende Informationen über einen längeren Zeitraum zu erhalten. Bei weiterführenden Untersuchungen kann jedoch eine Kombination von zwei verschiedenen Methoden, wie zum Beispiel eine Kombination von Luftbildphotogrammetrie und Messungen mit dem globalen Navigationssatellitensystem (GNSS), helfen, die Unsicherheiten der Messungen besser zu quantifizieren und mögliche Artefakte zu erkennen. Zusätzlich würden auch Oberflächentemperaturmessungen auf beiden Landformen weitere Informationen über die Unterschiede und Entwicklung des Blockgletschers und des schuttbedeckten Gletschers liefern. Auf dem Blockgletscher werden Oberflächentemperaturmessungen zusammen mit jährlichen horizontalen Messungen seit 2012 bereits durch die "Alpine Cryosphere and Geomorphology" Gruppe der Universität Freiburg (Schweiz) untersucht. Ähnliche Messungen auf dem schuttbedeckten Gletscher zusammen mit jährlichen Messungen der horizontalen und vertikalen Verschiebungen könnten weiterhelfen, um die Entwicklung auf dem schuttbedeckten Gletscher zu erklären und mit dem Blockgletscher zu vergleichen. Neben der Untersuchung des Temperatureinflusses auf die Kinematik könnte auch analysiert werden ob eine Änderung im Niederschlag stattfindet und ob und wie sich dies auf die Kinematik des Blockgletschers und des schuttbedeckten Teils des Gletschers auswirkt. Weiter könnten geophysikalische Messungen oder Bohrungen durchgeführt werden um aktuelle Informationen über die interne Struktur der beiden Landformen zu erhalten. Diese Informationen könnten neue Erkenntnisse über das Fließverhalten und die Entstehung der unterschiedlichen Oberflächenbeschaffenheit liefern.

10 Literaturverzeichnis

- Anderson, L. S., & Anderson, R. S. (2016). Modeling debris-covered glaciers: Response to steady debris deposition. *Cryosphere*, 10(3), 1105–1124.
- Anderson, L. S., & Anderson, R. S. (2018). Debris thickness patterns on debris-covered glaciers. *Geomorphology*, 311, 1–12.
- Anderson, R. S., Anderson, L. S., Armstrong, W. H., Rossi, M. W., & Crump, S. E. (2018). Glaciation of alpine valleys: The glacier – debris-covered glacier – rock glacier continuum. *Geomorphology*, 311, 127–142.
- Arenson, L., Hoelzle, M., & Springman, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(2), 117–135.
- BAFU Gefahrenpraevention (2005). Hinweiskarte der potenziellen Permafrostverbreitung. Abgerufen 21. Oktober 2019, von <https://map.geo.admin.ch>.
- Barnes, P., Tabor, D., & Walker, J. C. F. (1971). The Friction and Creep of Polycrystalline Ice. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 324(1557), 127–155.
- Barsch, D. (1988). Rockglaciers. In M. Clark (Ed.) *Advances in Periglacial Geomorphology*, (pp. 69–90). Chichester: John Wiley & Sons.
- Barsch, D. (1992). Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 175–188.
- Barsch, D. (1996). *Rockglaciers: Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Berlin: Springer.
- Barsch, D., Fierz, H., & Haeblerli, W. (1979). Shallow Core Drilling and Bore-Hole Measurements in the Permafrost of an Active Rock Glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research*, 11(2), 215–228.
- Benn, D., & Evans, D. (2014). *Glaciers and Glaciation*, 2nd edition.
- Benn, D. I., Bolch, T., Hands, K., Gulley, J., Luckman, A., Nicholson, L. I., Quincey, D., Thompson, S., Toumi, R., & Wiseman, S. (2012). Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. *Earth-Science Reviews*, 114(1-2), 156–174. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.008>
- Benn, D. I., Wiseman, S., & Hands, K. A. (2001). Growth and drainage of supraglacial lakes on debris-mantled Ngozumpa Glacier, Khumbu Himal, Nepal. *Journal of Glaciology*, 47(159), 626–638.
- Berthling, I. (2011). Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*, 131(3-4), 98–106.
- Bosson, J. B., Deline, P., Bodin, X., Schoeneich, P., Baron, L., Gardent, M., & Lambiel, C. (2015). The influence of ground ice distribution on geomorphic dynamics since the Little Ice Age in proglacial areas of two cirque glacier systems. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(5), 666–680.
- Bosson, J.-B., & Lambiel, C. (2016). Internal Structure and Current Evolution of Very Small Debris-Covered Glacier Systems Located in Alpine Permafrost Environments. *Frontiers of Earth Science*, 4, 39.

- Bundesamt für Landestopografie swisstopo (2014). SWISSIMAGE: Das digitale Orthophotomosaik der Schweiz.
Abgerufen 21. Oktober 2019, von <https://map.geo.admin.ch>.
- Bundesamt für Landestopografie swisstopo (2020). swissALTI3D Reliefschattierung.
Abgerufen 21. Oktober 2019, von <https://map.geo.admin.ch>.
- Capt, M., Bosson, J.-B., Fischer, M., Micheletti, N., & Lambiel, C. (2016). Decadal evolution of a very small heavily debris-covered glacier in an Alpine permafrost environment. *Journal of Glaciology*, 62(233), 535–551.
- Clark, D. H., Clark, M. M., & Gillespie, A. R. (1994). Debris-covered glaciers in the sierra nevada, california, and their implications for snowline reconstructions. *Quaternary Research*, 41(2), 139–153.
- Clark, D. H., Steig, E. J., Potter, N., & Gillespie, A. R. (1998). Genetic variability of rock glaciers. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 80(3-4), 175–182.
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. (2010). *The physics of glaciers*. Amsterdam: Elsevier, 4 ed.
- Debella-Gilo, M., & Käab, A. (2011). Sub-pixel precision image matching for measuring surface displacements on mass movements using normalized cross-correlation. *Remote Sensing of Environment*, 115(1), 130–142.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2010.08.012>
- Delaloye, R., Lambiel, C., & Gärtner-Roer, I. (2010a). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. *Geographica Helvetica*, 65(2), 135–145.
- Delaloye, R., Lambiel, C., & Gärtner-Roer, I. (2010b). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps: Seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65(2), 135–145.
- Dikau, R., Eibisch, K., Eichel, J., Meßenzehl, K., & Schlummer-Held, M. (2019). Glaziale und glazifluviale Prozesse und Reliefformung. In *Geomorphologie*. Springer Spektrum, Berlin, Heidelberg.
- Eisen, O., Bauder, A., Lüthi, M., Riesen, P., & Funk, M. (2009). Deducing the thermal structure in the tongue of Gornergletscher, Switzerland, from radar surveys and borehole measurements. *Annals of Glaciology*, 50(51), 63–70.
- Frehner, M., Ling, A. H. M., & Gärtner-Roer, I. (2015). Furrow-and-ridge morphology on rockglaciers explained by gravity-driven buckle folding: A case study from the murtèl rockglacier (Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes*, 26(1), 57–66.
- Gibson, M. J., Glasser, N. F., Quincey, D. J., Rowan, A. V., & Irvine-Fynn, T. D. (2017). Changes in glacier surface cover on Baltoro glacier, Karakoram, north Pakistan, 2001–2012. *Journal of Maps*, 13(2), 100–108.
- GLAMOS (2018). The Swiss Glaciers 2015/16-2016/17, Glaciological Reports No 137/138. Tech. Rep. 137/138.
- GLIMS, & NSIDC (2005). Global Land Ice Measurements from Space glacier database. *Compiled and made available by the international GLIMS community and the National Snow and Ice Data Center, Boulder CO, U.S.A.*
- Gruber, S., & Haeberli, W. (2009). Mountain permafrost. In R. Margesin (Ed.) *Permafrost Soils*, (pp. 33–44). Berlin, Heidelberg: Springer, 16 ed.

- Haerberli, W. (1976). Eistemperaturen in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 11(2), 203–220.
- Haerberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of Alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zurich*, (77).
- Haerberli, W., & Fisch, W. (1984). Electrical resistivity soundings of glacier beds: a test study on Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Journal of Glaciology*, 30(106), 373–376.
- Haerberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., & Mühlh, D. V. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3), 189–214.
- Haerberli, W., Hoelzle, M., Keller, F., Schmid, W., Vonder Mühlh, D. S., & Wagner, S. (1993). Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. In *Proceedings, Sixth International Conference on Permafrost*, (pp. 214–219). Beijing, China.
- Haerberli, W., Hoelzle, M., Paul, F., & Zemp, M. (2007). Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. *Annals of Glaciology*, 46(1), 150–160.
- Haerberli, W., Käab, A., Mühlh, D. V., & Teyssere, P. (2001). Prevention of outburst floods from periglacial lakes at Grubengletscher, Valais, Swiss Alps. *Journal of Glaciology*, 47(156), 111–122.
- Haerberli, W., King, L., & Flotron, A. (1979). Surface Movement and Lichen-Cover Studies at the Active Rock Glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research*, 11(4), 421–441.
- Haerberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., & Phillips, M. (2010). Mountain permafrost: Development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1043–1058.
- Haerberli, W., & Schmid, W. (1988). Aerophotogrammetrical monitoring of rock glaciers. In *Proceedings, Fifth International Conference on Permafrost*, (pp. 764–769). Trondheim, Norway.
- Hambrey, M. J., Quincey, D. J., Glasser, N. F., Reynolds, J. M., Richardson, S. J., & Clemmens, S. (2008). Sedimentological, geomorphological and dynamic context of debris-mantled glaciers, Mount Everest (Sagarmatha) region, Nepal. *Quaternary Science Reviews*, 27(25-26), 2361–2389.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.010>
- Hamilton, S. J., & Whalley, B. (1995). Rock glacier nomenclature: A re-assessment. *Geomorphology*, 14(1), 73–80.
- Harbor, J. (1997). Influence of subglacial drainage conditions on the velocity distribution within a glacier cross section. *Geology*, 25(8), 739–742.
- Heid, T., & Käab, A. (2012). Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 118, 339–355.
- Hobson, R. D. (1972). Surface roughness in topography: quantitative approach. In R. J. Chorley (Ed.) *Spatial Analysis in Geomorphology*, (pp. 221–245). London: Methuen.

- Hock, R., Rasul, G., Adler, C., Cáceres, B., Gruber, S., Hirabayashi, Y., Jackson, M., Käab, A., Kang, S., Kutuzov, S., Milner, A., Molau, U., Morin, S., Orlove, B., & Steltzer, H. I. (2019). High Mountain Areas. In H.-O. Pörtner, D. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, & N. Weyer (Eds.) *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, (pp. 131–202). In press ed.
- Holzhauser, H. (1982). Neuzeitliche Gletscherschwankungen. *Geographica Helvetica*, 37(2), 115–126.
- Humlum, O. (1996). Origin of rock glaciers: Observations from Mellemfjord, Disko Island, Central West Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(4), 361–380.
- Ikeda, A., & Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the upper engadin, Swiss alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(2), 145–161.
- Ikeda, A., Matsuoka, N., & Käab, A. (2008). Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock glacier in the Swiss Alps: An effect of liquid water. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(1).
- Iverson, N. R., Cohen, D., Hooyer, T. S., Fischer, U. H., Jackson, H., Moore, P. L., Lappégard, G., & Kohler, J. (2003). Effects of basal debris on glacier flow. *Science*, 301(5629), 81–84.
- Janke, J. R., Bellisario, A. C., & Ferrando, F. A. (2015). Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of central Chile. *Geomorphology*, 241, 98–121.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.034>
- Janke, J. R., Ng, S., & Bellisario, A. (2017). An inventory and estimate of water stored in firn fields, glaciers, debris-covered glaciers, and rock glaciers in the Aconcagua River Basin, Chile. *Geomorphology*, 296, 142–152.
- Käab, A. (1996). Photogrammetrische Analyse zur Früherkennung gletscher- und permafrost-bedingter Naturgefahren im Hochgebirge. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*, (145).
- Käab, A. (2000). Photogrammetric reconstruction of glacier mass balance using a kinematic ice-flow model: A 20 year time series on Grubengletscher, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 31, 45–52.
- Käab, A. (2002). Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: Examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57(1-2), 39–52.
- Käab, A. (2005). Remote Sensing of Mountain Glaciers and Permafrost Creep. *Schriftenreihe Physische Geographie*, 48, 266.
<http://scholar.google.com/scholar?hl=en{&}&btnG=Search{&}q=intitle:Remote+Sensing+of+Mountain+Glaciers+and+Permafrost+Creep{#}0>
- Käab, A., & Haerberli, W. (1996). Früherkennung und Analyse glazialer Naturgefahren im Gebiet Gruben, Wallis, Schweizer Alpen. *Tagespublikation Interpraevent*, 4, 113–122.
- Käab, A., Haerberli, W., & Hilmar Gudmundsson, G. (1997). Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(4), 409–426.

- Käab, A., Haeberli, W., & Teyssere, P. (1996). Entwicklung und Sanierung eines Thermokarstsees am Gruben-Blockgletscher (Wallis). *Berichte und Forschungen. Geographisches Institut. Universität Freiburg/CH*, 8, 145–153.
- Käab, A., Huggel, C., & Fischer, L. (2006). Remote Sensing Technologies for Monitoring Climate Change Impacts on Glacier- and Permafrost-Related Hazards. *Geography*, (June), 1–10.
<http://services.bepress.com/cgi/viewcontent.cgi?article=1016&context=eci/geohazards>
- Käab, A., Huggel, C., Fischer, L., Guex, S., Paul, F., Roer, I., Salzmann, N., Schlaefli, S., Schmutz, K., Schneider, D., Strozzi, T., & Weidmann, Y. (2005). Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Science*, 5(4), 527–554.
- Käab, A., & Vollmer, M. (2000). Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: Automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 315–326.
- Kellerer-Pirklbauer, A., & Kaufmann, V. (2012). About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2), 94–112.
- Kenner, R., Phillips, M., Beutel, J., Hiller, M., Limpach, P., Pointner, E., & Volken, M. (2017). Factors Controlling Velocity Variations at Short-Term, Seasonal and Multiyear Time Scales, Ritigraben Rock Glacier, Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(4), 675–684.
- King, L., Fisch, W., Haeberli, W., & Waechter, H. (1987). Comparison of resistivity and radio-echo soundings on rock-glacier permafrost. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23(1), 77–97.
- Kirkbride, M. P. (2011). Debris-covered glaciers. In *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, vol. Part 3, (pp. 190–192).
- Kirkbride, M. P., & Deline, P. (2013). The formation of supraglacial debris covers by primary dispersal from transverse englacial debris bands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(15), 1779–1792.
- Krautblatter, M., Funk, D., & Günzel, F. K. (2013). Why permafrost rocks become unstable: A rock-ice-mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(8), 876–887.
- Kulesa, B., Booth, A. D., Hobbs, A., & Hubbard, A. L. (2008). Automated monitoring of subglacial hydrological processes with ground-penetrating radar (GPR) at high temporal resolution: Scope and potential pitfalls. *Geophysical Research Letters*, 35(24), 1–5.
- Kuntner, R., & Teyssere, P. (2007). Ausbrüche von Gletscher(vorland)seen, Disussion anhand von Fallbeispielen, Sirwolteese, Weingartensee, Grubensee. *Wasser Energie Luft*, 99. Jahrgang, (Heft 1), 49–53.
- Maisch, M., Wipf, A., Denneler, B., Battaglia, J., & Benz, C. (2000). Die Gletscher der Schweizer Alpen: Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. (*Schlussbericht NFP 31*). 2. Auflage. *vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich*, (p. 373).
- MeteoSchweiz (2016). Klimanormwerte Grächen. Tech. rep., Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, Zürich.
Abgerufen 12. Februar 2020, von <https://www.meteoschweiz.admin.ch/home/klima/schweizer-klima-im-detail/klima-normwerte/klimadiagramme-und-normwerte-pro-station.html?station=grc>.
- Mölg, N., Ferguson, J., Bolch, T., & Vieli, A. (2020). On the influence of debris cover on glacier morphology: How high-relief structures evolve from smooth surfaces. *Geomorphology*, 357, 107092.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107092>

- Monnier, S., & Kinnard, C. (2015). Reconsidering the glacier to rock glacier transformation problem: New insights from the central Andes of Chile. *Geomorphology*, 238, 47–55.
- Müller, F., Caflisch, T., & Müller, G. (1976). Firn und Eis der Schweizer Alpen (Gletscherinventar). *Publ. Nr. 57/57a*, 2.
- Müller, J., Vieli, A., & Gärtner-Roer, I. (2016). Rock glaciers on the run - Understanding rock glacier landform evolution and recent changes from numerical flow modeling. *Cryosphere*, 10(6), 2865–2886.
- Nuth, C., & Kääb, A. (2011). The Cryosphere Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*, 5, 271–290.
- Østrem, G. (1959). Ice Melting under a Thin Layer of Moraine, and the Existence of Ice Cores in Moraine Ridges. *Geografiska Annaler*, 41(4), 228–230.
<https://doi.org/10.1080/20014422.1959.11907953>
- Paterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers*. New York: Elsevier.
- Paul, F. (2004). *The new Swiss glacier inventory 2000 – application of remote sensing and GIS*. Ph.D. thesis, Universität Zürich, Schriftenreihe Physische Geographie, 52.
- PERMOS (2019). Permafrost in Switzerland 2014/2015 to 2017/2018. In Noetzi, J., Pellet, C. & Staub, B. (Ed.) *Glaciological Report Permafrost No. 16-19 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, (pp. 104).
- Phillips, M., Mutter, E. Z., Kern-Luetschg, M., & Lehning, M. (2009). Rapid degradation of ground ice in a ventilated Talus slope: Flüela Pass, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(1), 1–14.
- Potter, N. (1972). Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83(10), 3025–3058.
- Pulighe, G., & Fava, F. (2013). DEM extraction from archive aerial photos: Accuracy assessment in areas of complex topography. *European Journal of Remote Sensing*, 46(1), 363–378.
- Quincey, D. J., Luckman, A., & Benn, D. (2009). Quantification of Everest region glacier velocities between 1992 and 2002, using satellite radar interferometry and feature tracking. *Journal of Glaciology*, 55(192), 596–606.
- Riley, S., DeGloria, S. D., & Elliot, R. (1999). A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. *Intermountain Journal of Sciences*, 5(1-4), 23–27.
- Roer, I. (2005). *Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem*. Ph.D. thesis, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
<http://hss.ulb.uni-bonn.de/2005/0551/>
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C., & Kääb, A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. In *9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June 2008 - 03 July 2008*, (pp. 1505–1510).
- Roer, I., Kääb, A., & Dikau, R. (2005). Rockglacier kinematics derived from small-scale aerial photography and digital airborne pushbroom imagery. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49(1), 73–87.
- Röthlisberger, H. (1979). Glaziologische Arbeiten im Zusammenhang mit den Seeausbrüchen am Grubengletscher, Gemeinde Saas Balen (Wallis). *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich*, 41, 233–256.

- Rowan, A. V., Egholm, D. L., Quincey, D. J., & Glasser, N. F. (2015). Modelling the feedbacks between mass balance, ice flow and debris transport to predict the response to climate change of debris-covered glaciers in the Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 430, 427–438.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.004>
- Ryser, C., Lüthi, M., Blindow, N., Suckro, S., Funk, M., & Bauder, A. (2013). Cold ice in the ablation zone: Its relation to glacier hydrology and ice water content. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(2), 693–705.
- Sappington, J. M., Longshore, K. M., & Thompson, D. B. (2007). Quantifying Landscape Ruggedness for Animal Habitat Analysis: A Case Study Using Bighorn Sheep in the Mojave Desert. *Journal of Wildlife Management*, 71(5), 1419–1426.
- Spedding, N. (2000). Hydrological controls on sediment transport pathways: Implications for debris-covered glaciers. *IAHS-AISH Publication*, (264), 133–142.
- Strozzi, T., Kääb, A., & Frauenfelder, R. (2004). Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing*, 25(15), 2919–2931.
- Suter, S., Laternser, M., Haeberli, W., Frauenfelder, R., & Hoelzle, M. (2001). Cold firn and ice of high-altitude glaciers in the Alps: Measurements and distribution modelling. *Journal of Glaciology*, 47(156), 85–96.
- Tanarro, L. M., Palacios, D., Andrés, N., Fernández-Fernández, J. M., Zamorano, J. J., Sæmundsson, Á.Á., & Brynjólfsson, S. (2019). Unchanged surface morphology in debris-covered glaciers and rock glaciers in Tröllaskagi peninsula (northern Iceland). *Science of the Total Environment*, 648, 218–235.
- Universität Freiburg (o. J.). Resources: Study sites: GRUBEN (Grüebu)(VS).
Abgerufen 13. Juni 2019, von <https://www3.unifr.ch/geo/geomorphology/en/resources/study-sites/gruben-de.html>.
- Van Woerkom, T., Steiner, J. F., Kraaijenbrink, P. D., Miles, E. S., & Immerzeel, W. W. (2019). Sediment supply from lateral moraines to a debris-covered glacier in the Himalaya. *Earth Surface Dynamics*, 7(2), 411–427.
- Wahrhaftig, C., & Cox, A. (1959). Rock glaciers in the Alaska Range. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70, 383–436.
- Whalley, W. B. (1979). The relationship of glacier ice and rock glacier at Grubengletscher, Kanton Wallis, Switzerland. *Geografiska Annaler, Series A*, 61(1-2), 49–61.
- Zahs, V., Hämmerle, M., Anders, K., Hecht, S., Sailer, R., Rutzinger, M., Williams, J. G., & Höfle, B. (2019). Multi-temporal 3D point cloud-based quantification and analysis of geomorphological activity at an alpine rock glacier using airborne and terrestrial LiDAR. *Permafrost and Periglacial Processes*, 30(3), 222–238.
- Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S. U., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrøm, A. P., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L. N., Càceres, B. E., Casassa, G., Cobos, G., Dàvila, L. R., Delgado Granados, H., Demuth, M. N., Espizua, L., Fischer, A., Fujita, K., Gadek, B., Ghazanfar, A., Hagen, J. O., Holmlund, P., Karimi, N., Li, Z., Pelto, M., Pitte, P., Popovnin, V. V., Portocarrero, C. A., Prinz, R., Sangewar, C. V., Severskiy, I., Sigurdsson, O., Soruco, A., Usabaliyev,

- R., & Vincent, C. (2015). Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61(228), 745–762.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M., & Paul, F. (2006). Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters*, 33(13), 6–9.
- Zemp, M., Paul, F., Hoelzle, M., & Haeberli, W. (2008). Glacier fluctuations in the European Alps 1850-2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In *The darkening peaks: Glacial retreat in scientific and social context*, (pp. 152–167). Berkley, US: Orlove, B [et al.).

11 Persönliche Erklärung

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und die den verwendeten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Zürich, 28. April 2020

Nina Brunner

Nina Brunner