



Forschungsprojekt

Der Einfluss von Gletscher- Randklüften auf Felsstürze

Impressum

Medieninhaber: Land Salzburg

Herausgeber: Abteilung 6 - Infrastruktur und Verkehr | Referat 6/02 - Landesgeologischer Dienst | vertreten durch Gerald Valentin

Autoren: Ingo Hartmeyer, Markus Keuschnig, Regina Pläsken, Maximilian Rau, Robert Delleske, Markus Dörfler, Michael Krautblatter, Daniela Burger

Gestaltung: Landesmedienzentrum/Grafik

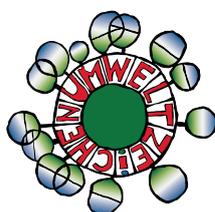
Herstellung: Druckerei Land Salzburg

Anschrift: Postfach 527, 5010 Salzburg

Titelfoto: R. Delleske

Downloadadresse: www.salzburg.gv.at/randkluefte.pdf

Projektpartner:



Gedruckt nach der Richtlinie „Druckerzeugnisse“ des Österreichischen Umweltzeichens, Druckerei Land Salzburg UW-Nr. 1271

Inhalt

| | |
|---|----|
| Zusammenfassung | 4 |
| Summary | 6 |
| 1 Einleitung | 8 |
| 2 Theoretischer Hintergrund: Destabilisierung im Permafrost | 9 |
| 2.1 Einwirkende Kräfte | 10 |
| 2.1.1 Schwerkraft und voreingeprägte Spannungszustände | 10 |
| 2.1.2 Hydrostatische Kräfte | 10 |
| 2.1.3 Kryostatische Kräfte | 10 |
| 2.2 Rückhaltende Kräfte | 10 |
| 2.2.1 Eisfüllung der Klüfte | 10 |
| 2.2.2 Fels-Eis-Kontakt | 13 |
| 2.2.3 Fels-Fels-Kontakt | 13 |
| 2.2.4 Felsbrücken und Festgesteinsbrüche | 13 |
| 2.3 Berechnungsansätze und Einflüsse | 14 |
| 2.3.1 Einfluss der zeitlichen Skala | 14 |
| 2.3.2 Einfluss der räumlichen Skala | 15 |
| 2.4 Weiterführende Literatur | 16 |
| 3 Fallstudie Ödenwinkel | 17 |
| 3.1 Untersuchungsgebiete | 17 |
| 3.1.1 Ödenwinkel | 17 |
| 3.1.2 Kitzsteinhorn | 18 |
| 3.2 Methoden | 19 |
| 3.2.1 Oberflächen-Monitoring | 19 |
| 3.2.2 Randluft-Monitoring | 22 |
| 3.2.3 Felsstabilitätsmodellierung | 24 |
| 3.2.4 Klima-Monitoring | 28 |
| 3.3 Resultate | 29 |
| 3.3.1 Oberflächen-Monitoring | 29 |
| 3.3.2 Randluft-Monitoring | 37 |
| 3.3.3 Felsstabilitätsmodellierung | 40 |
| 3.3.4 Klima-Monitoring | 47 |
| 4 Synthese | 48 |
| 5 Wissenschaftlicher Output | 53 |
| 6 Literaturverzeichnis | 54 |

Zusammenfassung

Der vorliegende Abschlussbericht beschreibt die im Rahmen des dreijährigen Forschungsprojekts *Der Einfluss von Gletscher-Randklüften auf Felsstürze (2017-2020)* erzielten Ergebnisse. Im Fokus des Projekts stand die Untersuchung stabilitätsrelevanter Prozesse in hochalpinen Felswänden durch ein interdisziplinäres Projektpartner-Konsortium bestehend aus der GEORESEARCH Forschungsgesellschaft mbH, der TU München, der Universität Salzburg, dem Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung und der imBERG Consult GmbH. Das breite Spektrum der durchgeführten Tätigkeiten umfasste hochalpine Feldarbeiten (Temperaturmessungen in Randklüften), umfangreiche Fernerkundungsmessungen (Laserscanning, Drohnenphotogrammetrie), aufwändige Felsmechanik-Labortests, sowie detaillierte Stabilitätsmodellierungen.

Ein Schwerpunkt des Projekts lag auf der Untersuchung der Auswirkungen des Klimawandels, welcher gerade im Alpenraum besonders stark ausgeprägt ist. In den letzten 150 Jahren stiegen die Temperaturen hier mit $+2\text{ °C}$ rund doppelt so stark wie im globalen Mittel ($+1\text{ °C}$). Von dieser Entwicklung besonders betroffen sind hochalpine Permafrostbereiche, deren aktuelle Erwärmung negative Auswirkungen auf die Felsstabilität hat, wie aktuelle fels- und eismechanische Labortests beweisen. Die Erwärmung bzw. das Ausschmelzen des Permafrosts in Steiflanken kann zu einer Stabilitätsreduktion im Größenordnungsbereich mehrerer Zehnerprozent führen, wobei eismechanische Einflüsse tendenziell für flachgründiges Versagen, felsmechanische Einflüsse hingegen vor allem für tiefgründige Destabilisierungsprozesse von großer Relevanz sind.

Direkte Konsequenz der starken Erwärmung ist neben dem Permafrostrückgang das intensive Rückschmelzen der Gletscher. So verloren etwa in den letzten 150 Jahren die Alpengletscher rund die Hälfte ihres Volumens. In den Gletscherkaren kommt es auf Grund der signifikanten Reduktion der Gletschermächtigkeiten zur Freilegung steiler, großflächiger Felswandbereiche. Über die thermischen Untergrundbedingungen in den ausapernden Felswänden ist auf Grund der extrem schweren Zugänglichkeit der Randklüftbereiche nur wenig bekannt. In Kooperation mit dem Partnerprojekt GlacierRocks (Österreichische Akademie der Wissenschaften) wurden im Rahmen des vorliegenden Projekts erstmals mehrjährige Fels- und Eistemperaturmessungen in unterschiedlichen Randklüfttiefen durchgeführt. Die Ergebnisse der am Ödenwinkelkees (Hohe Tauern, Salzburg) durchgeführten

Messungen zeigen in der Randklüft über das ganze Jahr hinweg konstant Temperaturen knapp unter 0 °C . In Folge des Gletscherrückgangs stellen sich die thermischen Bedingungen in den ausgeaperten Felswandbereichen markant um. In den frisch exponierten Felsflächen kommt es zur Bildung einer saisonalen Auftauschicht, zum verstärkten Eindringen von Wasser und zur Entstehung thermomechanischer Spannungen. In kürzlich ausgeaperten Felswänden ist auf Grund dieser destabilisierenden Einflüsse mit einem verstärkten Auftreten von Steinschlägen und Felsstürzen zu rechnen.

Eine umfangreiche Fernerkundungskampagne (Laserscanning, Drohnenphotogrammetrie) zur Detektion von Felssturzbereichen bestätigte die Annahme verstärkter gravitativer Massenbewegungen. Die Analyse eines elfjährigen (2008-2019) Felssturzinventars aus den Felswänden rund um das Ödenwinkelkees (Hoher Kasten, Eiskögele, Johannisberg), zeigt, dass mehr als die Hälfte des gesamten Felssturzvolumens (53 %) Bereichen entstammt, die erst in den letzten 35-40 Jahren eisfrei wurden. Außerhalb der Vereisungsgrenzen der 1980er zeigte sich eine deutliche Abnahme der Felssturzaktivität mit der Seehöhe, die voraussichtlich in direktem Zusammenhang mit Verteilung und Rückgang des Permafrosts steht. Die unteren Regionen der untersuchten Felswände waren überproportional häufig von Felsstürzen betroffen und repräsentieren in etwa die lokale Permafrostuntergrenze mit warmen Permafrosttemperaturen knapp unter 0 °C . In den höheren Regionen des Untersuchungsgebietes, wo deutlich kühlere Permafrosttemperaturen zu erwarten sind, zeigte sich hingegen eine deutlich geringere Felssturzaktivität. Neben einer Abnahme der Felssturzaktivität wurde mit zunehmender Seehöhe auch eine signifikante Abnahme der Versagens-tiefen der Felsstürze festgestellt. Diese steht vermutlich in direktem Zusammenhang mit der vielfach beobachteten höhenbedingten Abnahme der Permafrost-Auftaumächtigkeit und zeigt, dass mit der Reduktion der Permafrost-Auftauschicht die Felssturzwahrscheinlichkeit deutlich sinkt.

Die im Rahmen der vorliegenden Studie durchgeführten numerischen Modellierungen untermauern die destabilisierende Wirkung des Gletscher- und Permafrostrückgangs. Im Zuge der Modellierung wurden die Flankenbereiche als Kontinuum mit einheitlichen Materialparametern abgebildet. Die Effekte kleinräumiger Strukturen im oberflächennahen Bereich wurden zusätzlich durch die Modifikation der Modellparameter in zwei Varianten betrachtet. Basis der Arbeit bildeten dabei umfang-

reiche Experimente mit Gesteinsproben aus dem Untersuchungsgebiet in den Kälte-/Felsmechaniklabors der TU München. Basierend auf Modellierungen mit explizit integrierten (oberflächennahen) Klüften, zeigt sich eine mit Gletscher- und Permafrostrückgang einhergehende Stabilitätsabnahme von 4-12 %, wobei besonders die Klüftigkeit der Felsmasse und die Tiefe der Auflockerungszone (Auftauzone) einen entscheidenden Einfluss auf Stabilität und Versagensmuster haben.

Die durchgeführten Analysen der Felssturzaktivität (Fernerkundung, Feldmessung, Labor, Modellierung) weisen auf eine klare Korrelation mit dem aktuellen Gletscherrückgang bzw. mit Zustandsänderungen im Permafrost hin. In den letzten Jahren bzw. Jahrzehnten eisfrei gewordene Felswände sowie Bereiche mit großen sommerlichen Auftaumächtigkeiten zeigten dabei eine deutlich

erhöhte Felssturzanfälligkeit. Die vorliegende Untersuchung ist die erste Studie, die diese Zusammenhänge auf der Maßstabsebene eines Gletscherkares über einen mehrjährigen Beobachtungszeitraum nachweisen konnte. Im Kontext der fortschreitenden Klimaerwärmung ist in den nächsten Dekaden mit einem weiteren Permafrost- bzw. Gletscherrückgang und daher mit einer Zunahme hochalpiner Felsstürze zu rechnen. Betreiber und Planer hochalpiner Infrastrukturen stellt diese Entwicklung vor große Herausforderungen, die nur auf Basis einer umfassenden und qualitativ hochwertigen Datengrundlage bewältigt werden können. In diesem Zusammenhang tragen die im Rahmen der vorliegenden Studie gewonnenen Erkenntnisse zu einem wesentlich verbesserten Prozessverständnis bei und liefern somit eine essentielle Grundlage für die (zukünftige) Adaption von Risikoanalysen in hochalpinen Räumen.

Summary

This report summarizes the results of the three-year research project *Der Einfluss von Gletscher-Randklüften auf Felsstürze* (2017-2020) which investigated stability-relevant processes in high-alpine rock-faces. The project was operated by an interdisciplinary consortium (GEORESEARCH Forschungsgesellschaft mbH, TU München, Universität Salzburg, IGF - Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung, imBERG Consult GmbH) and relied on a broad spectrum of research activities covering high-alpine fieldworks (temperature measurements inside Randklüften), extensive remote sensing campaigns (laserscanning and unmanned aerial photogrammetry), rock-mechanical laboratory experiments, and numerical modeling of slope stability.

Research activities centered around the investigation and characterization of climate change impacts. Recent temperature increase has been particularly pronounced in the European Alps (+2 °C) and doubled the global average (+1 °C) over the last 150 years. High-alpine permafrost reacts sensitively to rapid warming leading to a significant reduction of rock stability. Recent rock- and ice-mechanical laboratory experiments demonstrate that permafrost warming/thaw potentially leads to a stability loss by several tens of percent. The experiments furthermore suggest that shallow failures are mainly driven by ice-mechanical effects, while deep-seated failures tend to be governed by rock-mechanical effects.

Aside from permafrost degradation, glacier retreat represents another prominent consequence of recent climate warming in high-alpine regions. Over the last 150 years glaciers in the Alps lost more than half of their volume, causing significant ice-surface lowering not only at the glacier terminus but also in their root zones (glacial cirques). Little is known about the thermal boundary conditions in freshly deglaciated rockwall sections due to the extremely difficult accessibility of the Randklüfte (void between glacier and neighboring rockwall). In close collaboration with the partner project GlacierRocks (Austrian Academy of Sciences) unique rock- and icetemperature measurements were performed inside a Randklüfte at the Ödenwinkelkees glacier (Hohe Tauern Range, Salzburg) to tackle this research gap. The acquired data demonstrates constant temperatures just below 0 °C inside the Randklüfte during the entire monitoring period. As the glacier is wasting down thermal conditions change drastically. In freshly exposed rockwall sections an active layer penetrates into the frozen subsurface leading to the infiltration of liquid water and to pronounced

thermomechanical strain along pre-stressed discontinuities. Recently deglaciated rockwalls are therefore expected to be particularly prone to rockfalls.

Extensive remote sensing surveys (laserscanning, unmanned aerial photogrammetry) to detect rockfall release areas confirmed increased instability close to the current glacier surface: An eleven-year (2008-2019) rockfall inventory from the rockwalls around the Ödenwinkelkees glacier (Hoher Kasten, Eiskögele, Johannisberg) revealed that more than half (53 %) of the overall rockfall volume detached from terrain that was deglaciated over the last 35-40 years. Above the ice margin of the 1980s rockfall activity decreased significantly with elevation, which is most likely directly related to the local permafrost distribution: Numerous rockfalls were recorded in the lower rockwall sections which represent the lower permafrost boundary with permafrost temperatures close to 0 °C. By contrast, rockfall activity was low in the upper sections where permafrost temperature is expected to be significantly cooler. Similar to rockfall activity, rockfall failure depth also decreased with increasing elevation, which is most likely associated to the altitudinal decrease of the active layer thickness. The seasonal permafrost thaw depth therefore seems to be one of the key drivers behind the increased rockfall activity in the lower sections of the monitored rockwalls. Detailed numerical modeling of slope stability performed in the present project confirmed the destabilizing effect of glacier retreat and permafrost degradation. For modeling purposes a continuum mechanics approach was chosen and uniform parameters were used for the entire rockface. To simulate the structural near-surface heterogeneity two scenarios with modified model parameters were introduced. The input parameters were based on extensive rock-mechanical experiments carried out in the cold laboratories at the TU München with rock samples from the study area. Modeling with explicitly integrated (near-surface) discontinuities showed that glacier and permafrost retreat reduce slope stability by 4-12 %. Rock fracturing/jointing and the depth of a near-surface weathering zone critically affected the modeled stability and failure patterns.

Analyses of rockfall activity presented here (remote sensing, field measurements, lab experiments, numerical modeling) indicate a clear correlation with recent glacier retreat and permafrost degradation. Rockwall sections deglaciated in the last years and decades, and areas with large

seasonal permafrost thaw depths were demonstrated to be particularly susceptible to rockfalls. The present study marks the first time that warming-related destabilization trends were identified at the scale level of a glacial cirque over a multi-year monitoring period. Rapidly progressing climate warming will cause further permafrost and glacier retreat, and will most likely lead to

an increased occurrence of rockfall events in the upcoming decades. As a result, operators of high-alpine infrastructures will be faced with significant challenges that can only be overcome based on accurate long-term monitoring data. Insights obtained in the present study address this problem and provide an essential prerequisite for (future) adaptations of risk analyses in high-alpine regions.

1 Einleitung

Die durchschnittliche Jahrestemperatur ist in Österreich seit dem 19. Jahrhundert um rund 2°C gestiegen (APCC 2014). Diese Temperaturerhöhung liegt weit über dem globalen Durchschnitt von 0.85°C für die Periode 1880 bis 2012 (IPCC 2014). Damit einhergehend zeigen Beobachtungen in hochalpinen Regionen einen generellen Anstieg der Schneegrenze und einen massiven Rückgang der Gletscher- und Permafrostbereiche (IPCC 2019) – besonders in den letzten Dekaden. Auch künftig ist im Alpenraum eine stärkere Temperaturerhöhung als im weltweiten Mittel zu erwarten. Dabei ist eine Erhöhung von bis zu 5.3°C bis zum Jahr 2085 möglich (Nogués-Bravo et al. 2007). Eine Folgerscheinung ist ein weiterer Rückgang der Glet-

scher- und Permafrostbereiche und eine damit verbundene Zunahme an hochalpinen Naturgefahren wie Steinschlägen oder Felsstürzen (Krautblatter et al. 2013, Haeberli 2014). Diese induzieren einen relevanten Risikofaktor für Mensch und Infrastruktur, dessen Bedeutung in naher Zukunft weiter zunehmen wird. Durch die Klimaerwärmung ist in den Alpen mit einer Reduktion der Gletschermasse von mehr als 80 % bis zum Jahr 2100 zu rechnen (IPCC 2019). Dabei führt die rasch voranschreitende Reduktion der Gletschermächtigkeiten zur Freilegung neuer Felswand- bzw. Randkluftbereiche und zu einer deutlichen Veränderung der thermischen und felsmechanischen Bedingungen (Hartmeyer et al. 2020a; Krautblatter et al. 2013) (Abbildung 1).



Abbildung 1: Eiskögele Nordwand (3.423 m müA) mit Ödenwinkelkees.

Die betroffenen Felswand- bzw. Randkluftbereiche sind oft durch Permafrost beeinflusst, welcher als Untergrund definiert ist, der mindestens zwei aufeinander folgende Jahre Temperaturen unter dem Gefrierpunkt aufweist (IPA 2020). Eine Abkühlung der Gebirgsbereiche erfolgt über eine negative Temperaturbilanz und dauert in der Regel Jahrzehnte bis Jahrhunderte. Lokale Bedingungen, wie z.B. Höhenlage, Exposition, Neigung oder Oberflächeneigenschaften haben entscheidenden Einfluss auf die Temperatur des Untergrundes (Otto et al. 2012).

Untergrundstruktur, Wasser- und Eisgehalt regeln die Geschwindigkeit des Wärmeaustauschs im Per-

mafrost, wobei sich Veränderungen der Lufttemperatur erst mit deutlicher Verzögerung im Untergrund auswirken. Ein heißer Sommer etwa bewirkt oft erst nach einigen Wochen oder Monaten eine Erhöhung der Felstemperatur im oberflächennahen Untergrund (PERMOS 2019). Felstemperaturen in größeren Tiefen (mehreren Zehnermetern) sind das Resultat langanhaltender Trends, sie werden von kurzfristigen Schwankungen nicht beeinflusst (Noetzli et al. 2007).

Die Tiefenabhängigkeit dieser zeitlichen Verzögerung hat eine wichtige Auswirkung auf die Magnitude und Frequenz von Steinschlägen und Fels-

stürzen: Während kurzfristige, oberflächennahe Temperaturveränderungen eher zu Steinschlägen führen, entstehen größere Felsstürze oft dann, wenn über einen langen Zeitraum die Umgebung erwärmt wird. Gletscher-Randklüften kommt in diesem Zusammenhang eine wesentliche, steuernde Rolle zu, da sie die angrenzenden Rückwandbereiche vor atmosphärischen Einflüssen schützen und damit potenziell zu einer Konservierung des Permafrosts beitragen können. Das Abschmelzen der Gletscher führt in den freigelegten Felswandbereichen zur Bildung einer Auftauschicht und zur oberflächennahen Reduktion der Gebirgsfestigkeit (Krautblatter et al. 2013). Beobachtungen zeigen für diese oftmals stark übersteilten und Permafrostbeeinflussten Felsflächen ein signifikant erhöhtes Auftreten von Steinschlägen und Felsstürzen (Hartmeyer et al. 2020b).

Auf Grund der schweren Zugänglichkeit und extremer Messbedingungen wurden bis jetzt nur wenige insitu-Messungen in Randklüften durchgeführt (Gardner 1987; Sanders et al. 2012). Mehrjährige Messreihen aus unterschiedlichen Randklüfttiefen liegen bis dato nicht vor. Qualitative Bewertungen der lokalen Bedingungen in Randklüften zeigen große Gegensätze und reichen von häufigen Frostwechseln (Johnson 1904) bis hin zu ununterbrochenen Dauerfrostbedingungen (Battle und Le-

wis 1951). Große Unsicherheiten bestehen daher hinsichtlich der Charakteristik der thermischen Untergrundbedingungen und der davon gesteuerten Felsstabilität. Temperaturmessungen in Randklüftbereichen helfen destabilisierende Prozesse besser zu verstehen und leisten damit einen wertvollen Beitrag zu einem verbesserten Risikomanagement in hochalpinen Felswänden.

Trotz hoher Relevanz und Verschärfung der Thematik durch den Klimawandel besteht ein Mangel an hochaufgelösten Langzeit-Monitoringdaten aus Felswänden, die von Permafrost- und Gletscher-rückgang direkt betroffen sind - was für Risikoanalysen in hochalpinen Räumen ein wesentliches Problem darstellt. An bestehende Studien der Arge Alp anknüpfend (Kenner und Phillips 2017),

war es Ziel des vorliegenden Projekts diese Lücke durch ein langfristiges, umfassendes Monitoring im Ödenwinkelkar (Stubachtal, Salzburg) zu verkleinern. Darüber hinaus wurden Gesteinsproben aus Bohrkernen in umfangreichen Labortests in gefrorenem/ungefrorenem Zustand fels- und eismechanisch analysiert. Die Kombination der erhobenen Parameter bildete in weiterer Folge die Basis einer Szenarien-basierten, numerischen Modellierung der Felsstabilität für eine verbesserte Abschätzung des zukünftigen Gefahrenpotentials.

2 Theoretischer Hintergrund: Destabilisierung im Permafrost

Das nachfolgende Grundlagenkapitel basiert maßgeblich auf den Erkenntnissen von Krautblatter et al. 2013. Demnach beeinflusst die Permafrost-erwärmung das Systemverhalten bei den (i) ein-

wirkenden Kräften, wie auch bei den (ii) rückhaltenden Kräften (Abbildung 2) und hat potenziell einen stark destabilisierenden Einfluss.

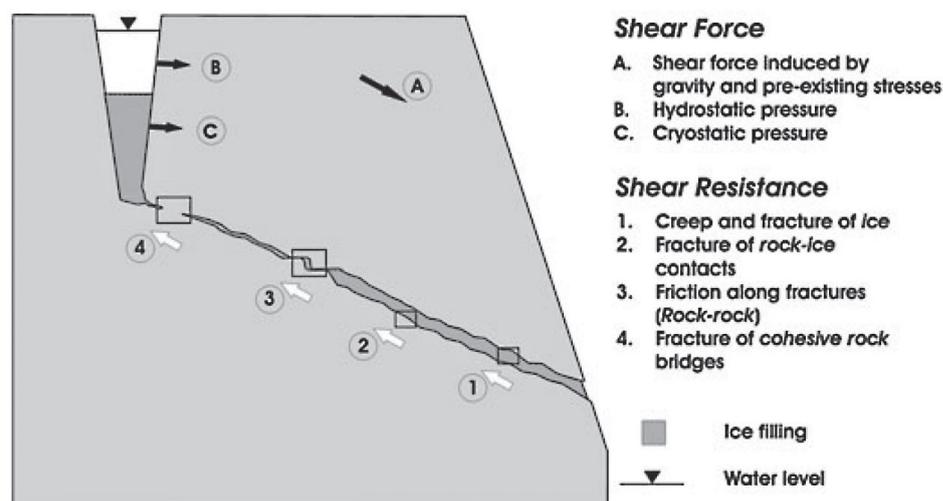


Abbildung 2: Schematische Darstellung des Fels-Eis-mechanischen Modells nach Krautblatter et al. 2013.

Im Allgemeinen ergeben sich folgende einwirkende Kräfte bzw. Spannungen:

- A. Kräfte durch Schwerkraft und voreingeprägte Spannungszustände
- B. Hydrostatische Drücke durch wassergefüllte Klüfte
- C. Kryostatische Drücke durch Eisexpansion oder -segregation

10

Zu den rückhaltenden Komponenten der Kräfte leisten folgende Effekte einen Beitrag:

- 1. Eisfüllung der Klüfte selbst
- 2. Fels-Eis-Kontaktflächen
- 3. Fels-Fels-Kontaktflächen
- 4. Felsbrücken

Fügt man diese Komponenten zusammen, ergibt sich folgende Grenzzustandsgleichung:

$$A + B + C = 1 + 2 + 3 + 4$$

2.1 Einwirkende Kräfte

2.1.1 Schwerkraft und voreingeprägte Spannungszustände

Die Einwirkungen aus Schwerkraft und voreingeprägten Spannungszuständen entspricht in Permafrost-beeinflussten Felsbereichen denen im Permafrost-freien Bereich.

2.1.2 Hydrostatische Kräfte

Pogrebiskiy und Chernyshev (1977) leiteten durch Pumpversuche an gefrorenen und ungefrorenen Klüften im Granit (Öffnungsweiten bis 10 cm) in Kombination mit numerischen Berechnungen ab, dass die Durchlässigkeit von gefrorenen Klüften um ein bis drei Größenordnungen kleiner ist als die der identischen ungefrorenen Gebirgsmasse. Größerer Verwitterungsgrad in oberflächennahen Bereichen mit damit verbundenem höherem Eisgehalt verstärkt den Effekt dabei. Beim Auffrieren erhöht sich die Anisotropie der Durchlässigkeit der Felsmasse deutlich.

Terzaghi (1962) nennt erhöhte Wasserdrücke durch vereiste Klüfte als potenziell destabilisierenden Einflussfaktor für Felsflanken. Numerische Berechnungen mit gekoppelten hydromechanischen Modellen für den Tschierva-Felssturz unterstützen diese Argumentation (Fischer et al. 2010; Stoll et al. 2020).

2.1.3 Kryostatische Kräfte

Kryostatische Kräfte in Felsmassen können sich aus Volumenexpansion von in-situ Wasser beim Gefrieren (Macrogelivation) (Matsuoka und Murton 2008) sowie von Eisseggregation (Microgelivation) (Waldner und Hallet 1985; Hallet 2006; Murton et al. 2006) entwickeln. Offene Systeme, wie sie im Labor oft vorliegen, unterstützen Migration von Wasser und fördern damit Eisseggregation, wohingegen wassergesättigte, geschlossene Systeme Volumenexpansion bevorzugen (Matsuoka 1990).

Der Einfluss von Volumenexpansion ist vielfach diskutiert – theoretisch kann Wasser durch die Phasenumwandlung Drücke von bis zu 207 MPa erzeugen (Matsuoka und Murton 2008). Auf Grund von Eisextrusionen erreicht der Eisdruck jedoch in der Regel nicht den theoretisch möglichen Maximalwert (Davidson und Nye 1985; Tharp 1987). Eisreiche Felsproben können daher langfristig ihr Volumen verringern (Matsuoka 1990).

Eisseggregation bezeichnet ein Phänomen, das angetrieben von einem Temperaturgradienten Saugspannungen in der Größenordnung mehrerer MPa aufbauen kann (Matsuoka und Murton 2008; Murton et al. 2006; Waldner und Hallet 1985). Effektive Eisseggregation erfordert im Idealfall erhöhte Gradienten im Temperaturbereich von -3 bis -6 °C und das Vorhandensein von ausreichend freiem Wasser (Hallet et al. 1991). Diese Bedingungen existieren oft an der Basis des Permafrost-Auftaubereichs und dabei können die auftretenden Kräfte die Zugfestigkeit des Gesteins übersteigen (Hallet et al. 1991; Murton et al. 2006). Je geringer die Wasserverfügbarkeit und der Temperaturgradient und je höher die Auflast, desto geringer wird der Einfluss der Eisseggregation. Dieser Effekt wird unter anderem von (Clark und Phillips 2003; Nixon 1982; Konrad und Morgenstern 1982) beschrieben und als „shut-off pressure“ bezeichnet.

2.2 Rückhaltende Kräfte

Die rückhaltenden Kräfte in Permafrost-Felswänden beinhalten Einflüsse aus dem Fels, Fels-Eis-Interaktionen sowie dem Eis selbst. In Bezug auf Stabilitätsbetrachtungen ist hier sowohl das Vorbruch als auch das Bruchverhalten zu betrachten, da die Effekte teils parallel, teils zeitlich versetzt Vorbruch- als auch das Bruchverhalten selbst passieren und sich einander beeinflussen.

2.2.1 Eisfüllung der Klüfte

Viele Klüfte in alpinen Permafrostfelsen sind eisgefüllt (Körner und Ulrich 1965; Haeberli 1992; Ulrich und King 1993; Gruber und Haeberli 2007). Eis weist im Gegensatz zu den meisten ingenieurtechnisch genutzten Materialien deutlich komplexere Verformungs- und Brucheigenschaften auf. Es verformt sich nicht rein elastisch, viskos oder plastisch – daher können Begriffe wie „Festigkeit“ und „Versagen“ nicht direkt angewendet werden (Sanderson 1988).

Das Materialverhalten von Eis ist in Versuchen v.a. von auftretenden Spannungen, Schubverzerrungs-

rate und Temperatur abhängig. Fellin (2013) stellt die in Abbildung 3 dargestellten Zusammenhänge vor. Für geringe Spannungen und Verzerrungsraten ergibt sich duktiles, im Zwischenbereich spröduktiles Verhalten. Werden bestimmte Spannungen oder Dehnraten überschritten verhält sich Eis spröde. Als Grenzwerte für Spannungen, Dehnung bzw. Dehnungsraten können folgende Anhaltswerte herangezogen werden: Einaxialer Druck 5-10 MPa, Einaxialer Zug 1-2 MPa, Dehnung 1% bzw. Dehnungsrate von $1 \cdot 10^{-3}$ 1/s (Sanderson 1988).

11

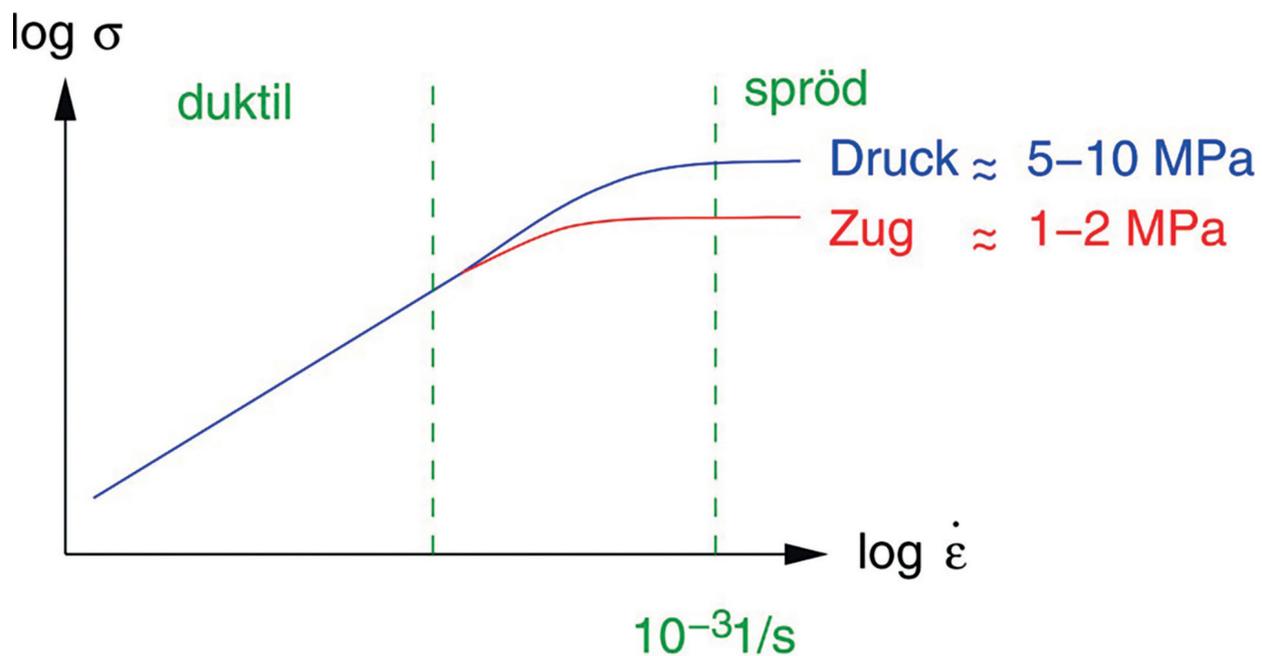


Abbildung 3: Qualitativer Zusammenhang zwischen Verzerrungsrate und Spannungen im Einaxialen Druck-/Zugversuch an polykristallinem Eis nach Fellin (2013).

Unterliegt das Eis mehraxialer Belastung, lässt sich der Sprödbuch von Eis gut mit einem Bruchkriterium nach Mohr-Coulomb beschreiben (Weiss und Schulson 1995; Schulson 2002):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = (\sigma_1 + \sigma_3) \sin \varphi + 2 * c * \cos \varphi$$

Dieses Kriterium mit σ_1 als größter und σ_3 als kleinster Hauptspannung wurde durch Biaxialversuche von Weiss und Schulson (1995) bestätigt. Weiterhin werden die klassischen Parameter Kohäsion c und Reibungswinkel φ herangezogen, für die temperaturabhängig folgende typische Werte genutzt werden können:

| ϑ (°C) | φ (°) | c (MPa) |
|---------------------|------------------|--------------|
| -40 | 31 | 10.8 |
| -16 | 17 | 7.7 |
| -11 | 14 | 6.5 |
| -6 | 11 | 5.5 |
| -1 | 8 | 4.6 |
| 0 (am Schmelzpunkt) | 6 | 4.5 |

Tabelle 1: Mohr-Coulomb-Parameter für Eis, ermittelt von Fish und Zaretsky (1997) aus Drucker-Prager-Parametern.

Im Bereich des duktilen Materialverhaltens zeigen spannungsgesteuerte Versuche die für natürliche Systeme überwiegend relevanten Effekte in polykristallinem Eis. Bei Belastung treten Verformungen in vier Phasen auf (siehe auch Abbildung 4):
 (0) sofort elastische Verformung, gefolgt von

(I) primärem Kriechen, das abklingt bis hin zum (II) sekundären Kriechen, das die geringste Kriechrate aufweist. Schlussendlich folgt bei ausreichend

hoher Belastung (III) tertiäres Kriechen, das zum Bruch führt. Wird ein gewisser Spannungs- bzw. Temperaturwert unterschritten, bleibt das System im sekundären Kriechen.

Bei diesen Versuchen zeigt sich ebenfalls eine Abhängigkeit des mechanischen Verhaltens des Eises von der Temperatur. Abbildung 5 zeigt den Effekt exemplarisch.

12

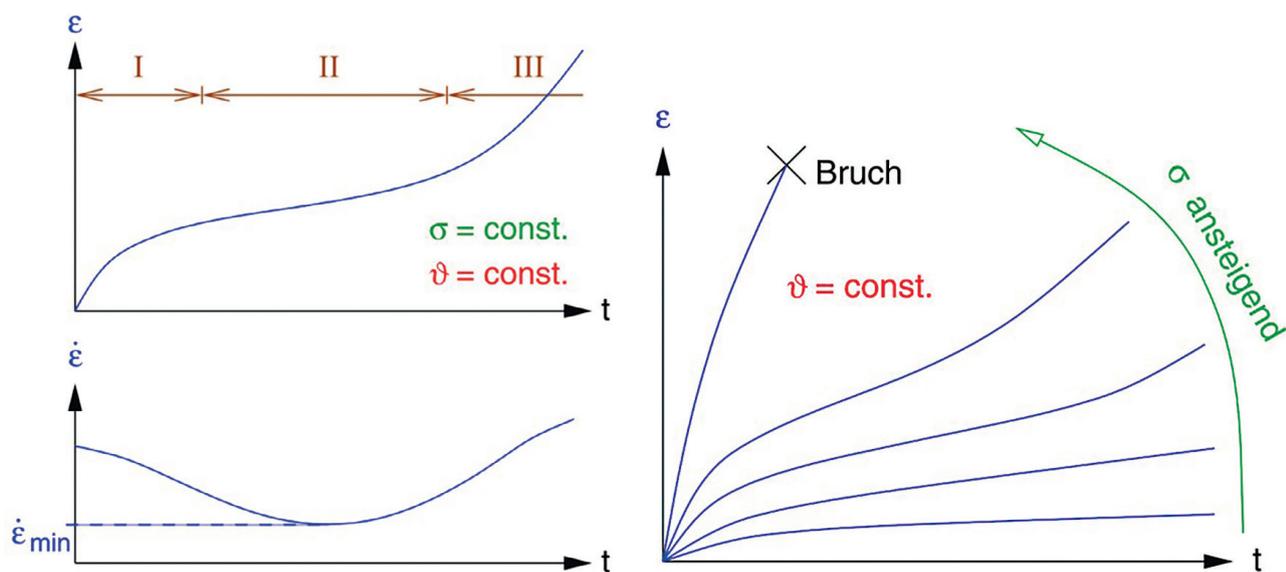


Abbildung 4: links: Schematische Kriechkurve eines kraftgesteuerten einaxialen Kriechversuches (I primäres, II sekundäres, III tertiäres Kriechen); rechts: Kriechkurven für verschiedene Spannungen nach Fellin (2013).

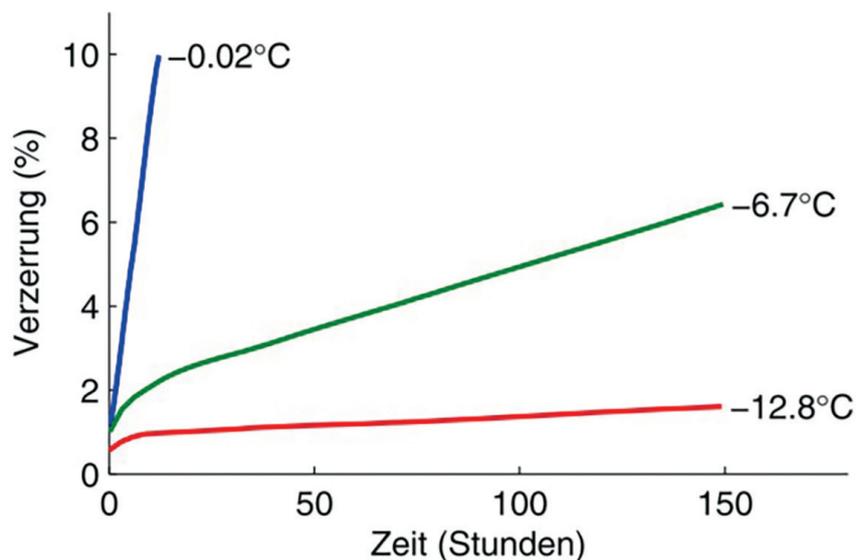


Abbildung 5: Kriechkurven für polykristallines Eis bei 600 kPa und verschiedenen Temperaturen (Versuche von Glen, nach Hobbs (1947) aus Fellin (2013)).

2.2.2 Fels-Eis-Kontakt

Ein weiteres Element des Systems Permafrostfels sind die Kontaktflächen zwischen Eis und Fels entlang von Klüften. Im Bereich geringer Auflasten und für höhere Deformationsraten ist laut Günzel (2008) ein Versagen an den Fels-Eis-Kontaktflächen wahrscheinlicher als im Eis selbst. Weggesteuerte Versuche zeigen bis zu 300 kPa (ca. 12 m Auflast) ein Versagen eher an der Grenzfläche als im Eis. Für kraftgesteuerte Versuche ergaben alle Versuche (bis 630 kPa bzw. rund 25 m Auflast) Versagen an der Grenzfläche.

Krautblatter et al. (2013) präsentiert unter anderem Laborversuche, die die Scherfestigkeit von Fels-Eis-Kontakten mit Hilfe von künstlichen Beton-Eis-Proben im Temperaturbereich von -2.5 bis 0.5 °C unter verschiedenen Auflasten untersuchen. Die Versuche ergeben eine einheitliche Temperaturabhängigkeit der Scherfestigkeit von -144 kPa/°C für alle Auflasten. Aus diesen Werten wurde ein Bruchkriterium für eisgefüllte Klüfte abgeleitet:

$$\tau_p = -144 * T_c + 0,42 * \sigma' + 41,3$$

Die Werte der Spannungen sind jeweils in kPa anzugeben, T_c ist hierbei die Temperatur in Grad Celsius. Aufgrund des Labor-Setups ergibt sich eine Gültigkeit des Bruchkriteriums im Bereich von ca. -2.5 bis 0 °C und einem Auflastbereich von 0-600 kPa.

Mamot et al. (2018) leiten darauf aufbauend anhand von 141 Scherversuchen an Sandwich-Proben (Kalkstein-Eis-Kalkstein) zwischen -8 °C und -0.5 °C ein temperaturabhängiges Bruchkriterium für eisgefüllte Klüfte ab:

$$\tau = \sigma * (0,42 \pm 0,15 - 0,21 \pm 0,06 * T) + (53,3 \pm 20,6 - 73,5 \pm 8,8 * T)$$

Dabei stellt T die Temperatur in Grad Celsius dar. Die Versuche von Mamot et al. (2018) zeigen, dass die Grenzscherfestigkeit einer unter 4-15 m Auflast stehenden eisgefüllten Kluft um 64-78 % reduziert wird, wenn sie von -10 auf -0.5 °C erwärmt wird. Bei einer Felsauflast von 30 m zeigen die Versuche zwischen -4 und -0.5 °C eine Reduktion der aufnehmbaren Scherspannung von 60 %.

2.2.3 Fels-Fels-Kontakt

Für die im Gesamtsystem beteiligten Fels-Fels-Kontakte lassen sich Modelle für Reibung in Klüften ansetzen. Beispielhaft wird hier in Anlehnung an Mohr-Coulomb das Bruchkriterium nach Barton-Bandis (Barton und Choubey 1977) herangezogen:

$$\tau_p = \sigma' \tan (JRC \times \log(\frac{\sigma'_v}{\sigma'}) + \varphi_r) + c$$

Es bezieht mit dem joint roughness coefficient JRC die Rauigkeit der Klüfte, sowie mit der Druckfestigkeit der Kluftoberfläche φ_r den Zustand der Klüfte mit ein und nutzt den residualen Reibungswinkel σ'_v des Gesteins. Mehrere Studien zeigen, dass die Druckfestigkeit des Gesteins eine signifikante Temperaturabhängigkeit aufweist.

Im Temperaturbereich von -10 ° bis 0 °C zeigen Studien von Mellor (1973), Dahlström (1992), Dwivedi et al. (1998) oder Li et al. (2003) bei steigenden Temperaturen eine Verringerung der Gesteinsfestigkeit. Mellor (1973) demonstriert im Verlauf von -10 bis 0 °C zwischen 20 % (Granit) und 50 % (Sandstein) geringere einaxiale Druckfestigkeiten und um 15-70 % geringere Zugfestigkeiten. Der Effekt korreliert mit Porosität und Wassergehalt des Gesteins und beeinflusst in diesem Temperaturbereich auch Querdehnung, E-Modul und Kluftsteifigkeit (Glamheden und Lindblom 2002; Inada und Yokota 1984).

Scherversuche von Krautblatter et al. (2013) an gefrorenen und ungefrorenen Gesteinsproben unterstützen die Temperaturabhängigkeit der Scherfestigkeit der Klüfte. Die Versuche weisen im Bereich geringer Auflasten von bis zu ca. 500 kPa das nach Patton (1966) zu erwartende Aufgleiten (Dilatation) auf. Das führt dazu, dass sich keine signifikanten Unterschiede der Scherfestigkeit zwischen gefrorenen und ungefrorenen Proben ergeben. Im Gegensatz dazu werden oberhalb von 500 kPa nach diesem Verständnis die Rauigkeiten abgeschert. In diesem Bereich zeigen die Versuche für gefrorene Proben um 14-17 % höhere Scherfestigkeiten als ungefrorene Proben.

2.2.4 Felsbrücken und Festgesteinsbrüche

Rückhaltende Kräfte aus Festgestein bzw. Felsbrücken werden durch kritische und subkritische Bruchprozesse überwunden (Atkinson 1982). Welche Bruchprozesse vorherrschen, lässt sich über den Spannungsintensitätsfaktor K bestimmen, der die Spannungskonzentration an der Spitze eines Risses charakterisiert. Liegt er über dem kritischen Wert K_c (Grenzwert kritischer Bruch, auch Bruchfestigkeit) kommt es zu Rissinitiierung bzw. -ausbreitung (Irwin 1958). Liegt K unterhalb von K_c , jedoch oberhalb von K_{scc} (Grenzwert subkritischer Bruch), kann es dennoch zeitabhängig zu subkritischen Bruchprozessen kommen.

Für die Bestimmung des Spannungsintensitätsfaktors werden drei Modi der Bewegung in geometrischer Relation zur betrachteten Kluft unterschieden. Für die in Richtung der Scherfläche geltenden Öffnungsart II ergibt sich an Felsbrücken gemäß

Rooke und Cartwright (1976) unter Vernachlässigung der Reibung in den Klüftflächen ein Spannungsintensitätsfaktor K_{II} zu:

$$K_{II} = \frac{\tau 2w}{\sqrt{a\pi}}$$

Dabei stellen a und $2w$ die geometrischen Parameter der Kluft bzw. Felsbrücke dar (Abbildung 6) und τ die Scherspannung.

14

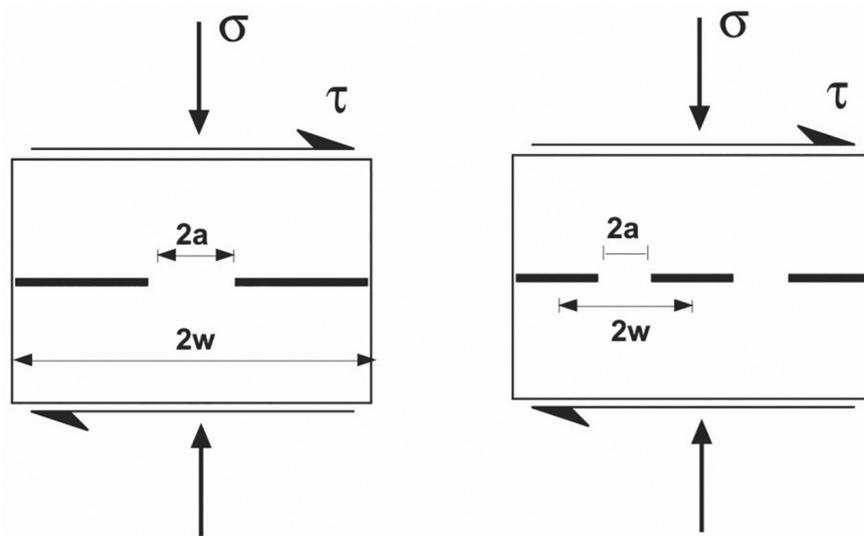


Abbildung 6: Modelle Bruchmechanik Modus II für Normal- und Schubspannungen, links: eine, rechts: mehrere Felsbrücken (Kemeny 2003).

Stellt man diese Gleichung nach τ um, erhält man als Bruchkriterium einen kohäsionsgleichen Term (Kemeny 2003). Auf diese Art kann der Einfluss von Felsbrücken durch K_{II} in die Kohäsion eines Mohr-Coulomb-Bruchkriteriums integriert werden.

Die kritische Bruchfestigkeit steigt, wenn wasser gesättigter Fels gefroren wird (Krautblatter et al. 2013). Dwivedi et al. (1998) und Dwivedi et al. (2000) weisen bei Abkühlung bis -10°C einen Anstieg von bis zu 37 % nach - abhängig von Porosität, Wassergehalt und Temperatur. Es sei darauf hingewiesen, dass die Anwesenheit von Wasser in diesen Bereichen chemische Verwitterungsprozesse begünstigen und so Ermüdungseffekte verstärken kann (Whalley 1982).

Zieht man die engen Korrelationen von K_I und K_{II} sowie von K_I und der P-Wellengeschwindigkeit in Gesteinsproben ($R^2 = 0.8$) heran (Chang et al., 2002), lassen sich P-Wellengeschwindigkeiten als Indikatoren für die Bruchfestigkeit K_{II} heranziehen. Ähnlich den zuvor vorgestellten Studien von Mellor (1973) zu Druck- und Zugfestigkeit zeigt auch die P-Wellengeschwindigkeit deutliche Temperaturabhängigkeit (und damit Veränderungen in der Bruchfestigkeit) im Bereich unmittelbar unterhalb von 0°C : Eine Studie von Dräbing und Krautblatter (2012) findet in arktischen und alpinen Felsproben im Temperaturbereich von -0.5°C bis

-3°C eine Erhöhung der P-Wellengeschwindigkeit um den Faktor 1.1 bis 2.6 - und schließt daraus, dass neben dem Effekt des frierenden Porenwassers (Berechnung nach (Timur 1968)) die Porenform entscheidend zu einer Erhöhung der P-Wellengeschwindigkeit beitragen kann.

2.3 Berechnungsansätze und Einflüsse

Die zuvor genannten einwirkenden und rückhaltenden Kräfte können zeitlich und räumlich verschieden wirken. Entsprechend des betrachteten Problems können die gewählten Stoffmodelle und Bruchkriterien an spezielle Anforderungen angepasst werden. Dazu gehören beispielsweise Geometrie und Versagensmodus der Felsbrücken, Verformungstypen von Eis oder das Modellverhalten der Fels-Fels-Kontakte (Krautblatter et al. 2013).

2.3.1 Einfluss der zeitlichen Skala

Als Beispiel für den Einfluss der zeitlichen Skala kann der Verlauf einer sich entwickelnden Fels-Instabilität verwendet werden. In der Initialphase herrschen sehr geringe Bewegungen vor, sodass

die vorhandenen, sehr steifen Felsbrücken den Großteil der Last aufnehmen und die Reibung der Fels-Fels-Kontakte mitwirkt. Das im System vorhandene Eis nimmt keine relevanten Lasten auf, da die mechanische Aktivierung des Eises höhere Verformungsraten erfordern würde. Für diese Phase können also Modelle der Felsbrücken und Fels-Fels-Reibung das Systemverhalten gut abbilden (Krautblatter et al. 2013).

Brechen in solchen Systemen beispielsweise einzelne Felsbrücken, kann es durch Lastumlagerung auf andere Systemkomponenten zu weiterem Versagen in Form progressiver Brüche kommen. Im Zuge weiterer Umlagerungen können Teile des Systems mechanisch aktiviert werden, die bisher keine Rolle spielten. Im zeitlichen Verlauf können so in späteren Stadien der Destabilisierung die Reibung der Fels-Fels-Kontakte zusammen mit dem mechanischen Einfluss des Eises sowie seiner Kontaktflächen mit dem Felsen das Systemverhalten bestimmen (Krautblatter et al. 2013).

So lässt sich zusammen mit den dargelegten Temperatureinflüssen der einzelnen Einflussfaktoren ableiten, dass durch eine Erwärmung von Permafrostfelsen zwischen -5 und 0°C sowohl die Bildung von Scherbahnen begünstigt als auch eine Beschleunigung auf vordefinierten Scherbahnen bewirkt werden kann (Krautblatter et al. 2013).

2.3.2 Einfluss der räumlichen Skala

Nicht alle beschriebenen Effekte spielen räumlich verteilt gleichermaßen eine Rolle. Abhängig vom vorherrschenden Spannungszustand, hier exemplarisch dargestellt durch die Überlagerungstiefe, können verschiedene Effekte das mechanische Verhalten dominieren. Abbildung 7 zeigt einen Überblick über die Wirkungsbereiche der einzelnen Effekte: Wasserdruck spielt in allen Tiefen eine Rolle und wirkt je nach Wassersäule mit entsprechendem Druck. Spannungen durch Eisseggregation wirken durch Einfluss von Auflast, Wasserverfügbarkeit und Temperaturgradient vor allem bis in Tiefen von rund 20 m (Clark und Phillips 2003; Nixon 1982).

Einige Prozesse spielen vor allem im oberflächennahen Bereich eine Rolle und wirken so eher auf flachgründige Felsinstabilitäten (mit tendenziell geringerer Magnitude) hin, wohingegen andere für tiefgründigere Instabilitäten (mit tendenziell größerer Magnitude) eine größere Rolle spielen. Es zeigt sich in diesen Überlegungen die Tendenz, dass eismechanische Einflüsse v.a. für flachgründiges Versagen, felsmechanische Einflüsse hingegen v.a. für tiefgründige Destabilisierungsprozesse von großer Relevanz sind (Krautblatter et al. 2013).

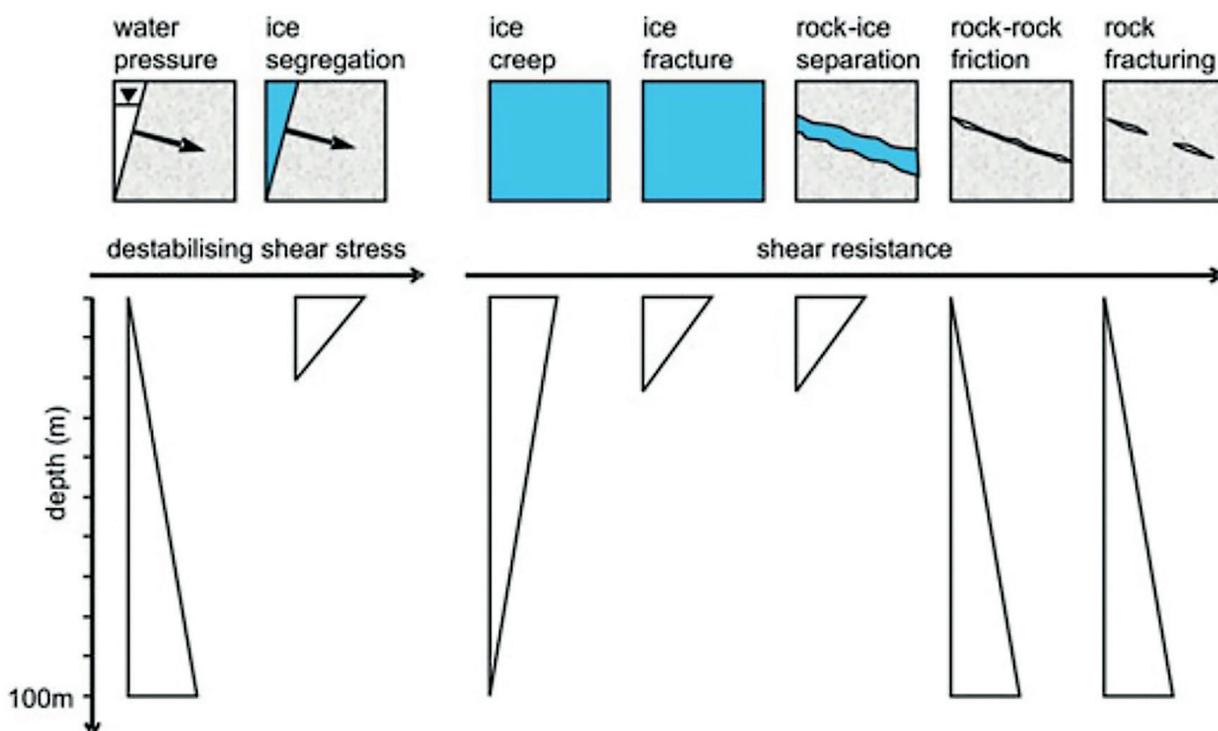


Abbildung 7: Wirkungsbereiche von Einwirkungen und Widerständen in Abhängigkeit der Tiefenlage der betrachteten Scherbahn nach (Krautblatter et al. 2013)

2.4 Weiterführende Literatur

Pudasaini, M. & Krautblatter, M. (2014). A two-phase mechanical model for rock-ice avalanches. *JGR Earth Surface*.

Krautblatter, M., Funk, D. & F.K. Günzel (2013): Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space *Earth Surf. Process. Landforms* 38, 876-887.

Draebing, D., M. Krautblatter, and T. Hoffmann (2017), Thermo-cryogenic controls of fracture kinematics in permafrost rockwalls, *Geophysical Research Letters*, 44(8), 3535-3544, doi:10.1002/2016gl072050.

Jia, H., K. Leith, and M. Krautblatter (2017), Path-Dependent Frost-Wedging Experiments in Fractured, Low-Permeability Granite, *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(4), 698-709, doi:10.1002/ppp.1950.

Jia, H., W. Xiang, and M. Krautblatter (2015), Quantifying rock fatigue and decreasing compressive and tensile strength after repeated freeze-thaw cycles, *Permafrost and Perigl. Process.*, doi:10.1002/ppp.1857.

Mamot, P., S. Weber, T. Schröder, and M. Krautblatter (2019), A temperature- and stresscontrolled failure criterion for ice-filled permafrost rock joints, *The Cryosphere*.

3 Fallstudie Ödenwinkel

3.1 Untersuchungsgebiete

3.1.1 Ödenwinkel

Der Ödenwinkel befindet sich im südlichen Ende des Stubachtals im Bundesland Salzburg, Österreich. Das Stubachtal bildet die Grenze zwischen der stark vergletscherten Glocknergruppe und der aus weniger hohen Gipfeln bestehenden Granatspitzgruppe. Der Ödenwinkel bildet den Talschluss des Stubachtals und ist geprägt von steilen, meist N-exponierten Felswänden.

Die Geologie im hinteren Bereich des Ödenwinkels wird durch den Zentralgneis und die Riffldecke, welche zum Venediger-Deckensystem gehören, dominiert.

Die Grenze zwischen Zentralgneis und Riffldecke verläuft im Untersuchungsgebiet zwischen dem Hohen Kasten und dem Eiskögele, von wo aus sie mit rund 30 Grad nach Südosten einfällt (Höck und Pestal 1994). Entlang der Nordwand des Eiskögele zieht diese Grenze von etwa 3100 m müA Richtung Osten durch die Wand bis sie auf 2800 m müA durch den Gletscher verdeckt wird (Abbildung 8). Der Zentralgneis besteht hauptsächlich aus Granitgneis, die darauf liegenden Gesteine der Riffldecke sind sehr vielfältig und bestehen aus Biotitprasinit, Biotitschiefern und Serpentin, wobei im oberen Teil des Johannisberg innerhalb einer ausgeprägten Schuppenzone bereits Gesteine der oberen Schieferhülle aufliegen (Höck und Pestal 1994). Auffällig ist die wesentlich hellere Färbung des Granitgneis, welche sich deutlich von den dunkleren Gesteinen der Riffldecke abhebt.

17

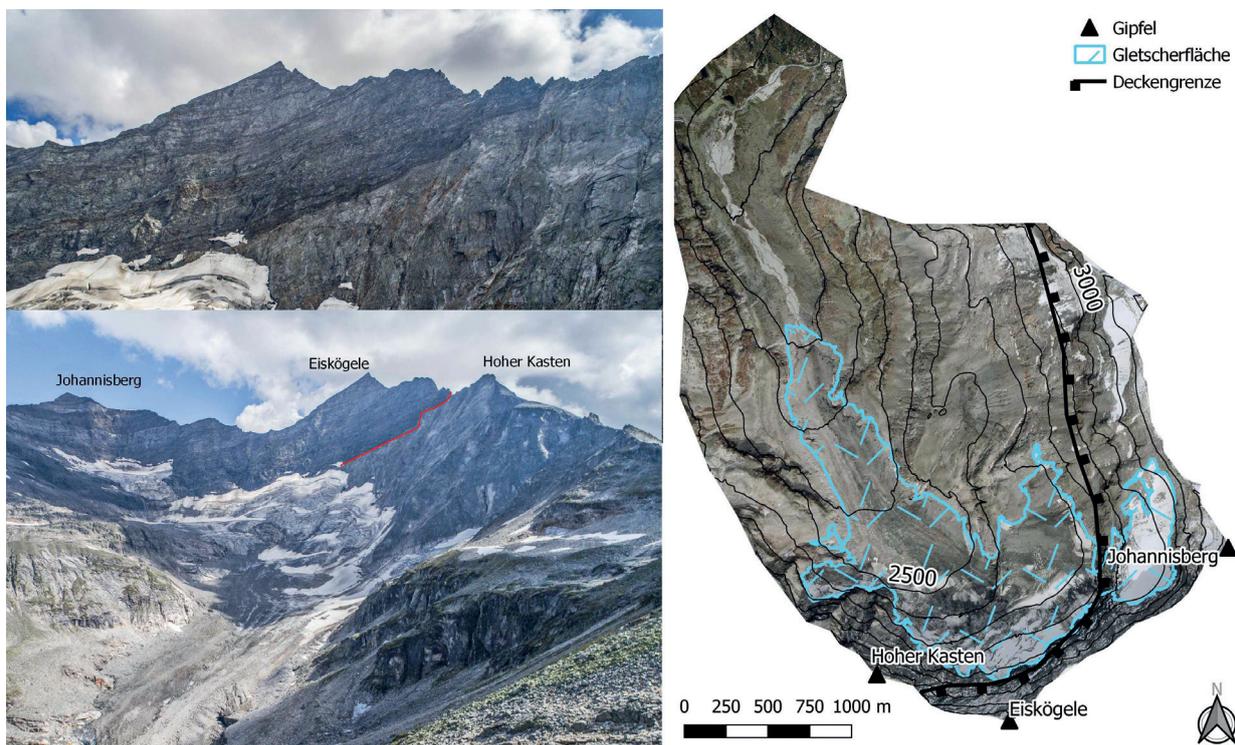


Abbildung 8: Das Untersuchungsgebiet des Ödenwinkels mit der deutlich erkennbaren Deckengrenze zwischen Zentralgneis (helle Wandbereiche) und Riffldecke (dunkle Wandbereiche).

Das Ödenwinkelkees ist der einzige Talgletscher und zugleich der größte Gletscher des Stubachtals. Sein Einzugsgebiet erstreckt sich von etwa $47^{\circ} 7' N$ bis $12^{\circ} 30' E$, hat eine Größe von 9.2 km^2 (Carrivick et al. 2013) und ist Gegenstand

zahlreicher wissenschaftlicher Arbeiten (Carrivick et al. 2013; Carrivick et al. 2015; Slupetzky 1997; Slupetzky und Teufl 1991). Der Gletscher nimmt eine Fläche von 1.8 km^2 , bzw. 19.5% der Fläche des Gebiets ein. Die Höhe des Einzugsgebiets er-

streckt sich von 1 790 bis auf 3 490 m müA. Das Ödenwinkelkees ist stark durch den Klimawandel beeinflusst und hat seit dem Jahr 1850 mehr als 40 % seiner Fläche eingebüßt, das Gletschervolumen reduzierte sich im selben Zeitraum um rund

75 % (Carrivick et al. 2015). Neben dem Gletscher hat sich auch die Wandvereisung nahezu gänzlich zurückgebildet. Großflächige Wandvereisungen, wie in Abbildung 9 zu sehen, sind nicht bzw. nur mehr sporadisch vorhanden.

18



Abbildung 9: Der Ödenwinkel mit Johannisberg (A), Eiskögele (B) und Kastengrat (C). Luftbild vom 05.10.1966 (Slupetzky 1967).

3.1.2 Kitzsteinhorn

Das rund 10 km nordöstlich des Ödenwinkels gelegene Kitzsteinhorn dient als wichtiger Referenzstandort der vorliegenden Studie. Die im Ödenwinkel durchgeführten Laserscanmessungen und Randkluftbeobachtungen werden an mehreren Stellen des Berichts (Kapitel 3.3.2, Kapitel 4) mit den am Kitzsteinhorn erhobenen Monitoringdaten verglichen, um eine bessere Einordnung und Interpretation zu ermöglichen. Die am Referenzstandort Kitzsteinhorn durchgeführten Messungen werden aus diesem Grund überblicksmäßig vorgestellt.

Im Rahmen eines umfangreichen Laserscanmonitorings werden am Kitzsteinhorn seit 2011 die aus Kalkglimmerschiefer bestehenden Rück- und Seitenwände des Schmiedingerkees-Gletschers überwacht (Hartmeyer et al. 2020a; Hartmeyer et al. 2020b). Das Kitzsteinhorn weist dabei eine wesentlich kleinräumigere Struktur als der Öden-

winkel auf, welcher über mehr als doppelt so große Wandhöhen und eine rund zehnmal so große Felsfläche verfügt. Kürzere Laserscan-Distanzen am Kitzsteinhorn (~ 300 m) ermöglichen die Identifikation kleiner Steinschlagereignisse, wohingegen im Ödenwinkel Felsstürze mit Volumina > 100 m³ im Fokus der Untersuchungen stehen.

Begleitend zu den Laserscanmessungen werden am Kitzsteinhorn seit 2015 umfangreiche Temperaturmessungen in einer Randkluft unterhalb der Kitzsteinhorn-Nordflanke durchgeführt (ÖAW-Projekt ‚GlacierRocks‘) (Hartmeyer et al. 2020a). Das Monitoring umfasst Fels- und Eistemperaturmessungen in bis zu 15 m Tiefe unter der Gletscheroberfläche zur Detektion klimawandelbedingter Veränderungen. Auf Grund ähnlicher Höhenlage sowie ähnlicher Exposition dienen die Randkluftbeobachtungen am Kitzsteinhorn als hervorragende Vergleichsgrundlage für die Messungen im Ödenwinkel.

3.2 Methoden

3.2.1 Oberflächen-Monitoring



Abbildung 10: Monitoring von Oberflächenveränderungen im Untersuchungsgebiet Ödenwinkel. A: Terrestrisches Laserscanning, B: Bodenkontrollpunkt für UAS-Befliegung, C: UAS-Befliegung, D: Übersichtskarte mit Scanpositionen und Bodenkontrollpunkten, (Fotos: GEORESEARCH).

Laserscanning

Die Steinschlag-Analysen der Felswände wurden hauptsächlich auf Basis von LiDAR-Daten durchgeführt (engl. Light Detection and Ranging). Bei dieser aktiven Fernerkundungsmethode wird ein gebündelter Lichtimpuls ausgesendet und über die Messung der Laufzeit des reflektierten Pulses kann die Objektdistanz berechnet werden (Abbildung 11). Durch eine Vielzahl an Messungen erhält man eine Fülle an Messpunkten (Punktwolke), welche das gescannte Terrain präzise abbildet. Bei Laserscanning unterscheidet man zwischen dem bodengebundenen Laserscanning (Terrestrisches Laserscanning; TLS) und der Messung aus der Luft, in der Regel von einem Flugzeug aus (Airborne Laserscanning; ALS).

Für die Analysen innerhalb dieses Projekts wurden die im November 2008 aufgenommenen ALS-Daten des Landes Salzburg (Land Salzburg 2008), sowie

die selbst erhobenen TLS-Daten der Jahre 2015-2019 herangezogen (Tabelle 2). Die Daten der ALS-Befliegung des Jahres 2008 weisen eine Auflösung von rund 3,5 Punkten pro m^2 auf und decken das gesamte Untersuchungsgebiet ab. Die TLS-Daten weisen Auflösungen von etwa 6 Punkten pro m^2 auf und wurden von drei unterschiedlichen Scanpositionen aufgenommen, um Abschattungen zu verhindern und das Untersuchungsgebiet bestmöglich abzubilden (Abbildung 10).

Referenzierung und räumlicher Abgleich der TLS-Daten erfolgte mit der Software RiScan Pro auf Basis eines ICP-Verfahrens (Iterative-Closest-Point-Algorithmus). Die Identifikation der Felssturz-Ablösebereiche bzw. die Berechnung der Felssturzvolumina wurde mit der frei verfügbaren Software CloudCompare (M3C2-Algorithmus) durchgeführt (Lague et al. 2012). Eine detaillierte Beschreibung des Analyseablaufs befindet sich in Hartmeyer et al. (2020a). Auf Basis der Laser-

scandaten kann nicht beurteilt werden ob einem identifizierten Ablösebereich ein Einzelereignis zu Grunde liegt oder ob es sich um eine Überlagerung mehrerer (kleiner) Ereignisse handelt. Aus Grün-

den der besseren Lesbarkeit werden identifizierte Felssturzablösebereiche in weiterer Folge vereinfachend als „Felsstürze“ bezeichnet.

20

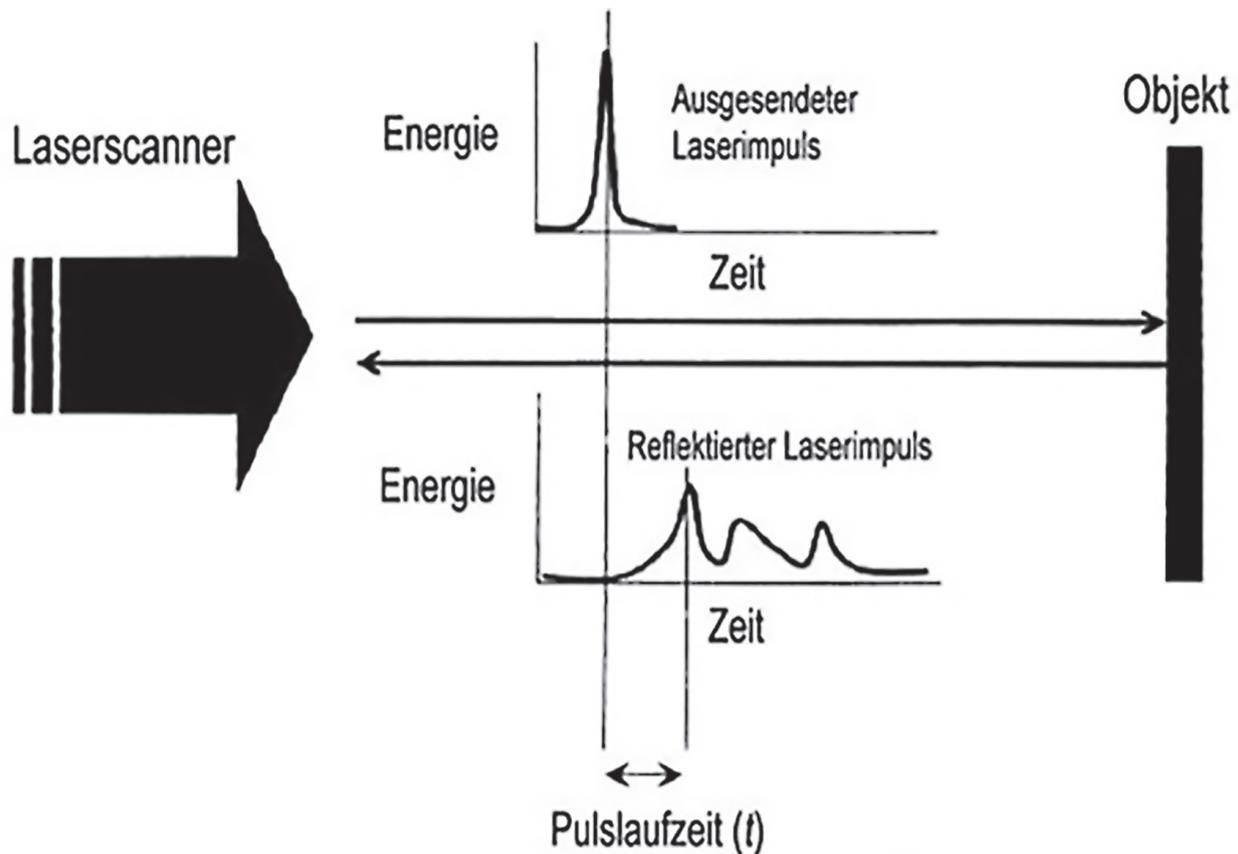


Abbildung 11: Schematische Darstellung der Funktionsweise eines Laserscanners (verändert nach Heritage und Large (2009)).

| Jahr | Monat | TLS / ALS | Scanpositionen |
|------|-------|-----------|----------------|
| 2008 | Nov. | ALS | - |
| 2015 | Aug. | TLS | 2 |
| 2016 | Aug. | TLS | 2 |
| 2018 | Aug. | TLS | 1 |
| 2019 | Aug. | TLS | 2 |

Tabelle 2: Laserscan-Datensätze aus dem Ödenwinkel.

Photogrammetrie

Im Rahmen des Projekts wurden verschiedene photogrammetrische Daten zu Analysezwecken genutzt (Tabelle 3): Zur Rekonstruktion der Gletscherstände und Wandvereisungen wurden historische Orthofotos der Jahre 1953-2012 sowie mittels UAS (Unmanned Aerial Systems) erhobene Daten

herangezogen. Die letztgenannten UAS-Daten wurden darüber hinaus (ergänzend zu den TLS-Daten) zur Detektion von Felssturz-Ablösebereichen genutzt.

Bei beiden Methoden (Orthofotoerstellung & UAS-Auswertung) werden überlappende Fotos aufgenommen, aus welchen mittels Kameraspezifikationen und GPS-Daten verzerrungsfreie und maßstabsgetreue Abbildungen der Oberfläche abgeleitet werden. Bei den flugzeuggebundenen Daten werden durch geringere Überlappung und Auflösung einzig Orthofotos erzeugt. Aus den wesentlich höher aufgelösten Daten der UAS-Befliegungen (Bodenauflösungen 7-50 cm) können hingegen Punktwolken berechnet werden, aus denen zur weiteren Verarbeitung Mesh, Oberflächenmodell und Orthofoto generiert werden.

| Jahr | Datum | Plattform | Sensor | Produkte | Urheber | Einschränkungen |
|------|--------|-----------|--------|------------|---------------|---------------------------------------|
| 1953 | 11.09. | Flugzeug | Kamera | 1, 2 | BEV | Große Lücken in Wandbereichen |
| 1974 | 16.08. | Flugzeug | Kamera | 1, 2 | Land Tirol | Nicht flächendeckend |
| 1991 | 04.09. | Flugzeug | Kamera | 1, 2 | BEV | Starke Schatten in Wandbereichen |
| 1999 | 14.09. | Flugzeug | Kamera | 1, 2, 3, 4 | DLR | Starkes Rauschen in Schattenbereichen |
| 2003 | 04.09. | Flugzeug | Kamera | 1, 2 | BEV | Keine |
| 2008 | 01.11. | Flugzeug | ALS | 3, 4 | Land Salzburg | Neuschnee |
| 2009 | 21.08. | Flugzeug | Kamera | 1, 2 | BEV | Keine |
| 2012 | 18.08. | Flugzeug | Kamera | 1, 2 | BEV | Keine |
| 2019 | 27.08. | UA | Kamera | 1, 2, 3, 4 | GR | Geringfügige |

21

Tabelle 3: Übersicht über die genutzten Photogrammetriedaten. Produkte (Spalte 5): 1 = Luftbilder, 2 = Orthofotos, 3 = Punktwolken, 4 = Oberflächenmodelle.

Die Methodik der UAS-Befliegungen wurde im Untersuchungsgebiet zum ersten Mal im Jahr 2016 getestet. Dabei wurde das Untersuchungsgebiet durch ein einzelnes UAS (ausgestattet mit einem 12 Megapixel-Sensor) befliegen, wobei die Befliegung rund sieben Stunden in Anspruch nahm. Die lange Befliegungsdauer setzte stabiles Wetter über einen langen Zeitraum voraus und nahm negativen Einfluss auf die Datenqualität der Fotos, da sich die Beleuchtungsbedingungen gerade im Hochgebirge über den Tag rasch ändern. Auf Grund von Beschränkungen der Akkukapazität und der Leistungsfähigkeit des UAS wurden darüber hinaus nur geringe Flughöhen und vergleichsweise niedrige Auflösungen erzielt.

Seit den ersten Befliegungen im Jahr 2016 wurden Verortung, technische Ausstattung und Flugplanung Jahr für Jahr weiterentwickelt und verbessert. Für eine bessere, dauerhafte Verortung der Daten wurden etwa im Jahr 2018 zwölf Bodenkontrollpunkte im Untersuchungsgebiet installiert (Abbildung 10).

Bei der letzten Befliegung am 27.08.2019 konnte der gesamte Ödenwinkel vom Gletschervorfeld bis zur Kammlinie erfasst werden (Abbildung 12). Dabei wurde zeitgleich im Schwarmflug mit zwei DJI Phantom4 Pro geflogen (Auer et al. 2018), wodurch innerhalb von nur 70 Minuten insgesamt neun Flugpläne absolviert werden konnten. Innerhalb dieser Mission wurden auf einer Flugstrecke von 72 km über 1.000 Fotos aufgenommen. Das Gletschervorfeld und die Gletscherflächen wurden im Nadir (Lotrichtung) aufgenommen, Steilflanken wurden annähernd im rechten Winkel zur Neigung der Felswand aufgenommen.

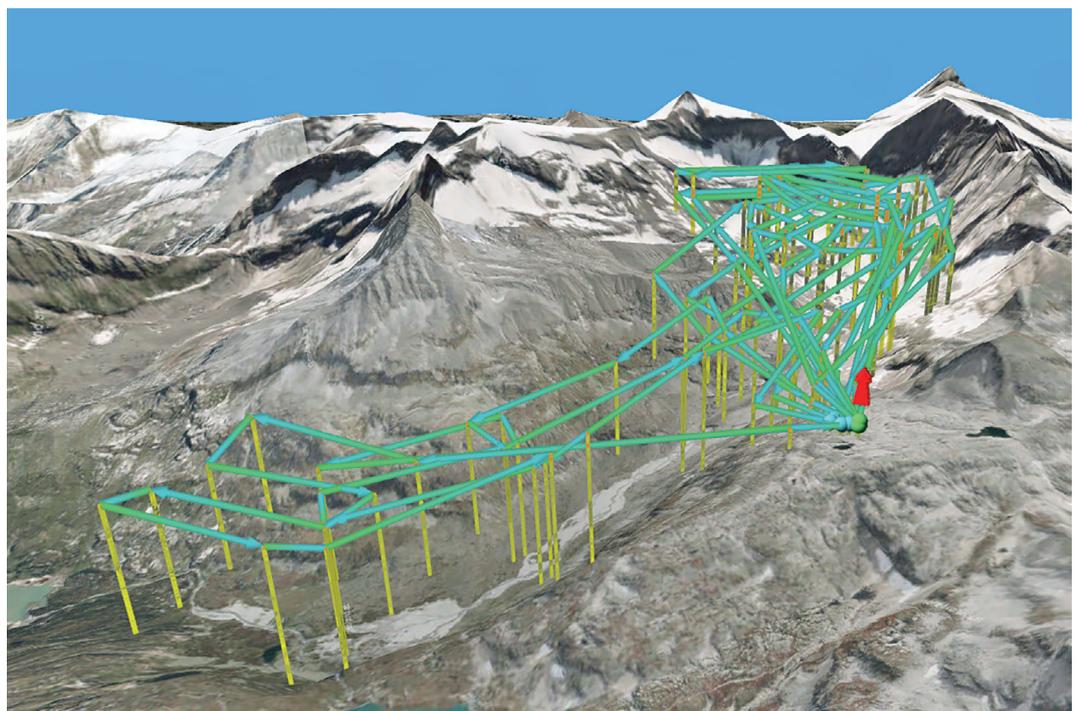


Abbildung 12: Die Flugpfade der neun Flugpläne als Screenshot.

Die historischen und mittels UAS aufgenommenen Photogrammetrie-Daten wurden in den OpenSource-Programmen CloudCompare (Punktwolkenverarbeitung) und QGIS (GIS-Verarbeitung) analysiert und aufbereitet. Die Verrechnung der UAS-Daten zu Punktwolken, Orthofotos und Oberflächenmodellen erfolgte mit der Software Pix4d.

22



Abbildung 13: Beide UAS (DJI Phantom4 Pro) beim Start der Schwarmbefliegung.

3.2.2 Randkluft-Monitoring

Zur Charakterisierung der thermischen Untergrundbedingungen in den ausapernden Felswandbereichen des Untersuchungsgebietes wurden entlang eines vertikalen Randklufttransekts Temperatursensoren in unterschiedlichen Felstiefen installiert. Für die Temperaturmessungen wurden dabei Nahfunk-Mini-Temperaturlogger (Geoprecision M-Log5W-Rock) installiert. Bei den eingesetzten Sensoren handelt es sich um PT1000-Thermistoren mit einer Messgenauigkeit von $\pm 0.1^\circ\text{C}$ und einer Auflösung von 0.01°C . Die Logger sind durch ein robustes, wasserdichtes Edelstahlgehäuse (Schutzart IP 69) geschützt und verfügen über eine hohe Speicherkapazität von bis zu 400.000 Messwerten. Durch ihren niedrigen Energiebedarf sind die Logger für den Langzeiteinsatz unter harschen Bedingungen optimal geeignet. Die Energieversorgung des Loggers funktioniert über eine

austauschbare Lithium-Batterie (AA), die eine ununterbrochene Laufzeit von mehreren Jahren ermöglicht. Das Auslesen der Temperaturdaten erfolgt berührungslos über eine 433 MHz- bzw. 915 MHz-Funkschnittstelle und kann in der Regel auch durch eine mehrere Meter mächtige Schneedecke durchgeführt werden.

Im Rahmen einer Vorerkundungsphase wurde zuerst ein für das Temperaturmonitoring passendes Randklufttransekt ausgewählt. Nach detaillierter Abwägung von Zugänglichkeit und lokaler Gefahrensituation (Steinschlaggefahr, Spaltensturz, Sicherungsmöglichkeit) wurde ein auf rund 2.825 m müA gelegener nordwestexponierter Randkluftbereich für das Temperaturmonitoring ausgewählt. Der gewählte Bereich liegt ungefähr in Falllinie der Unteren Ödenwinkelscharte (3.261m müA) und weist auf historischen Luftbildaufnahmen noch eine deutliche Eisbedeckung auf (Abbildung 14).

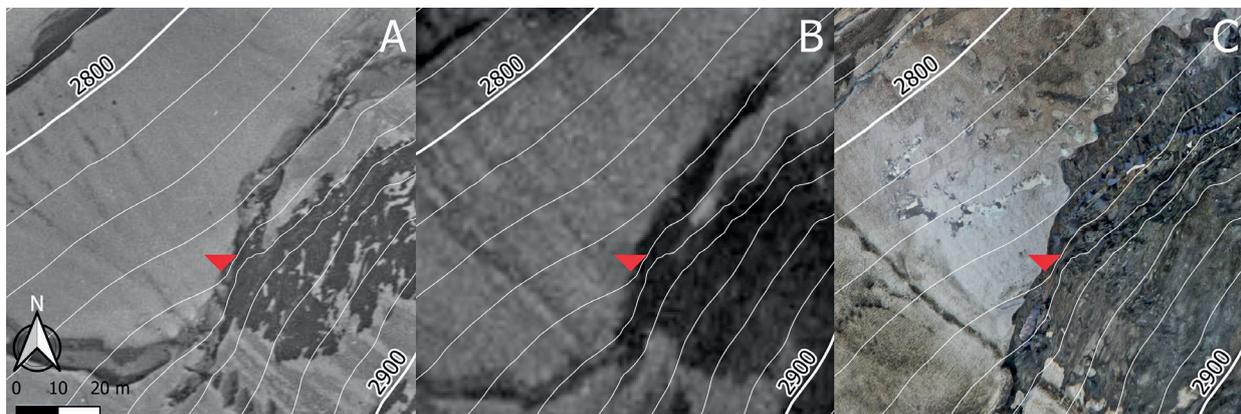


Abbildung 14: Der Randkluftstandort in Orthofotos von (A) 1974 (Land Tirol 1974), (B) 1991 (Land Salzburg 1991), (C) 2019 (eigene Erhebung durch GEORESEARCH).

Innerhalb des gewählten Randkluftbereichs wurden in weiterer Folge insgesamt drei Standorte mit Temperatursensoren instrumentiert. Hierfür wurden mittels eines akkubetriebenen Schlagbohrers 0.8 m tiefe Bohrlöcher angelegt (Bohrdurchmesser 10 mm), in die anschließend Sensoren zur Temperaturmessung in 0.1 m und 0.8 m Tiefe eingebracht wurden. Die Installation der Temperaturlogger erfolgte (i) auf dem Niveau der Gletscheroberfläche (Standort „Randkluft A“), (ii) rund 5 m unter der Gletscheroberfläche (Standort „Randkluft B“) sowie (iii) rund 10 m unter der Gletscheroberfläche (Standort „Randkluft C“) installiert. An den Standorten „Randkluft A“ und

„Randkluft B“ erfolgt die Temperaturmessung ausschließlich in Felsbohrlöchern. Am Standort „Randkluft C“ wird zusätzlich zur Felstemperatur die Temperatur des Gletschereises gemessen (in 0.1 und 0.8 m Bohrlochtiefe) (Abbildung 15).

In Summe ergeben die drei Standorte ein repräsentatives vertikales Transekt durch die Randkluft. Die Instrumentierung der Randkluft erfolgte dabei in zwei Etappen: Die Standorte „Randkluft A“ und „Randkluft B“ wurden am 25.07.2018 installiert, der Standort „Randkluft C“ wurde rund ein Jahr später am 22.08.2019 hinzugefügt.

23

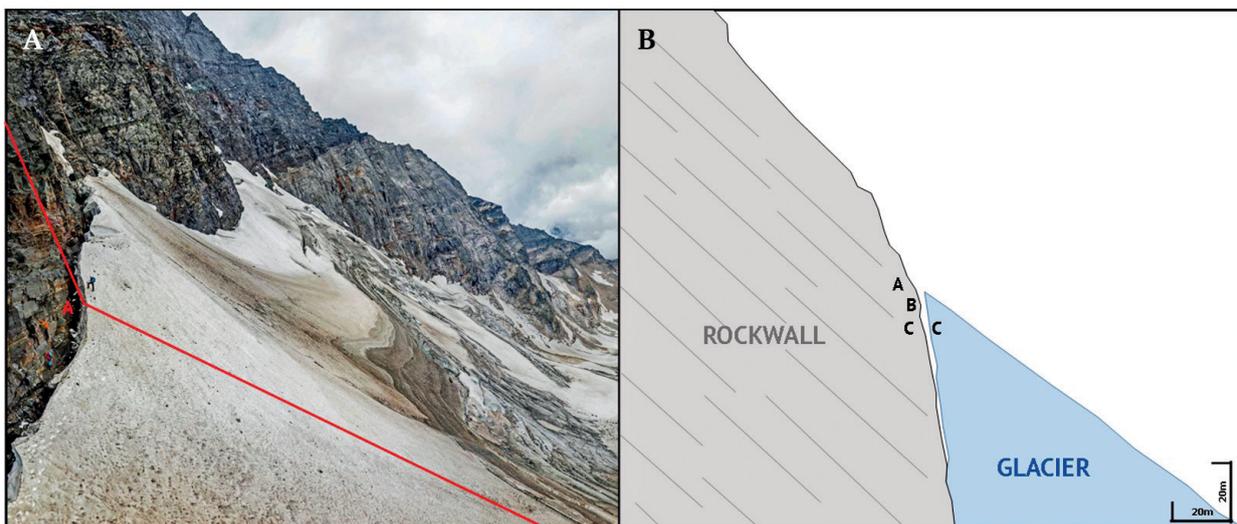


Abbildung 15A: Übersichtsfoto der instrumentierten Randkluft mit Standort „Randkluft A“ und dem Verlauf des in 15B abgebildeten Querschnitts. 15B: Schematischer Querschnitt mit den Randkluftstandorten A, B und C.

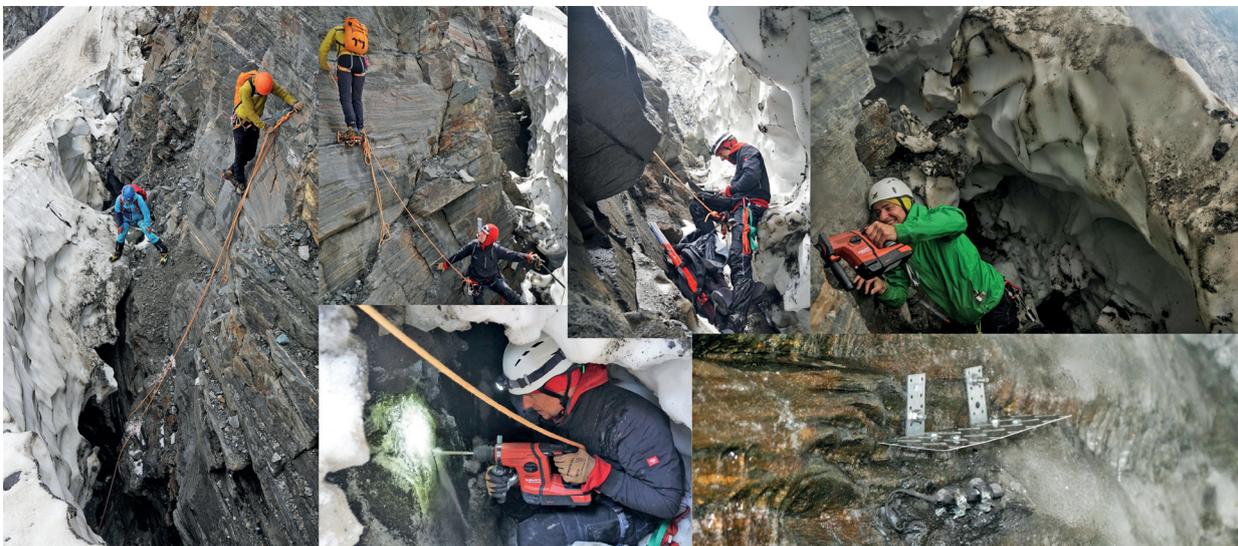


Abbildung 16: Impressionen der Installationsarbeiten in der Randkluft am 25.07.2018 und 22.08.2019 (Fotos: G. Valentin und R. Delleske).

3.2.3 Felstabilitätsmodellierung

Im Rahmen einer durch Maximilian Rau (TU München) durchgeführten Masterarbeit (im Folgenden mit „MA“ bezeichnet) mit dem Titel „Stabilitätsbetrachtung einer großen alpinen Felswand bei klimatisch verändernden Bedingungen mittels Kontinuums-Ansatz am Beispiel der Eiskögele Nordwand (Hohe Tauern)“ wurde eine kontinuumsmechanische Modellierung mit Variantenstudie vorgenommen (Rau 2019). Im Rahmen der Modellierung wurden die Flankenbereiche als Kontinuum mit einheitlichen Materialparametern abgebildet. Die Effekte kleinräumiger Strukturen im oberflächennahen Bereich wurden zusätzlich durch Modifikation von Modellparametern in zwei Varianten betrachtet. Basis der Arbeit bilden umfangreiche Experimente in den Kälte-/Felsmechaniklabors der TU München. Für die detaillierte Darstellung der Untersuchung wird jeweils auf die Einzelkapitel der Arbeit verwiesen.

Laborversuche

Die für die Laborversuche herangezogenen Proben entstammen einer 200 m langen Erkundungsbohrung der Österreichischen Bundesbahnen AG (ÖBB) am Tauernmoos (siehe MA Abb. 4-1). Die Lithologie (Zentralgneis) entspricht dabei jener der unteren Eiskögele Nordwand. An den insgesamt 31 Proben wurden Dichte, Porosität und ihre Abmessungen bestimmt. Anschließend wurde an insgesamt 14 Proben die Einaxiale Druckfestigkeit (UCS) gemäß Merkblatt 1 der DGGT (Lepique 2008) im gefrorenen bzw. ungefrorenen Zustand ermittelt.

Elf Proben dienten der Ermittlung der Spaltzugfestigkeit (BZL) gemäß Merkblatt AG3.3 der DGGT (Mutschler 2004). Zusätzlich wurden Triaxial-Tests an fünf Proben vorgenommen.

Auswertung Oberflächen-Geometrie

Die im Zuge des Projekts aufgenommenen UAS-Daten wurden als Input für die Bestimmung der Oberflächengeometrie herangezogen. Zusätzlich wurden aus den Oberflächencharakteristiken mit Hilfe der Software QGIS Tendenzen für die Kluftinformationen als Eingangsparameter der numerischen Modelle abgeleitet.

Modellierung

Für die numerische Modellierung wurde das Softwarepaket RS2 der Firma „Rocscience Inc“ verwendet, der ein Finite-Elemente-Modell zu Grunde liegt. Die Ergebnisse wurden anhand zweier Faktoren ausgewertet: Es kam die „shear strength reduction“ (SSR) zum Einsatz, die einen Factor of Safety (FoS) für das gesamte Modell, in RS2 auch als „critical strength reduction factor“ (CSRf) bezeichnet, evaluiert. Dieser stellt die vorhandenen Widerstandskräfte jenen im Versagensfall gegenüber und gibt so eine Information über die systeminhärenten Stabilitätsreserven. Zum anderen wurden die jeweiligen Verformungsfiguren der Varianten evaluiert und verglichen.

Insgesamt wurden mehr als 450 Modelle mit 15 klimatischen Szenarien gerechnet, die sich aus der Kombination dreier Gletscherstände (Stand im Jahr 1850, heute und in der Zukunft) mit fünf Sets

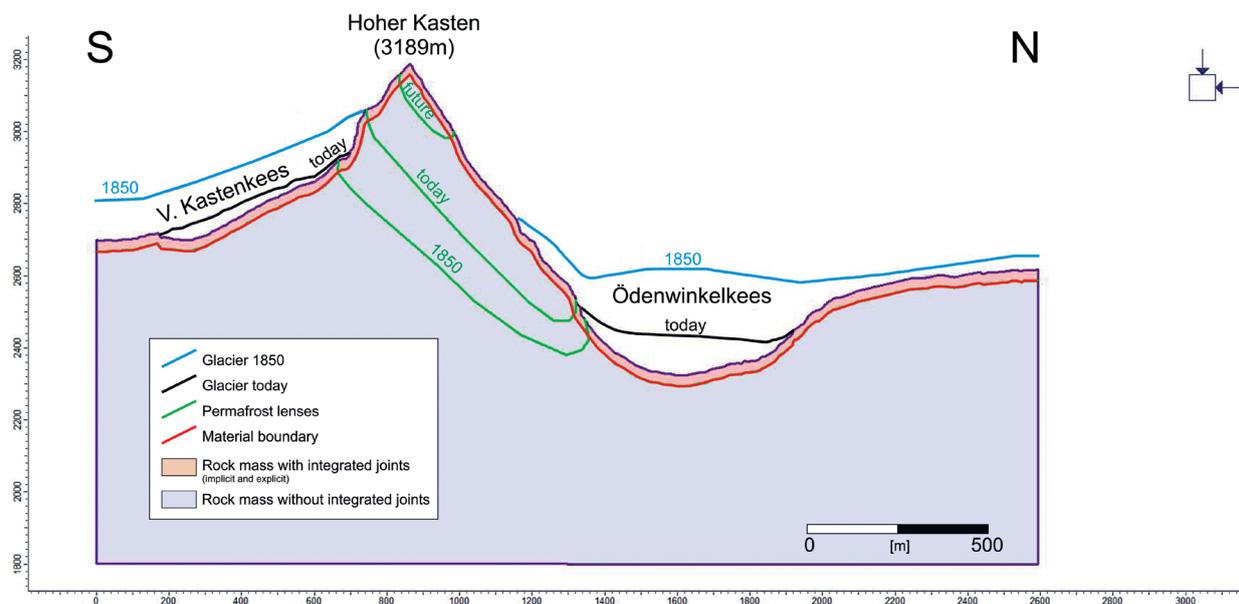


Abbildung 17: Schematische Darstellung des Gesamtmodells mit den verschiedenen Gletscherständen und Ausbildungen der Permafrostlinsen.

an Gebirgseigenschaften (Permafrost und Spannungszustände) ergeben. Abbildung 17 (nach MA Abb. 4-9) zeigt schematisch das Modell mit den angenommenen Gletscherständen.

Der Permafrost-Einfluss auf das Modell wurde mit Hilfe von Gebirgsparametern quantifiziert, die aus gefrorenen/ungefrorenen Laborversuchen abgeleitet wurden. Um unterschiedliche Permafrost-Ausdehnungen zu betrachten, wurden die abgeleiteten Gebirgsparameter auf das gesamte Modell (Szenarien „komplett gefroren“ und „komplett ungefroren“) bzw. Teile des Modells (Szenario „Permafrostlinse“) angewendet. Beim letztgenannten Szenario wurden Bereichen oberhalb der Permafrostgrenze gefrorene Parameter zugewiesen, unterhalb der Permafrostgrenze liegende Bereiche erhielten ungefrorene Parameter.

Um zusätzliche Effekte aus eventuell vorhandenen Vorbelastungen zu untersuchen, wurde für die Szenarien „Permafrostlinse“ und „ungefroren“ ein Set an Felsparametern mit verringerter Festigkeit herangezogen, das mit „vorbelastet“ gekennzeichnet und für das gesamte Modell genutzt wurde. Tabelle 4 zeigt die untersuchten Kombinationen. Die verwendeten Felsparameter werden im Folgenden immer in den Tabellen der genutzten Werte dargestellt.

| | ungestresst | vorbelastet |
|----------------------------|-------------|-------------|
| komplett gefroren | X | |
| Permafrostlinse | X | X |
| komplett ungefroren | X | X |

Tabelle 4: Modellierte Sets an Gebirgseigenschaften, (x) kennzeichnet die verwendeten Szenarien.

Innerhalb dieser klimatischen Szenarien wurden wiederum drei verschiedene Modell-Setups unter-

sucht, um den Einfluss eventueller oberflächennaher Auflockerungszonen zu untersuchen, die auf den folgenden Seiten kurz beschrieben werden.

Homogenes Kontinuumsmodell

Die Grundvariante nutzt ein homogenes Kontinuumsmodell mit einheitlichen Gebirgseigenschaften für das gesamte Modell. Der Transfer der im Labor getesteten Gesteinseigenschaften auf Gebirgseigenschaften wird dabei durch Heranziehen des GSI (Geological Strength Index) nach Höck und Pestal (1994) und Marinos und Hoek (2000) realisiert. Der GSI berücksichtigt Struktur, Klüftigkeit (siehe MA Abb. 3-22) und Klufteigenschaften des Gebirges und mindert die angesetzten Felsparameter zu Gebirgsparametern ab, welche das mechanische Gebirgsverhalten über das gesamte Modell „verschmiert“ darstellen. Die in diesem Modell-Setup verwendeten Parameter zeigt Tabelle 5 (siehe MA Tab. 4-4).

Kontinuumsmodell mit implizit integrierten Klüften

Zwei weitere Modelle integrieren eine oberflächennahe Auflockerungszone mit implizit bzw. explizit abgebildeten Klüften im Bereich der in Abbildung 17 rosa gekennzeichneten, oberflächennahen Bereiche. Implizit bzw. explizit beschreibt dabei jeweils, wie die Klüfte im Modell abgebildet werden: Die erstgenannte Variante berücksichtigt die oberflächennahe Auflockerung durch einen geringeren GSI in diesem Bereich. Da die Klüfte in dieser Variante nicht geometrisch abgebildet, sondern wiederum „verwischt“ berücksichtigt werden, trägt die Variante den Namen „implizit“. Die in diesem Fall verwendeten Input-Parameter zeigt Tabelle 6 (MA Tab. 4-5).

| | Description | Symb. | Unit | stressed | unfrozen | frozen | Remarks | Used Formulas |
|---------------|---------------------------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------|--------------------|--|------------------------|
| General Input | Unit Weight | Y | MN/m ³ | 0.0265 | 0.0265 | 0.0265 | Density Determination | - |
| | Field Stress Factor | K = h/v | - | 1.0 | 1.0 | 1.0 | Estimation | - |
| | Geol. Strength Index | GSI | - | 70 | 70 | 70 | Estimation with RMR | Hoek & Brown 1997 |
| | Disturbance Factor | D | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | Evert Hoek (Rocscience) | - |
| | Dilation Parameter | DP | ° | 0 | 0 | 0 | Rocscience website | - |
| | Intact Rock E-Modulus | E _i | MPa | 36500 ¹ | 40500 | 42000 | Uniaxial Compression Test | - |
| | Rock Mass E-Modulus | E _{rm} | MPa | 26748 | 29679 | 30778 | Estimation with E _i , D and GSI | Hoek & Diederichs 2006 |
| | Poisson's Ratio | ν | - | 0.23 | 0.23 | 0.13 | Uniaxial Compression Test | - |
| | Intact Rock Constant | m _i | - | 16.88 ¹ | 18.76 | 20.64 ² | Triaxial Compression Test | Hoek & Brown 1997 |
| | Intact Uniaxial Compr. Strength | σ _u | MPa | 99.5 ¹ | 110.5 | 113.0 | Uniaxial Compression Test | - |
| HB | Rock Mass Constant | m _b | - | 5.78 | 6.43 | 7.07 | Estimation with m _i , GSI and D | Hoek et al. 2002 |
| | Rock Mass Constant | s | - | 0.04 | 0.04 | 0.04 | Estimation with GSI and D | Hoek et al. 2002 |
| | Rock Mass Constant | a | - | 0.50 | 0.50 | 0.50 | Estimation with GSI | Hoek et al. 2002 |
| | Tensile Strength | σ _{t,rm} | MPa | -0.61 | -0.60 | -0.60 | Estimation with s, σ _u and m _b | Hoek et al. 2002 |
| | Rock Mass Friction Angle | φ _{HB} | ° | 46.70 | 48.30 | 49.30 | Complex Estimation | Hoek et al. 2002 |
| MC | Rock Mass Cohesion | c _{HB} | MPa | 5.20 | 5.60 | 5.70 | Complex Estimation | Hoek et al. 2002 |
| | Height of Shear Plane | H | m | 600 | 600 | 600 | Estimation | - |

1: unfrozen value -10%; 2: unfrozen value +10%

Tabelle 5: Eingangsparameter für reines Kontinuumsmodell (ohne integrierte oberflächennahe Klüfte).

| | Description | Symb. | Unit | stressed | unfrozen | frozen | Remarks | Used Formulas |
|---------------|---------------------------------|-------------------|-------------------|--------------------|----------|--------------------|--|---|
| General Input | Unit Weight | Y | MN/m ³ | 0.0265 | 0.0265 | 0.0265 | Density Determination | - |
| | Field Stress Factor | K = h/v | - | 1.0 | 1.0 | 1.0 | Estimation | - |
| | Geol. Strength Index | GSI | - | 35 | 35 | 35 | Estimation with RMR | - |
| | Disturbance Factor | D | - | 0.0 | 0.0 | 0.0 | Evert Hoek (Rocscience) | - |
| | Dilation Parameter | DP | ° | 0 | 0 | 0 | Rocscience website | - |
| | Intact Rock E-Modulus | E _i | MPa | 36500 ¹ | 40500 | 42000 | Uniaxial Compression Test | - |
| | Rock Mass E-Modulus | E _{rm} | MPa | 4139 | 4593 | 4820 | Estimation with E _i , D and GSI | Hoek & Diederichs 2006 |
| | Poisson's Ratio | ν | - | 0.23 | 0.23 | 0.13 | Uniaxial Compression Test | - |
| | Intact Rock Constant | m _i | - | 16.88 ¹ | 18.76 | 20.64 ² | Triaxial Compression Test | Hoek & Brown 1997 |
| | Intact Uniaxial Compr. Strength | σ _u | MPa | 99.5 ¹ | 110.5 | 113.0 | Uniaxial Compression Test | - |
| HB | Rock Mass Constant | m _b | - | 1.66 | 1.84 | 2.03 | Estimation with m _i , GSI and D | Hoek et al. 2002 |
| | Rock Mass Constant | s | - | 0.001 | 0.001 | 0.001 | Estimation with GSI and D | Hoek et al. 2002 |
| | Rock Mass Constant | a | - | 0.516 | 0.516 | 0.516 | Estimation with GSI | Hoek et al. 2002 |
| | Tensile Strength | σ _{t,rm} | MPa | -0.044 | -0.044 | -0.041 | Estimation with s, σ _u and m _b | Hoek et al. 2002 |
| | Rock Mass Friction Angle | φ _{HB} | ° | 68.1 | 69.2 | 69.9 | Complex Estimation | Renani & Martin 2019, Hoek et al. 2002 |
| MC | Rock Mass Cohesion | c _{HB} | MPa | 0.21 | 0.23 | 0.22 | Complex Estimation | |
| | Height of Shear Plane | H | m | 30 | 30 | 30 | Estimation | - |

1: unfrozen value -10%; 2: unfrozen value +10%

Tabelle 6: Eingangsparameter für die Modelle mit implizit integrierten oberflächennahen Klüften.

Kontinuumsmodell mit explizit integrierten Klüften

In der dritten Variante der Modelle werden die oberflächennahen Klüfte geometrisch abgebildet (Abbildung 18). Die Geometrie der Klüfte bzw. Klufkörper ergibt sich dabei aus den in Kapitel 3.3.3 beschriebenen Auswertungen der Oberflächengeometrie. Tabelle 7 zeigt die für die Modellierung genutzten Kluffgeometrien.

28

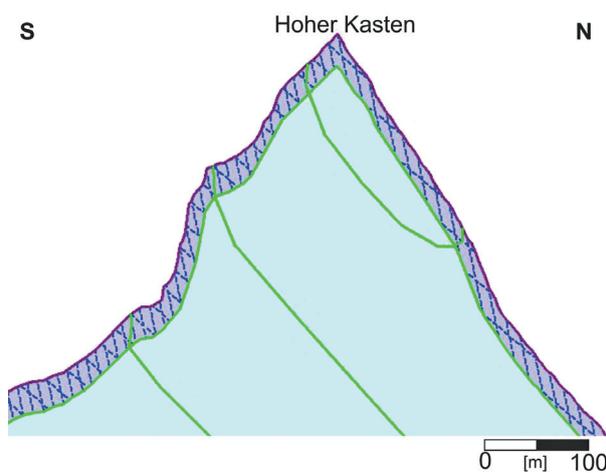


Abbildung 18: Explizit integrierte Kluffsets (blau strichlierte Linien) im Gratbereich des Hohen Kastens.

| | | |
|---------------------------|-------------------------|-----------|
| Joint Model | Parallel Statistical | |
| Joint End Condition | Open at Surface Contact | |
| Trace Plane Dip Direction | 101° | |
| Joint Sets | J1 | J2 |
| Dip | 78° | 51° |
| Dip Direction | 8° | 57° |
| Spacing | 10 m | 20 m |
| Length | 5 m | 5 m |
| Persistence | 0.7 | 0.7 |

Tabelle 7: Abgeleitete Kluffgeometrien für die explizit integrierten oberflächennahen Klüfte.

Abhängig vom jeweiligen Permafrost-Szenario wurden den Klüften unterschiedliche Eigenschaften zugewiesen (ungefroren, gefroren, eisgefüllt), die in Tabelle 8 dargestellt sind. Darüber hinaus wurden für alle 15 klimatischen Szenarien zusätzliche Sensitivitätsanalysen vorgenommen. Hierbei wurden der GSI, das Spannungsfeld sowie die Tiefe der Auflockerungszone variiert und die Ergebnisse verglichen. Es wurde das Mohr-Coulomb-Modell und das Hoek-Brown-Stoffmodell herangezogen. Auf Grund der numerischen Stabilität im konkreten Anwendungsfall wurde schlussendlich nur mit dem Mohr-Coulomb-Modell weitergearbeitet (vgl. MA Kapitel 5.3.2.1 und 6.3.2.1).

| Description | Symb. | Unit | unfrozen | | frozen | | ice-filled | | Remarks |
|------------------------|-------------|-------|----------|---------|---------|-----------|------------|-----------|---|
| Joint Tensile Strength | σ_t | MPa | 0 | res: 0 | 2.0 | res: 1.3 | 2.0 | res: 1.3 | KRAUTBLATTER et al. 2013 |
| Joint Friction Angle | φ_j | ° | 35 | res: 23 | 41.0 | res: 27.0 | 55.8 | res: 37.2 | KRAUTBLATTER et al. 2013; MAMOT et al. 2018 (for -5° C) |
| Joint Cohesion | c_j | MPa | 0 | res: 0 | 0.1 | res: 0.0 | 0.4 | res: 0.3 | |
| Joint Normal Stiffness | k_n | MPa/m | 100 000 | | 100 000 | | 100 000 | | Default in RS2 |
| Joint Shear Stiffness | k_s | MPa/m | 10 000 | | 10 000 | | 10 000 | | Default in RS2 |

Tabelle 8: Kluffeigenschaften für die explizit integrierten oberflächennahen Klüfte.

3.2.4 Klima-Monitoring

Wetterstationen im Hochgebirge in Höhenlagen > 2 500 m müA sind rar und leisten einen wertvollen Beitrag in der hochalpinen Klimafolgenforschung und der Planung von Adaptionsmaßnahmen. Auf dem Plateau des Hohen Sand (2 650 m müA) wurde im Zuge des gegenständlichen ArgeAlp-Projektes am 29.08.2018 von der ÖBB Infrastruktur AG eine vollautomatische Wetterstation errichtet (Abbildung 19).

Die Wetterstation besteht aus einem 3 m langen Aluminiumrohr, welches mittels Schlaganker im Festgestein befestigt und nach drei Seiten abgespannt ist. Zur Energieversorgung dient ein 12-Volt Photovoltaikpaneel mit einer Leistung von 50 Watt. Die Messdaten werden von einem Datenlogger (Ott netDL1000) aufgezeichnet und über das Mobilfunknetz halbstündlich in das auf einen Messdatenserver der ÖBB Infrastruktur AG übertragen. Folgenden Parameter werden von der Wetterstation aufgezeichnet: (i) Windrichtung und Geschwindigkeit (Windmonitor

Young 05103V-45), (ii) Niederschlag (Young 52202), (iii) Strahlung (Pyranometer/Pyrgeometer Huskeflux NR01-05), (iv) Schneehöhe (Ultraschallsensor Camp-

bell Scientific SR50AH), (v) Luftfeuchtigkeit und Lufttemperatur (Kombisensor Ott Fat Ott TRH) und (vi) Luftdruck (Barometer Vaisala PTB110).

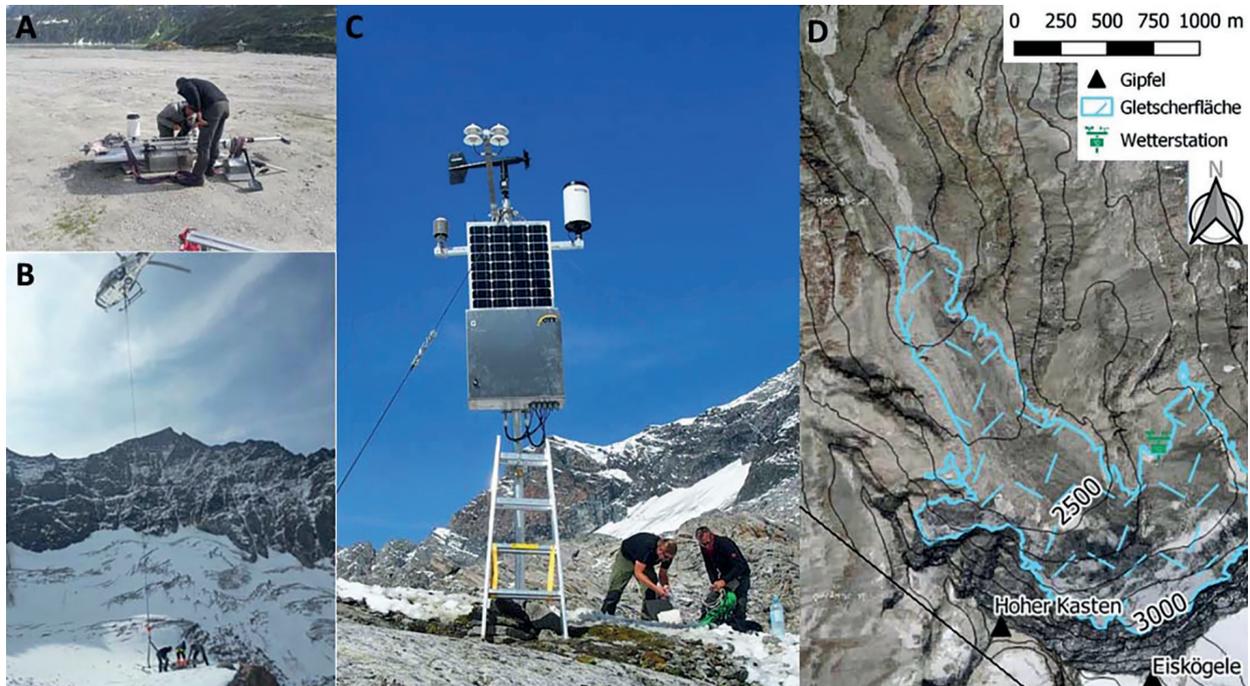


Abbildung 19: Wetterstationsaufbau am Hohen Sand (2.650 m müA). A: Vorbereitung des Helikoptertransports. B: Helikoptertransport am Wetterstationsstandort (Nordansicht). C: Aufbau der Wetterstation (Südansicht). D: Lagekarte.

29

3.3 Resultate

3.3.1 Oberflächen-Monitoring

Felssturzinventar (2008-2019)

Das nachfolgend präsentierte Felssturzinventar basiert auf einer kombinierten Auswertung von luftgestützten Laserscan-Daten („Airborne Laser-scanning“) des Jahres 2008 (Land Salzburg 2008), terrestrischen Laserscan-Daten der Jahre 2015, 2016, 2018 und 2019 (vgl. Kap. 3.2.1), sowie drohnen-basiert erhobenen Photogrammetrie-Daten des Jahres 2019 (vgl. Kap. 3.2.1).

Die aus unterschiedlichen Quellen stammenden Datensätze (ALS, TLS, UAS) verfügen über unterschiedliche Datenqualität. Zur Gewährleistung der Vergleichbarkeit flossen in die Analyse aus diesem Grund ausschließlich Ereignisse mit Volumina $>100 \text{ m}^3$ ein. Insgesamt wurden während des elfjährigen Beobachtungszeitraums (November 2008 bis September 2019) 23 Felsstürze mit einem Gesamtvolumen von 25.340 m^3 registriert. Das Volumen der Ereignisse bewegte sich dabei zwischen 126 m^3 und 6.762 m^3 . Mehr als die Hälfte der identifizierten Felsstürze ($n = 15$) wies Volu-

mina $< 500 \text{ m}^3$ auf, sechs Felsstürze mit Volumina $> 1.000 \text{ m}^3$ wurden registriert (Abbildung 20).

Zur weiteren raumzeitlichen Charakterisierung der beobachteten Felssturztätigkeit wurde für die vorliegende Frequenz-Magnitude-Verteilung eine Regressionsanalyse durchgeführt (Abbildung 21). Die Analyse zeigt, dass die über zwei Größenordnungen reichende Verteilung durch eine Potenzfunktion abgebildet werden kann ($R^2 = 0.96$). Die erzielten Regressionsergebnisse stehen im Einklang mit mehreren Studien, deren Frequenz-Magnitude-Verteilungen ebenfalls durch Potenzfunktionen beschrieben wurden (Barlow et al. 2012; Bennett et al. 2012; Dussauge-Peisser et al. 2002).

Der Exponent der ermittelten Potenzfunktion gilt als wichtige Kennziffer für den Vergleich von Massenbewegungsinventaren. Der im Rahmen der vorliegenden Untersuchung berechnete Exponent ($b = 0.69$) liegt dabei innerhalb des typischen Wertebereichs für Felssturzinventare (Dussauge et al. 2003; Bennett et al. 2012).

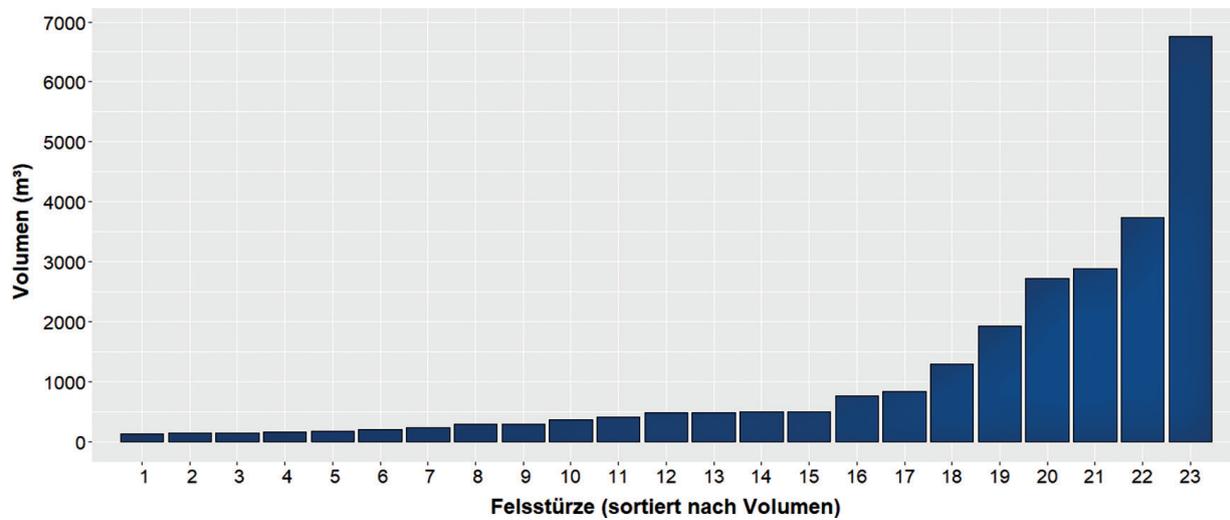


Abbildung 20: Größensortierte Darstellung der identifizierten Felsstürze ($n = 23$). Die Volumina der meisten Felsstürze ($n = 15$) bewegten sich zwischen 100 m^3 (= Erfassungsschwellenwert) und 500 m^3 . Sechs Ereignisse $> 1.000 \text{ m}^3$ wurden registriert.

Am unteren Ende des Magnitudenspektrums ($100\text{-}200 \text{ m}^3$) liegt kein Abweichen („rollover“) der gemessenen Verteilung von der errechneten Potenzfunktion vor. Rollover sind typische Anzeichen für die Untererfassung kleinerer Ereignisse, meistens bedingt durch ein limitiertes Auflösungsvermögen in

der Datenerfassung am unteren Ende des Magnitudenspektrums (Strunden et al. 2015; Hartmeyer et al. 2020b). Das Fehlen eines Rollovers unterstreicht die Qualität der erhobenen Daten und weist auf eine konsistente Erfassung aller Ereignisse oberhalb des definierten Schwellenwerts von 100 m^3 hin.

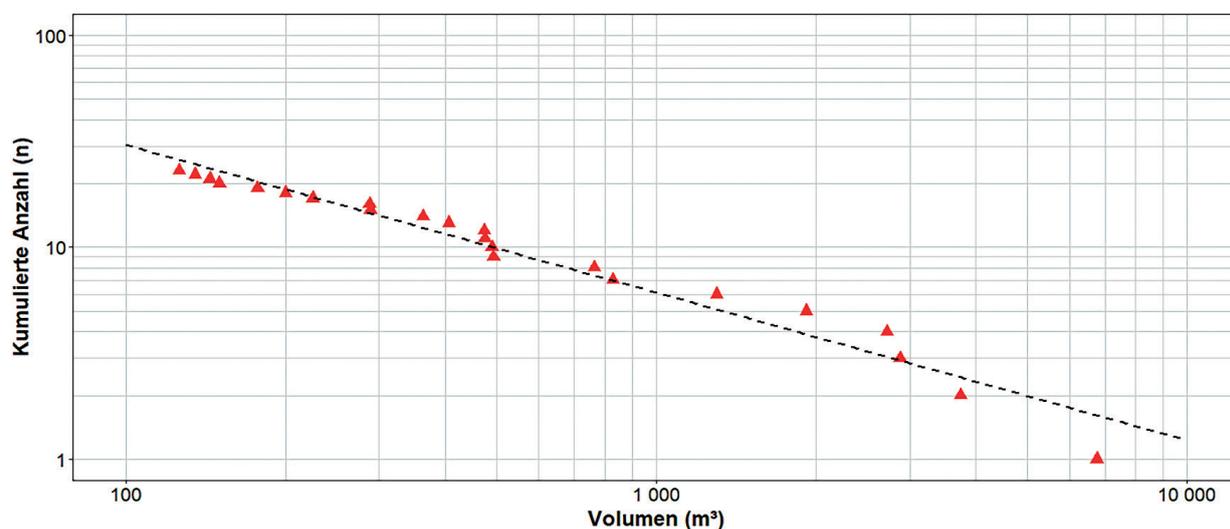


Abbildung 21: Frequenz-Magnitude-Verteilung der registrierten Felsstürze für den elfjährigen Beobachtungszeitraum (2008-2019). Die durchgeführte Regressionsanalyse lieferte eine Potenzfunktion (strichlierte Linie) mit dem Exponenten $b = 0.69$ und einem hohen Bestimmtheitsmaß $R^2 = 0.96$.

Expositions- und Höhenanalyse

Die Gesamtfläche der untersuchten Felswände beträgt rund 1.9 Mio. m^2 (190 ha). Hiervon entfallen rund zwei Drittel (68%) auf Nordlagen ($315\text{-}45^\circ \text{N}$) und rund ein Viertel (24%) auf Westlagen ($225\text{-}315^\circ \text{N}$). Ostlagen ($45\text{-}135^\circ \text{N}$) repräsentieren

7% der Gesamtfläche, Südlagen ($135\text{-}225^\circ \text{N}$) lediglich 1% .

Die identifizierten Ablösebereiche befinden sich zum überwiegenden Großteil in nord-exponier-

ten Lagen (n = 14) sowie west-exponierten Lagen (n = 7), zwei Ablösebereiche liegen in ost-exponierten Lagen. Nordlagen entstammende Felsstürze machen rund 53 % (13.493 m³) des gesamten Felssturzvolumens aus, Felsstürze aus Westlagen rund 44 % (11.195 m³) und Felsstürze aus Ostlagen in etwa 3 % (652 m³) (Abbildung 22).

In Abbildung 23 ist die räumliche Verteilung der identifizierten Ablösebereiche innerhalb der untersuchten Felswände dargestellt. Hierbei zeigt sich (i) eine Häufung an Felsstürzen im kompakten Granitgneis des Granatspitzkerns, wo steil stehende Kluftsysteme zur Bildung großer, langgestreckter Kluftkörper beitragen (westliche Hälfte des Untersuchungsgebietes), sowie (ii) eine Häufung an Felsstürzen in unmittelbarer Gletschernähe bzw. in den niedrig gelegenen Felswandregionen. Entlang der vorliegenden Deckengrenzen bzw. Störungslinien kam es im Beobachtungszeitraum zu keinen größeren Ereignissen.

Vier der insgesamt 23 identifizierten Ablösebereiche befanden sich zum Erhebungszeitpunkt in direkter Eisrandlage. Das Volumen der vier Felsstürze in Eisrandlage betrug in Summe 8.305 m³. Rund ein Drittel (33 %) des Gesamtvolumens (25.340 m³) entstammt somit einem vergleichsweise schmalen Saum entlang der aktuellen Eisrandlinie. Drei weitere Felsstürze mit einem Volumen von 1.024 m³ (4 % des Gesamtvolumens) liegen knapp außerhalb der aktuellen Vereisungsgrenze, jedoch innerhalb bzw. direkt angrenzend an die Eisrandlinie des Jahres 1974, welche an Hand eines Orthofotos rekonstruiert werden konnte (Land Tirol 1974). Neben einer Konzentration von Felsstürzen in Eisrandlagen, ist eine markante Häufung von Ablösebereichen in den unteren Wandbereichen zu beobachten, die nicht in unmittelbarem Eiskontakt stehen - und auch in den letzten Jahrzehnten niemals in direktem Eiskontakt standen. Insgesamt sieben Felsstürze mit einem Gesamtvolumen von 11.496 m³ (45 % des Gesamtvolumens) entstammen diesem Bereich.

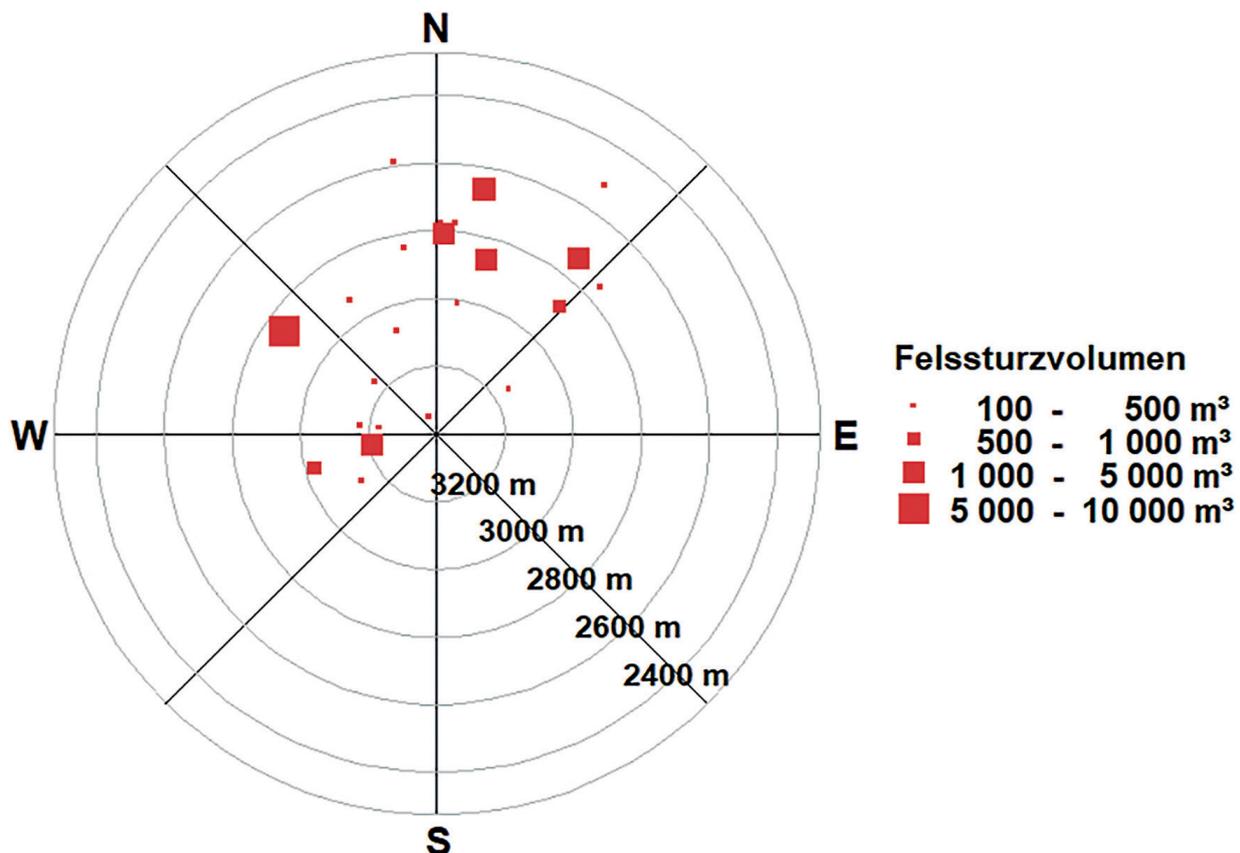


Abbildung 22: Exposition und Höhenlage der 23 identifizierten Felsstürze. In Nordlagen (68 % der Felsfläche) wurden 14 Ereignisse (13.493 m³) registriert, in Westlagen (24 % der Felsfläche) sieben (11.195 m³).

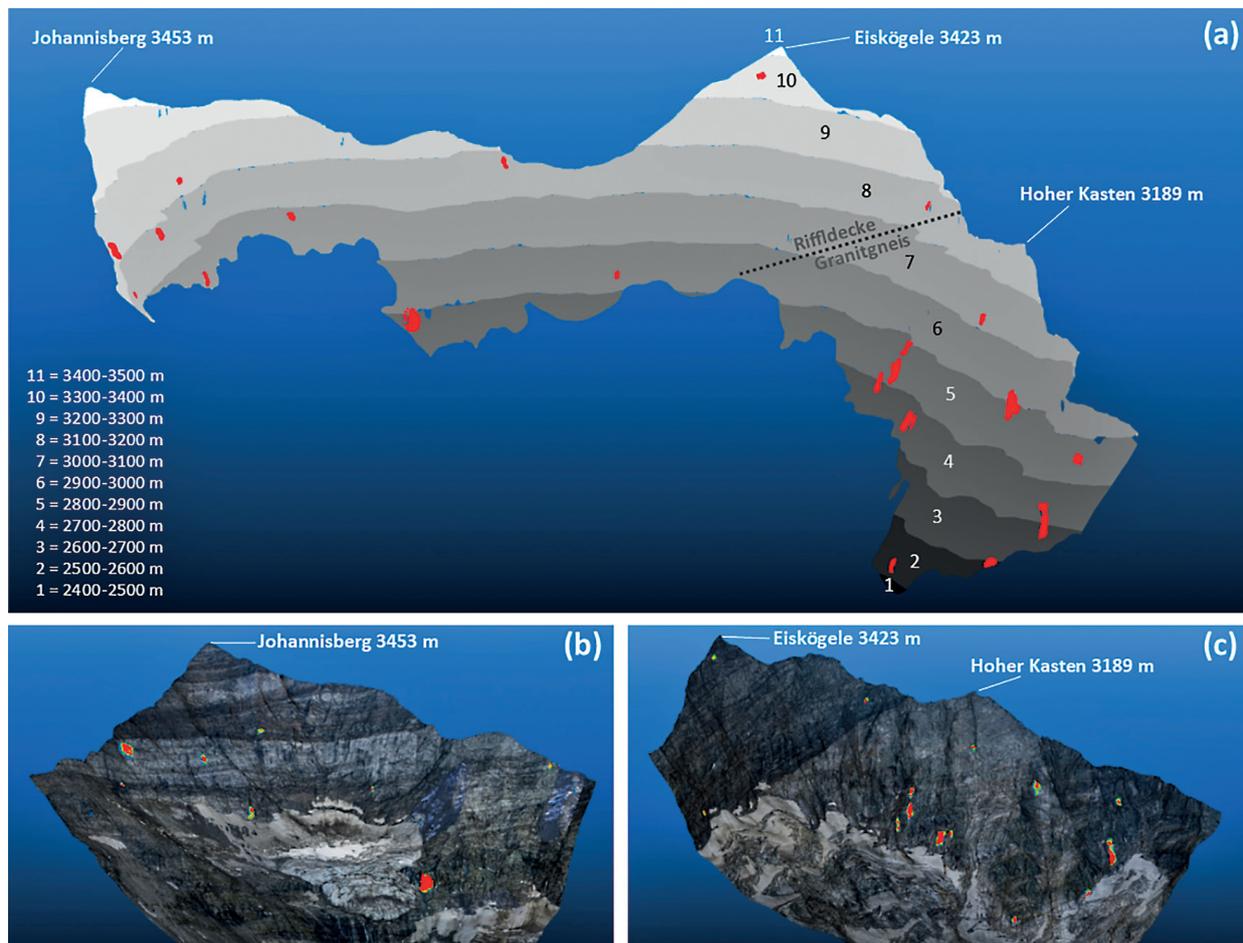


Abbildung 23a: Flächenanteile klassifiziert nach 100m-Höhenstufen. In den niedrigeren Höhenstufen (< 2.900 m müA) ist eine markante Häufung von Ablösebereichen zu beobachten (Strichlierte Linie symbolisiert Deckengrenze zwischen Granatspitzkern (Granitgneis) und Riffdecke). 25b/c: Lage der identifizierten Ablösebereiche in der Osthälfte (b) und Westhälfte (c) des Untersuchungsgebietes.

Besonders deutlich wird die Höhenabhängigkeit der Ereignisse durch die Berechnung der flächennormalisierten Felssturzaktivität, d.h. durch die Referenzierung auf die in den jeweiligen Höhenstufen vorhandene Fläche (Abbildung 24). Die höchste normalisierte Felssturzanzahl (0.56 pro ha) wurde in der niedrigsten Höhenstufe (2.500-2.600 m müA) verzeichnet, durch den niedrigen Flächenanteil (rund 3.6 ha) hat dieser Wert jedoch nur geringe Aussagekraft. Die nächsthöheren Werte wurden in den flächenstarken Höhenstufen zwischen 2.700-2.900 m müA beobachtet (0.23-0.32 pro ha), in den ebenfalls flächenstarken Höhenstufen oberhalb von 2.900 m müA wurden hingegen durchgehend niedrige Werte (< 0.1 pro ha) registriert (Abbildung 25b).

Ein noch deutlicheres Bild ergibt sich bei der Betrachtung der normalisierten Felssturzvolumina. Spitzenreiter ist hier die Höhenstufe 2.800-2.900 m

müA (528 m³ pro ha), gefolgt von den drei direkt darunterliegenden Höhenstufen (2.500-2.800 m müA) mit Werten von 268-381 m³ pro ha Felsfläche. In Höhen über 2.900 m müA wurden hingegen durchwegs niedrige Werte registriert (< 30 m³ pro ha), einzig in der Höhenstufe 3.200-3.300 m müA war das normalisierte Felssturzvolumen leicht erhöht und betrug 107 m³ pro ha Felsfläche (Abbildung 25d).

Die Höhenabhängigkeit der Felssturzaktivität wurde in weiterer Folge voneinander getrennt für die beiden im Untersuchungsgebiet vorliegenden geologischen Deckeneinheiten (Granitgneis/Riffdecke) untersucht (Abbildung 26). Für die relativ homogene Einheit des Granitgneises (Granatspitzkern) zeigte sich hierbei eine durchgehend hohe Felssturzaktivität in den Höhenstufen zwischen 2.500-2.900 m müA mit normalisierten Volumina von 250-400 m³ pro ha Felsfläche. Die Felssturz-

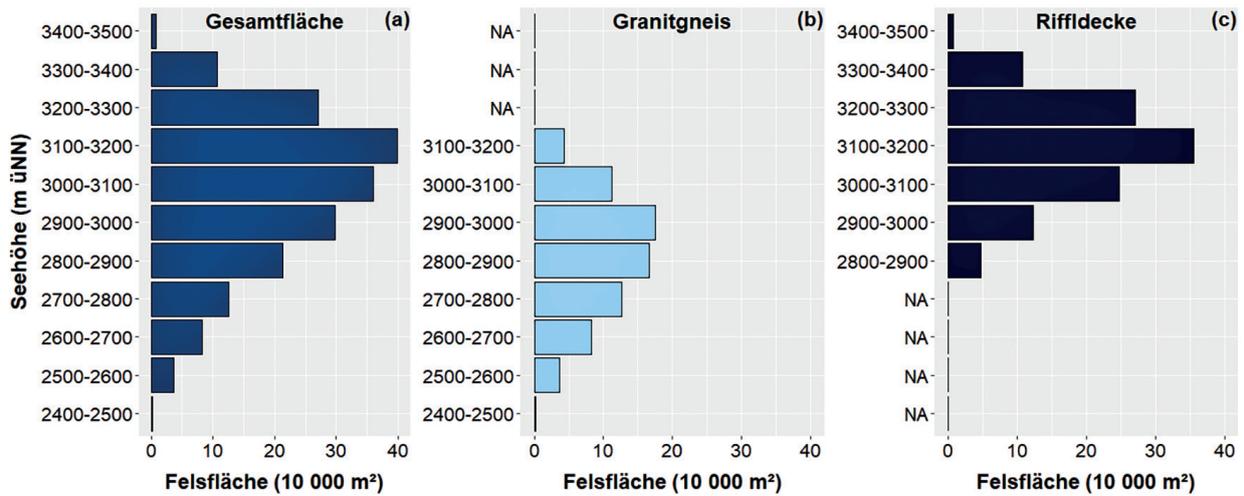


Abbildung 24: Flächenanteile klassifiziert nach Höhenstufen und geologischer Deckenzugehörigkeit; (a) Flächenanteile für das gesamte Untersuchungsgebiet (Fläche 190 ha); (b) Flächenanteile innerhalb des Granatspitzkerns (Granitgneis) (Fläche 74 ha); (c) Flächenanteile innerhalb der Riffdecke (Fläche 116 ha).

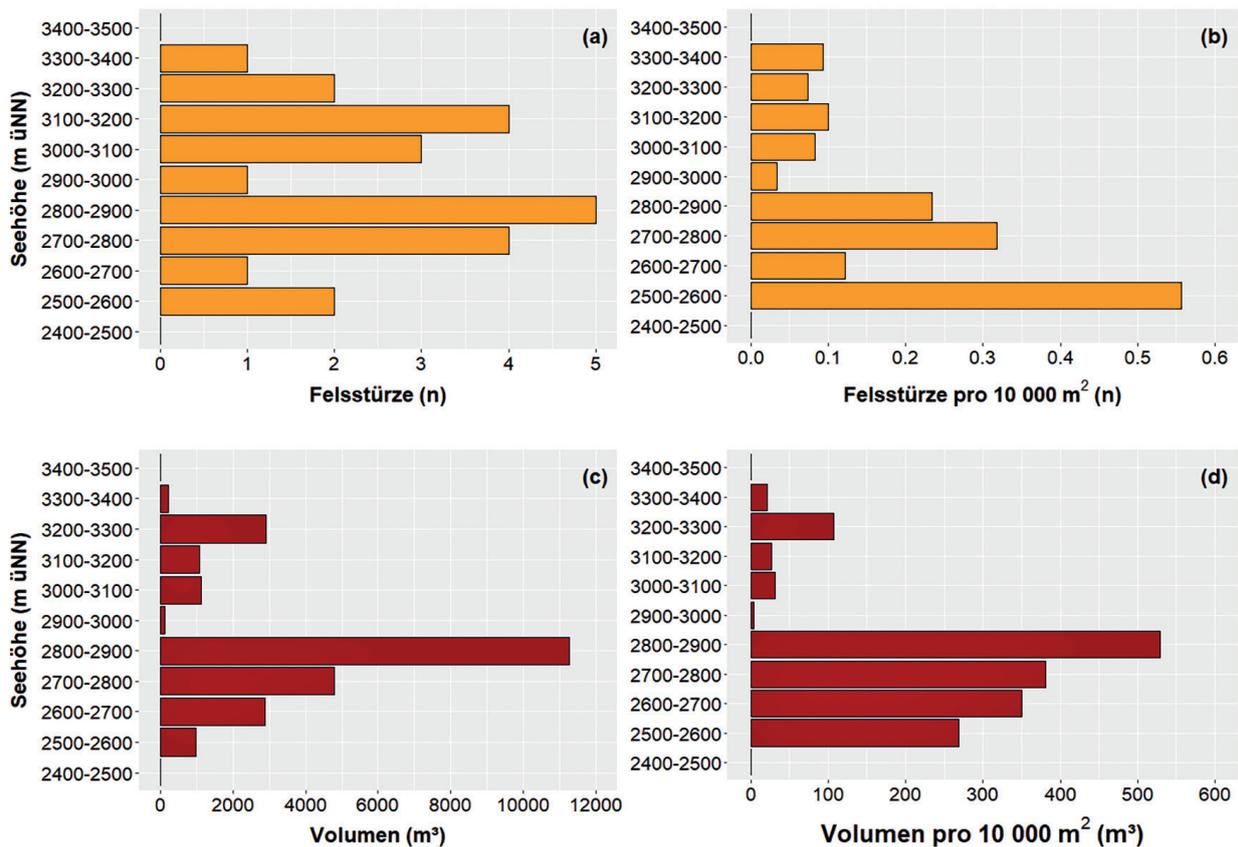


Abbildung 25: Die Klassifikation der Felssturzaktivität nach Höhenstufen demonstriert deutlich erhöhte Werte in den niedrigeren Regionen des Untersuchungsgebietes (< 2.900 m müA). (a) Absolute Anzahl der Felsstürze; (b) Flächennormalisierte Anzahl der Felsstürze; (c) Absolutes Volumen der Felsstürze; (d) Flächennormalisiertes Volumen der Felsstürze.

aktivität in den höheren Regionen des Granitgneises (> 2.900 m müA) war hingegen äußerst gering, obwohl in dieser Höhenlage prinzipiell große Flächenanteile vorliegen (44 % der Gesamtfläche)

(Abbildung 26c). Die in der Gesamtanalyse aller Felswände erhaltene starke Höhenabhängigkeit ist somit auch bei isolierter Betrachtung der Granitgneis-Einheit evident.

Für die überlagernden Gesteine der heterogenen Rifflldecke (Gneise, Schiefergesteine) wurde in der niedrigsten Höhenstufe (2.800-2.900 m müA) ein extrem hohes normalisiertes Volumen (1 448 m³ pro ha) gemessen, das auf den größten während der Beobachtungsperiode identifizierten Felssturz (6.762 m³, 2016-18) zurückzuführen ist. In allen hö-

heren Bereichen der Rifflldecke (> 2.900 m müA) wurde eine sehr geringe Felssturzaktivität verzeichnet (Abbildung 26d). Nochmals sei darauf hingewiesen, dass in dieser Untersuchung nur Volumina > 100 m³ erfasst werden und kleinere Ereignisse keine Berücksichtigung finden.

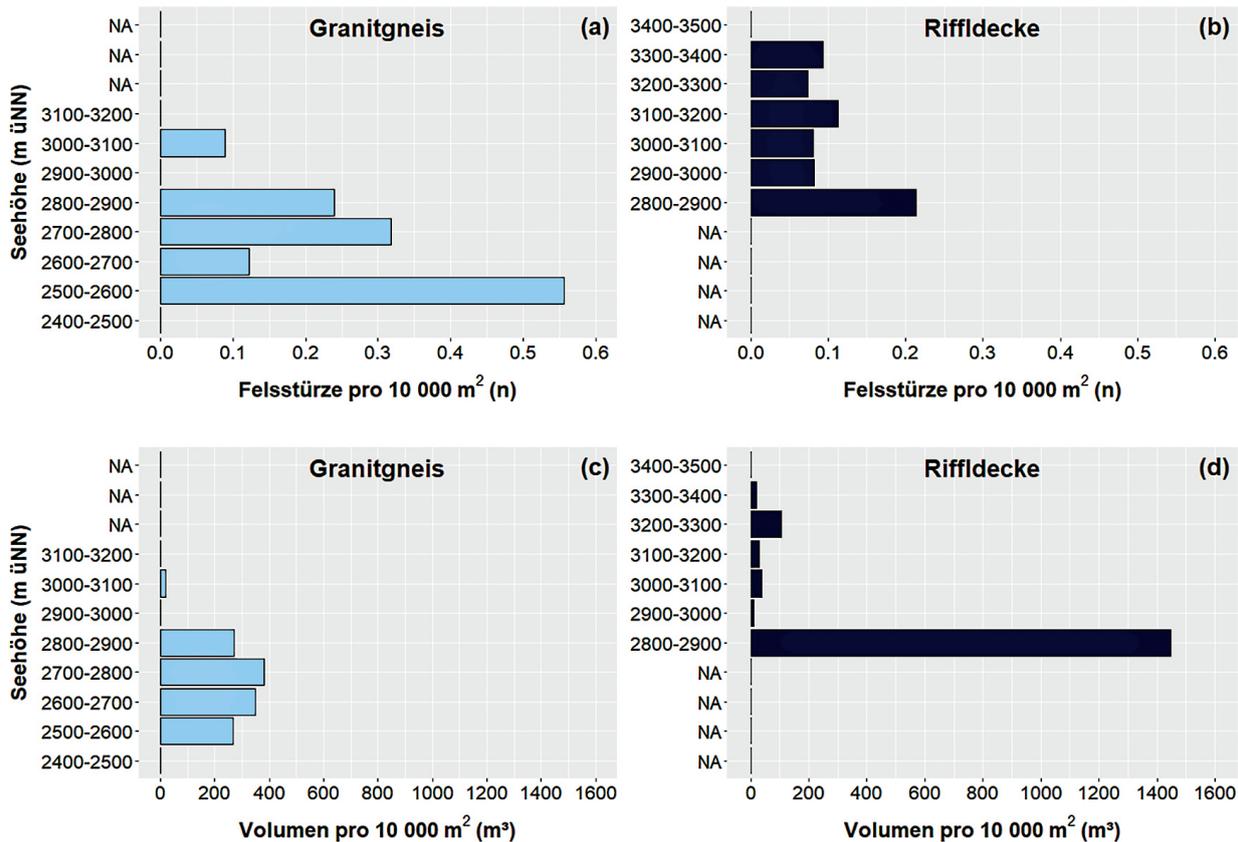


Abbildung 26: Normalisierte Anzahl und normalisiertes Volumen klassifiziert nach Höhenstufe und geologischer Deckeneinheit (Granitgneis/Rifflldecke). In beiden Deckeneinheiten ist eine erhöhte Aktivität in den niedrigen Höhenstufen zu erkennen. (a) Normalisierte Anzahl im Granitgneis; (b) Normalisierte Anzahl in der Rifflldecke; (c) Normalisiertes Volumen im Granitgneis; (d) Normalisiertes Volumen in der Rifflldecke.

Tiefe der Versagensflächen

Der auf Basis der verfügbaren ALS-, TLS- und UAV-Daten durchgeführte multitemporale Reliefvergleich ermöglicht zusätzlich zur Volumenberechnung die Rekonstruktion der jeweiligen Versagenstiefe. Die aufgezeichneten Versagenstiefen schwanken zwischen 2.2 und 8.9 m (Abbildung 27). Die durchschnittliche Versagenstiefe liegt bei 4.0 m, in nur vier Fällen wurden Versagenstiefen > 5 m aufgezeichnet. Felsstürze im Granitgneis zeigten im Durchschnitt (Mittelwert: 4.3, Median: 4.3) eine wesentlich größere Versagenstiefe als die Felsstürze der Rifflldecke (Mittelwert: 3.7, Median: 3.0), was einmal mehr auf das Versagen relativ großer Klufkörper im Granitgneis hinweist.

Die Vergleichsanalyse von Versagenstiefe und Seehöhe weist auf eine klare Korrelation hin (Abbildung 27, Abbildung 28). Mit zunehmender Höhe ist im Durchschnitt eine Abnahme der Versagenstiefe zu beobachten. Die durchschnittliche Seehöhe aller Felsstürze mit Versagenstiefen > 5 m beträgt rund 3 100 m müA. Werden die Versagenstiefen in Einmeter-Klassen absteigend gruppiert, so zeigt sich pro Klasse eine auffallende Abnahme der Seehöhe um rund 100 m (Abbildung 27).

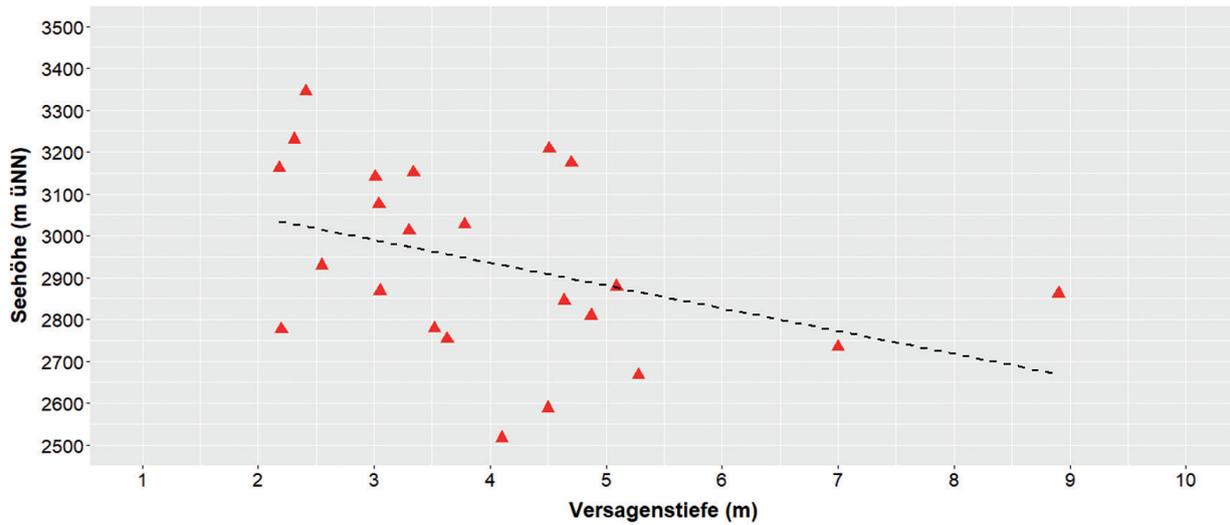


Abbildung 27: Tiefe der Versagensflächen aller identifizierten Felsstürze. Felsstürze im Granitgneis haben im Durchschnitt eine signifikant tiefere Versagensfläche. Mit zunehmender Höhe nimmt die durchschnittliche Versagenstiefe ab. *Versagenstiefe (Klassenbildung), **Durchschnittliche Seehöhe der jeweiligen Versagenstiefe-Klasse.

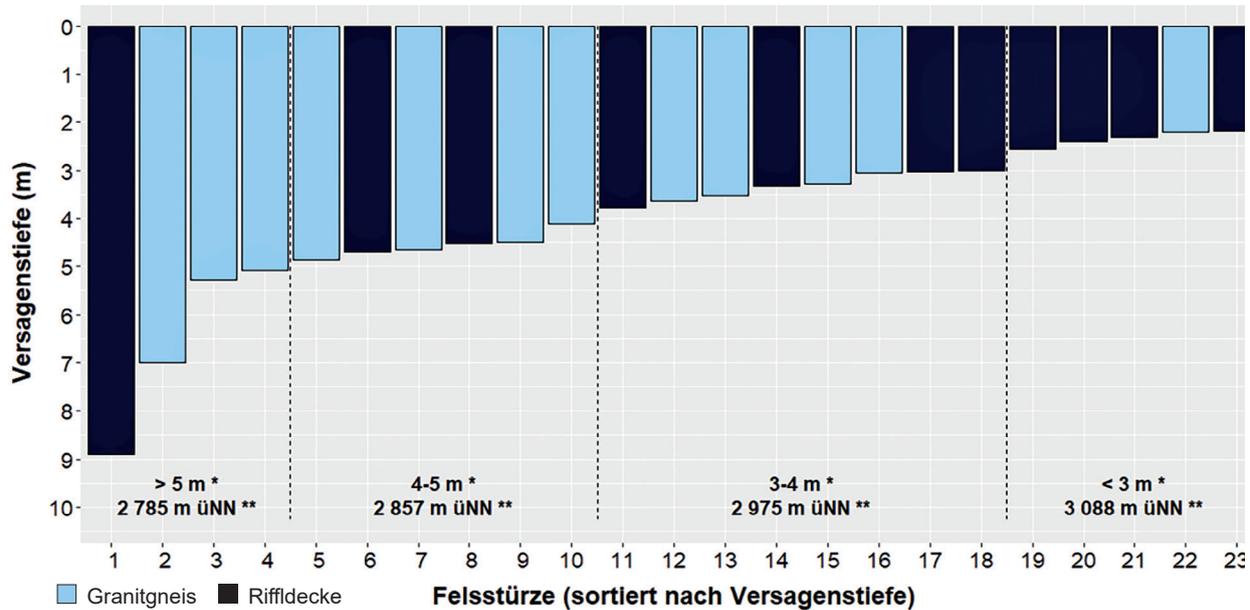


Abbildung 28: Mit abnehmender Höhe kommt es im Mittel zu einer Zunahme der Versagenstiefen. Die lineare Regressionsanalyse ergibt einen Korrelationskoeffizienten $R^2 = 0.15$.

Gletscheränderungen (2008-2019)

Das Ödenwinkelkees hat zwischen 2008 und 2019 rund 22.5 Mio. m³ Eis verloren, wobei die Eismächtigkeitsverluste im Durchschnitt 11.5 m betragen. Die größten Mächtigkeitsverluste wurden im Bereich der Gletscherzunge gemessen (-51 m) (Abbildung

29). Der Flächenverlust des Ödenwinkelkees beträgt seit dem Maximalstand von 1850 rund 1.7 km². In den letzten elf Jahren (2008-2019) hat sich die Gletscherfläche um rund 15 % (-0.25 km²) auf 1.6 km² verringert (Abbildung 30, Abbildung 31).

36

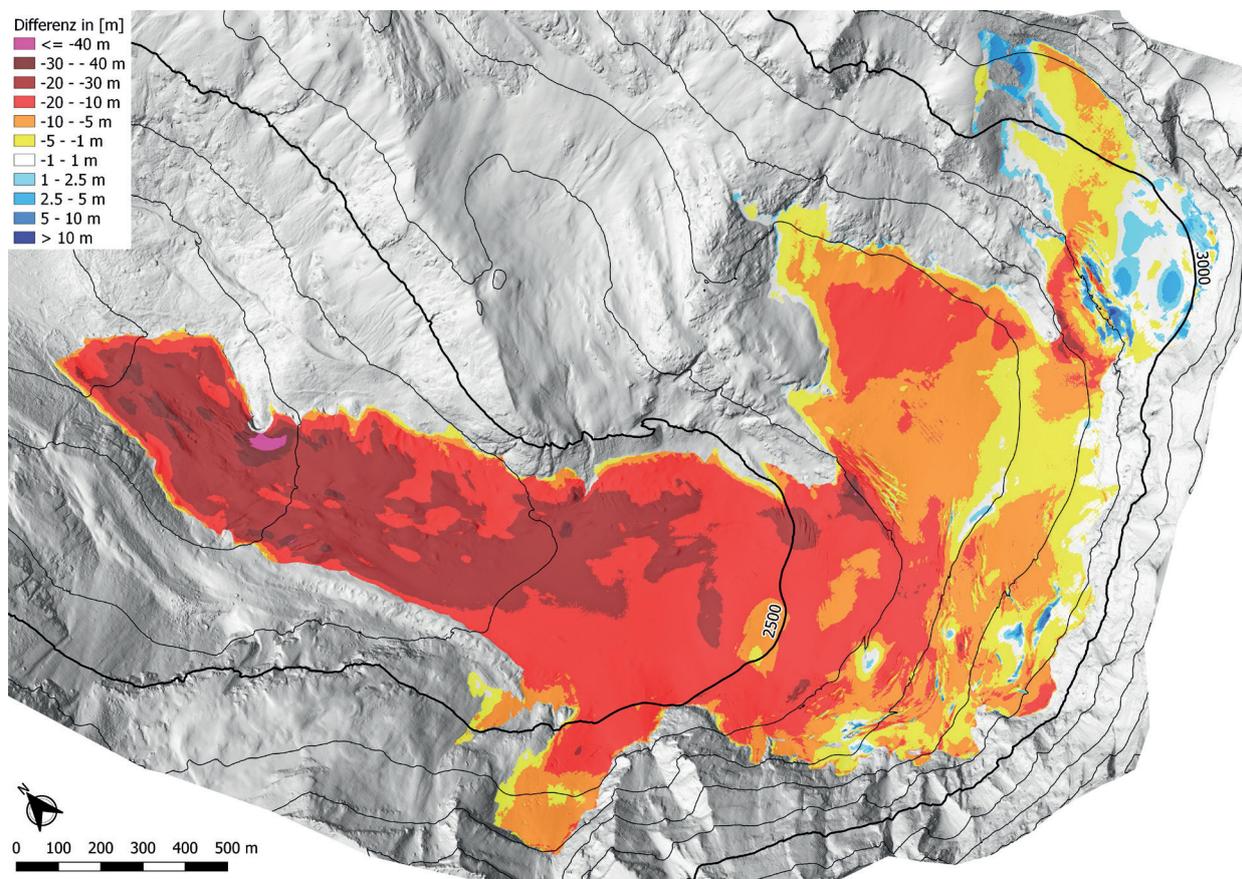


Abbildung 29: Höhenänderungen auf dem Ödenwinkelkees zwischen 2008 und 2019.

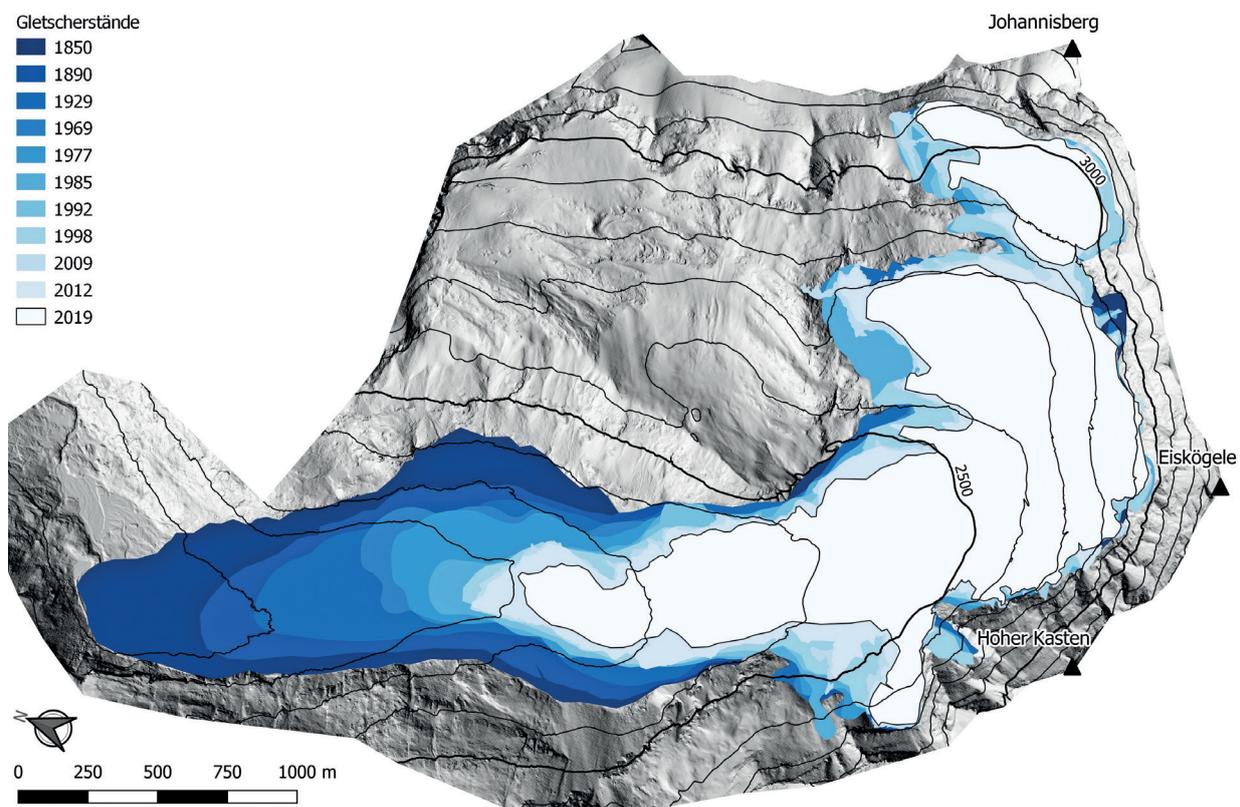
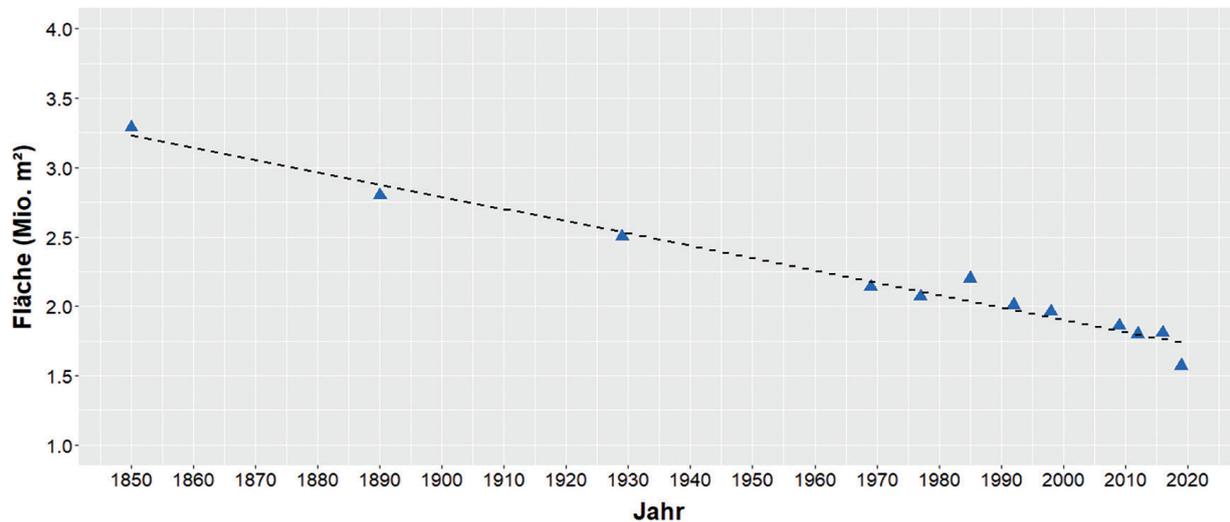


Abbildung 30: Gletscherstände des Ödenwinkelkees von 1850 bis 2019. Gletscherstände: 1850-1998 nach Carrivick et al. (2015), 2009-2012 nach Land Salzburg (2009, 2012), 2019 nach Eigenerhebung durch GEORESEARCH.

Neben dem starken Abschmelzen des Gletschers im Zehrgebiet und einer damit einhergehend immer kürzer werdenden Gletscherzunge gibt es auch im Nährgebiet signifikante Veränderungen. So hat sich

die Eisrandlinie in den Felswänden zwischen 1974 und 2019 im Mittel von 2.877 auf 2.857 m müA abgesenkt. Durch die durchschnittliche Absenkung um 20 m wurden etwa 120.000 m² Felsfläche freigelegt.



37

Abbildung 31: Entwicklung der Gletscherfläche 1850-2019 mit Trendlinie ($R^2 = 0.97$).

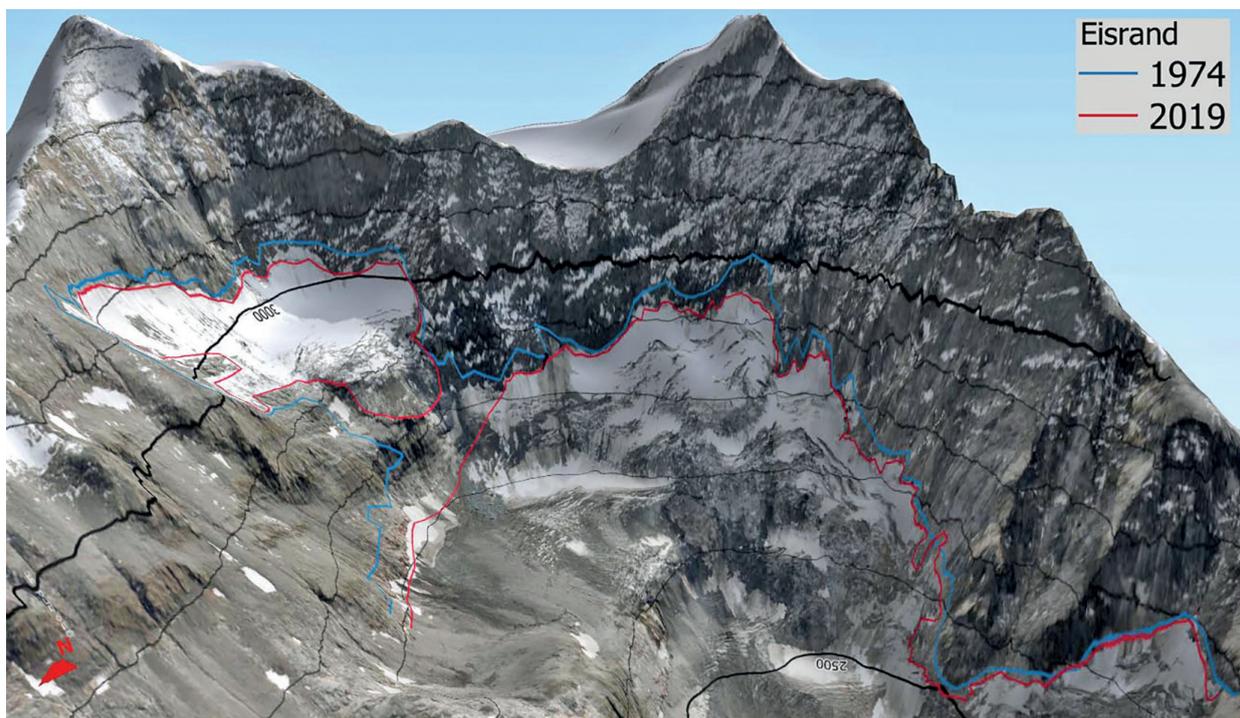


Abbildung 32: Eisrandverläufe von 1974 (Land Tirol 1974) und 2019 (Eigenerhebung GEORESEARCH) im Nährgebiet als perspektivische Darstellung (1.5-fach überhöht). Hintergrund: Orthofoto 2018 (Land Salzburg 2018).

3.3.2 Randluft-Monitoring

Die im Rahmen der vorliegenden Studie durchgeführten Messungen zeigen den thermischen Zustand eines nordexponierten Randluftabschnitts auf 2.825 m müA. Durch ihre Lage an der Schnitt-

stelle von Gletscher und Felswand sind die durchgeführten Messungen hervorragend geeignet, um die Auswirkungen des Gletscherrückgangs auf das thermische Untergrundregime direkt zu erfassen. Das Monitoring am Referenzstandort Kitzsteinhorn und das Monitoring im Ödenwinkel stellen die bis

jetzt einzigen Standorte dar, an denen systematische Langzeitmessungen der Fels- und Eistemperatur in unterschiedlichen Randlufttiefen durchgeführt werden.

Auf dem Niveau der Gletscheroberfläche („Randluft A“) lag die Durchschnittstemperatur im Jahr 2019 bei -0.6°C (gemessen in einer Bohrlochtiefe von 0.8 m). In einer Randlufttiefe von 5 m („Randluft B“) lag die Jahresdurchschnittstemperatur mit -1.3°C etwas niedriger. Für den Standort „Randluft C“ (10 m unter der Gletscheroberfläche) liegen auf Grund des späteren Installationszeitpunktes (22.08.2019) keine Daten für den Vergleichszeitraum vor (Abbildung 33).

Mit zunehmender Randlufttiefe zeigt sich eine deutliche Dämpfung der jährlichen Temperaturamplitude. Während auf Niveau der Gletscheroberfläche im Jahr 2019 deutliche saisonale Schwankungen von 13.2°C gemessen wurden, betragen diese in einer Randlufttiefe von 5 m nur noch 5.0°C (alle Werte gemessen in 0.8 m Bohrlochtiefe). Die aus 10 m Randlufttiefe vorliegenden Daten (22.08.2019 bis 06.05.2020) zeigten

eine Schwankungsbreite der Felstemperaturen von nur mehr 2.1°C und legen für größere Randlufttiefen somit ein nahezu isothermes Temperaturregime nahe.

Die auf Niveau der Gletscheroberfläche im Jahr 2019 gemessenen Maximaltemperaturen von 6.7°C deuten für Standorte in direkter Eisrandlage auf signifikante Auftaumächtigkeiten im Größenbereich mehrerer Meter hin. In einer Randlufttiefe von 5 m hingegen ist auf Grund deutlich reduzierter Maximaltemperaturen (1.1°C im Jahr 2019) nur mehr mit der Bildung einer sehr geringmächtigen Auftauschicht zu rechnen. In 10 m Randlufttiefe blieben die Temperaturwerte permanent unter 0°C - die Felsmasse ist somit ganzjährig bis zur Felsoberfläche gefroren und die Bildung einer Auftauschicht wird komplett unterdrückt.

Die 10 m unter der Gletscheroberfläche gemessenen Temperaturen des Gletschereises stagnierten von August bis Ende Dezember 2019 bei knapp 0°C . Erst im Jänner 2020 setzte ein Absinken der Gletschereistemperaturen ein, welches Mitte April wiederum durch einen Temperaturanstieg abgelöst wurde.

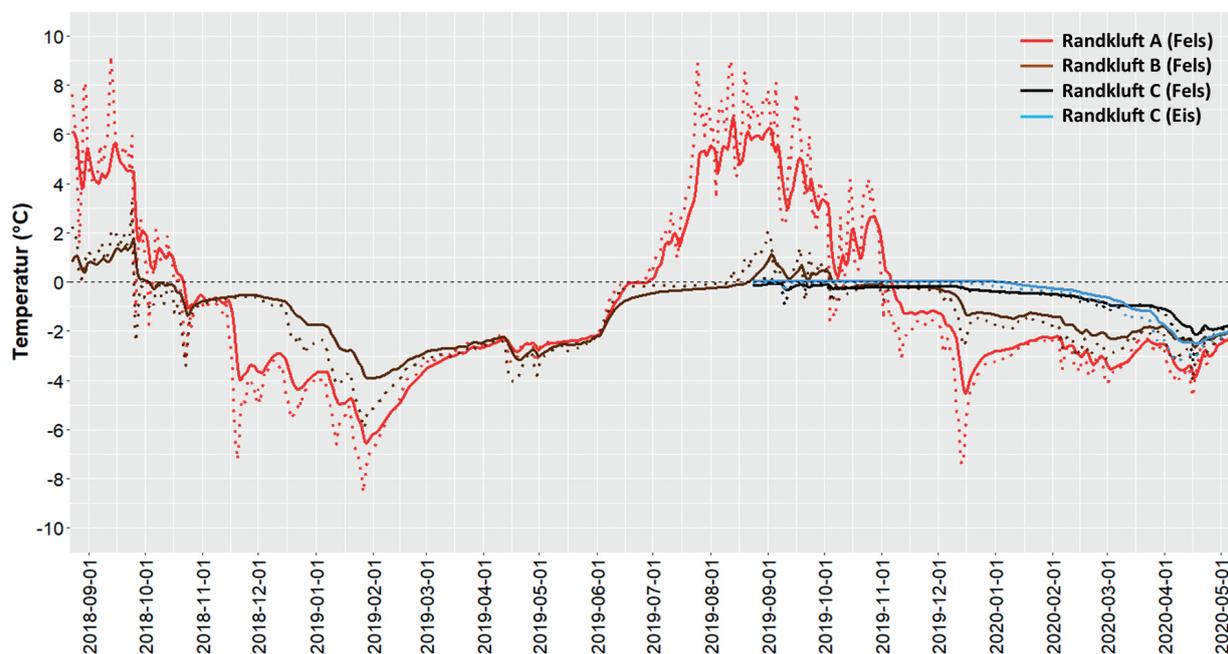


Abbildung 33: Fels- und Eistemperaturen des untersuchten Randluftbereichs im Ödenwinkel. Mit zunehmender Randlufttiefe zeigt sich eine deutliche Dämpfung der Temperaturvariabilität. Die Temperaturen wurden in 0.1 m (gepunktete Linie) bzw. 0.8 m (durchgezogene Linie) Bohrlochtiefe gemessen.

Am Referenzstandort Kitzsteinhorn durchgeführte Randluftmessungen können auf Grund ähnlicher Höhenlage (Randluftöffnung auf 2.905 m müA) und ähnlicher Exposition (Nordost) hervorragend mit den Daten der vorliegenden Studie verglichen

werden. Am Kitzsteinhorn zeigten sich auf Niveau der Gletscheroberfläche im dreijährigen Mittel (01.01.2016 bis 31.12.2018) Werte von -0.9°C , die nur knapp unter dem Vergleichswert der Ödenwinkel-Studie lagen (-0.6°C bei „Randluft A“)

(Abbildung 34). In einer Randlufttiefe von rund 7 m lagen die am Kitzsteinhorn gemessenen Durchschnittswerte mit $-0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ hingegen relativ deutlich über den Werten der Ödenwinkel-Randluft ($-1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ bei „Randluft B“). Ursache dieser Differenz ist die wesentlich stärkere winterliche Abkühlung der Ödenwinkel-Randluft im Vergleich zum Kitzsteinhorn. Eine vergleichsweise rasche Abkühlung während der ersten Wintermonate sowie häufige kurzfristige Temperaturänderungen deuten auf das Eindringen winterlicher Kaltluft hin, welche entweder durch Ventilationseffekte in der Randluft bzw. durch das Ausbleiben einer ausreichend stark isolierenden Schneebedeckung zurückzuführen sind.

Am Kitzsteinhorn wurde in keinem der drei Beobachtungsjahre (2016-18) innerhalb der Randluft ein deutlicher Temperaturabfall während der Wintermonate verzeichnet. Dies weist auf eine signifikante, frühzeitige Schneebedeckung hin und deutet - im Gegensatz zum Ödenwinkel - auf eine frühzeitige und langanhaltende Entkopplung von direkten atmosphärischen Einflüssen hin. Der

mögliche Grund für die unterschiedliche Wintertemperaturentwicklung in den Randlüften im Ödenwinkel bzw. am Kitzsteinhorn könnte in ihren unterschiedlichen Öffnungsweiten zu finden sein. Der sehr schmalen Randluft am Kitzsteinhorn (typische Öffnungsweiten 0.5 bis 3 m) stehen im Ödenwinkel Randlüfte mit etwa doppelt so großen Öffnungsweiten entgegen, welche den Aufbau einer ausreichend isolationsfähigen Schneedecke erschweren bzw. Luftzirkulation begünstigen.

Unterschiedliche Wintertemperaturen führen nicht nur zu einem Abweichen der Durchschnittstemperaturen, sondern auch zu einer unterschiedlichen Temperaturvariabilität. Am Kitzsteinhorn schwankten die Temperaturen in einer Randlufttiefe von 7 m innerhalb des dreijährigen Beobachtungszeitraums (2016-18) um nur $1.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ - wobei der Großteil dieser Schwankungsbreite auf einen kurzen Kaltlufteinbruch im Oktober 2016 zurückgeführt werden kann. Im Ödenwinkel wurden hingegen innerhalb nur eines Jahres (2019) in einer Randlufttiefe von 5 m Schwankungen von $5.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ gemessen.

39

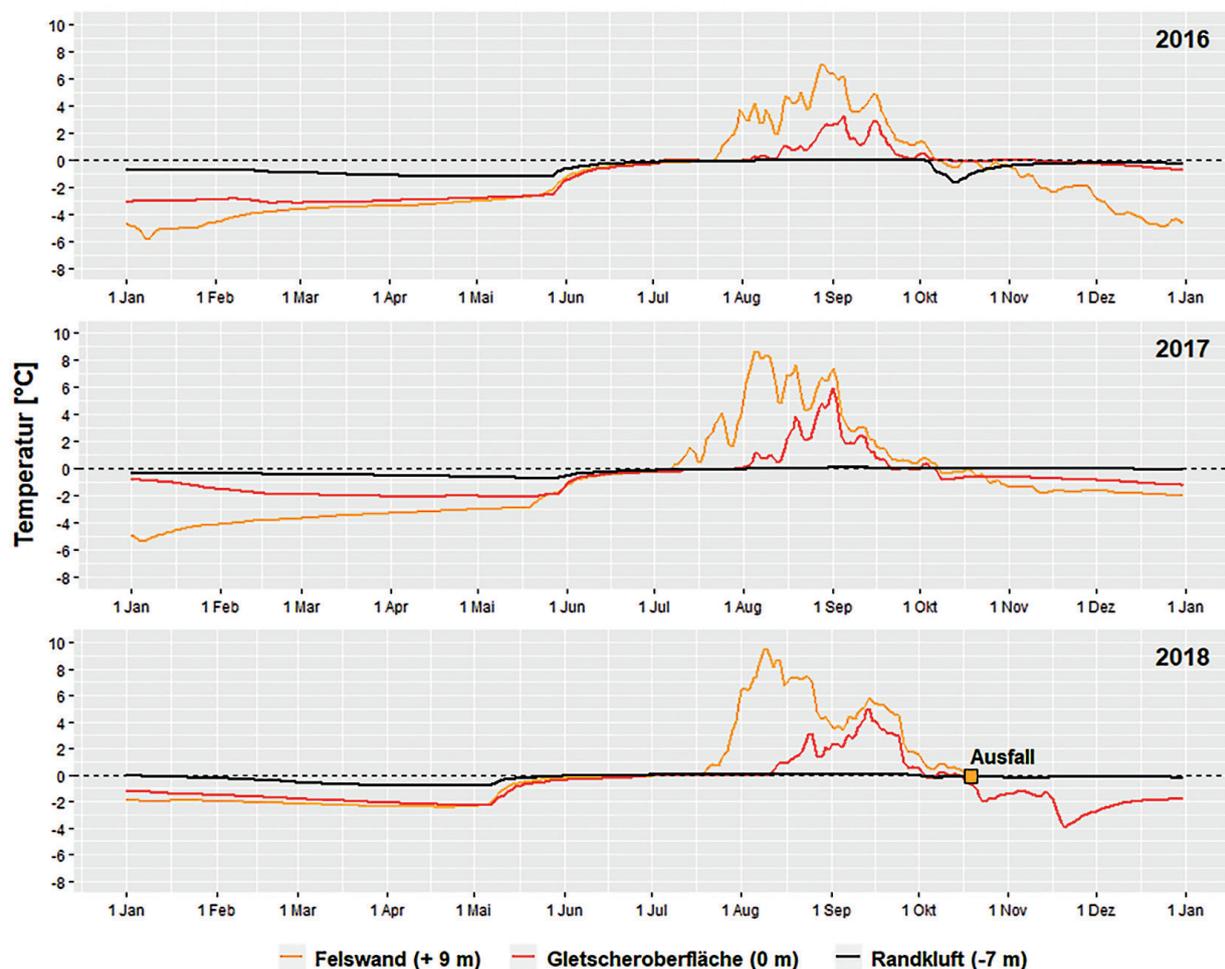


Abbildung 34: Randluft-Felstemperaturen am Referenzstandort Kitzsteinhorn. Im Gegensatz zur Randluft am Ödenwinkel wurden innerhalb der Kitzsteinhorn-Randluft keine winterlichen Kaltlufteinbrüche beobachtet. Alle angegebenen Temperaturen wurden in 0.8 m tiefen Bohrlöchern gemessen. Die vertikale Distanz zur Gletscheroberfläche ist in Klammern angegeben.

3.3.3 Felsstabilitätsmodellierung

Laborversuche

Die ermittelten Laborkennwerte des Zentralgneises fasst Tabelle 9 (MA Kapitel 5.1) zusammen:

| Sample (dimension) | Dry bulk density 1 [g/cm ³] | Dry bulk density 2 [g/cm ³] | Apparent bulk density [g/cm ³] | Usable pore space [%] | Water absorption [%] |
|-----------------------------|---|---|--|-----------------------|----------------------|
| E1 to E10 (Ø 5 cm x 10 cm) | 2.63 ± 0.00 | 2.63 ± 0.01 | 2.66 ± 0.00 | 0.96 ± 0.07 | 0.37 ± 0.03 |
| S1 to S11 (Ø 5 cm x 2.5 cm) | 2.64 ± 0.01 | 2.64 ± 0.07 | 2.66 ± 0.01 | 0.84 ± 0.12 | 0.32 ± 0.04 |

Determination by immersion weighing to DIN EN 1097-6 (2005) - Appendix | Determination by measuring with a caliper gauge

Tabelle 9: Ergebnisse der Dichte-, Porenraum- und Wasseraufnahme-Versuche des Zentralgneises.

Die Spaltzugfestigkeitstests ergaben Werte von 7.66 ± 1.20 MPa (ungefroren) bzw. 8.23 ± 1.05 MPa (gefroren). Damit liegt die gefrorene Spaltzugfestigkeit um 7.5 % über der ungefrorenen (Abbildung 35).

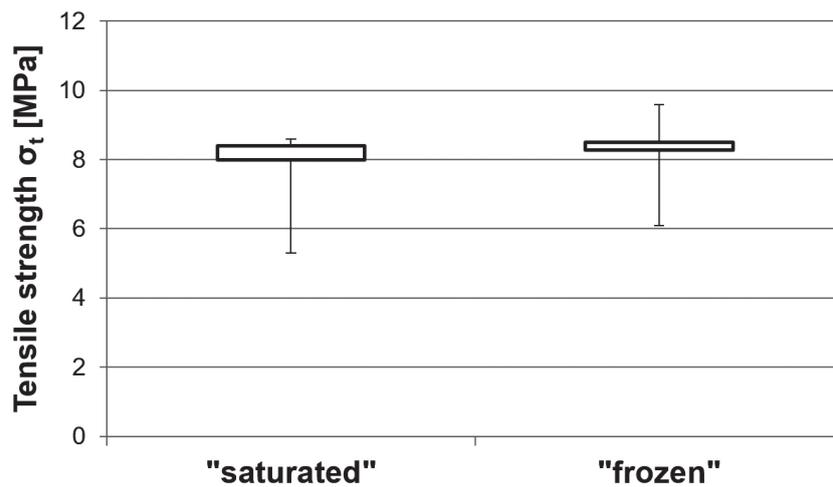


Abbildung 35: Spaltzugfestigkeit von gesättigtem (ungefrorenem) und gefrorenem Zentralgneis.

Die Tests für einaxiale Druckfestigkeit sowie V- und E-Modul zeigen ähnliche, wenngleich etwas weniger deutliche Tendenzen: Mit 113 ± 3 MPa liegt der Wert der einaxialen Druckfestigkeit leicht über dem ungefrorenen von 111 ± 11 MPa (Abbildung 36).

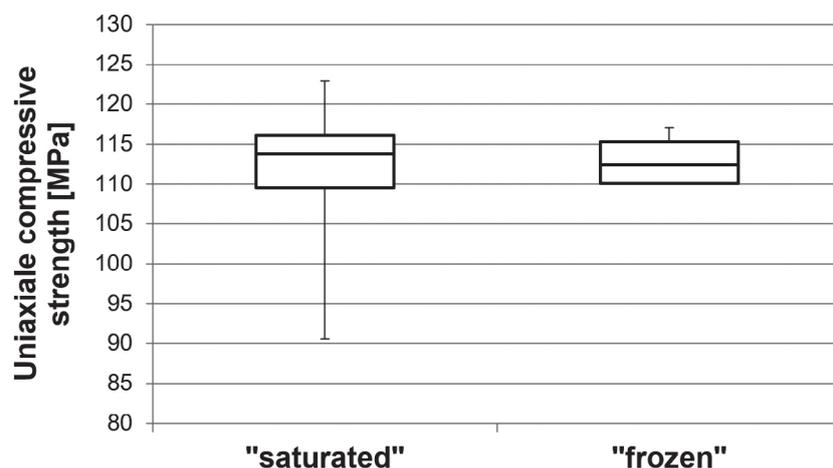


Abbildung 36: Ergebnisse der einaxialen Druckversuche von gesättigtem/ungefrorenem (n=5) und gefrorenem Zentralgneis (n=4).

In der Ermittlung von E- und V-Modul liegen die Werte der gefrorenen Proben leicht über denen der ungefrorenen. Für die gefrorenen Proben ergibt sich ein Mittelwert des E-Moduls von 42 ± 2 GPa und für den V-Modul von 31 ± 4 GPa. Im ungefrorenen Zustand weist der Zentralgneis einen

E-Modul von 41 ± 1 GPa und einen V-Modul von 31 ± 2 GPa auf. Abbildung 37 zeigt die Ergebnisse der Laborversuche. Für die Modellierung wurde für den intakten, ungefrorenen Felsen ein E-Modul von 40.5 GPa und für den gefrorenen Felsen von 42.0 GPa angesetzt.

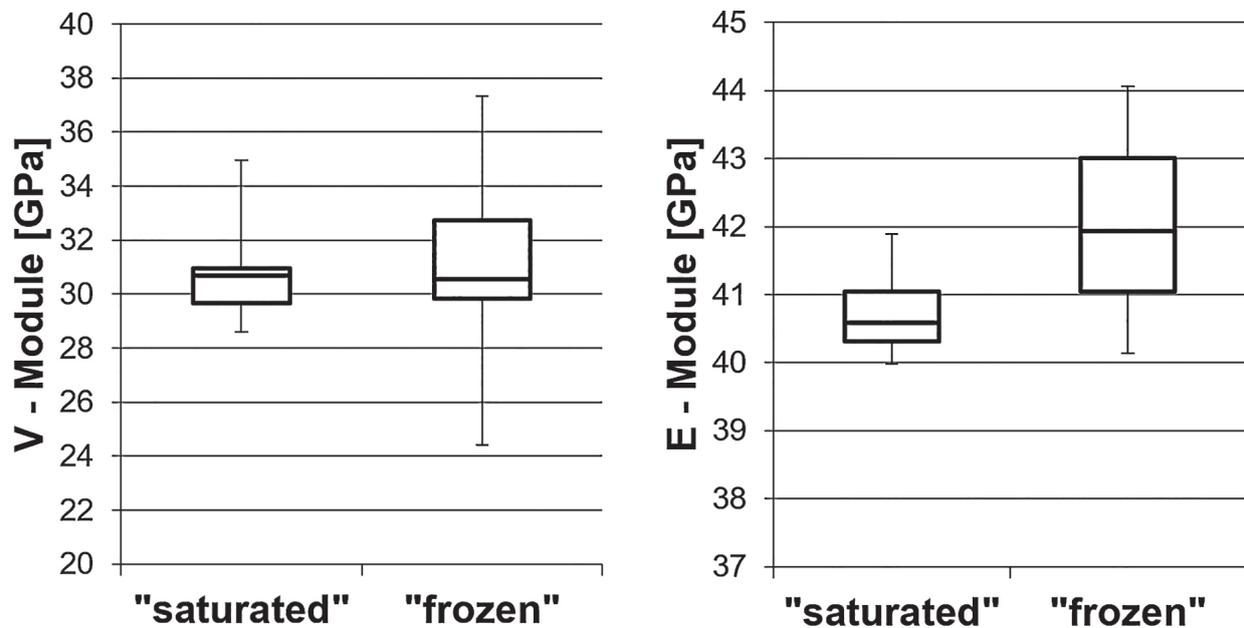


Abbildung 37: Ergebnisse der V- und E-Moduli von gesättigtem/ungefrorenem (n=4) und gefrorenem Zentralgneis (n=3).

Die Ergebnisse der Triaxial-Tests lassen sich im p-q-Diagramm widerspruchsfrei in ein Bruchkriterium mit einem Bestimmtheitsmaß $R^2 = 0.99$ zusammenfassen. Es ergibt sich für den intakten Zentralgneis ein innerer Reibungswinkel φ_i von 47.4° und eine Kohäsion c_i von 20.5 MPa. Die Ergebnisse

der Triaxial-Tests in Kombination mit denen der einaxialen Druckfestigkeit und der Zugfestigkeit zeigt Abbildung 38 (MA Abb. 5-7). Die Lage dieser Tests auf der Ausgleichsgeraden unterstützt das abgeleitete Bruchkriterium.

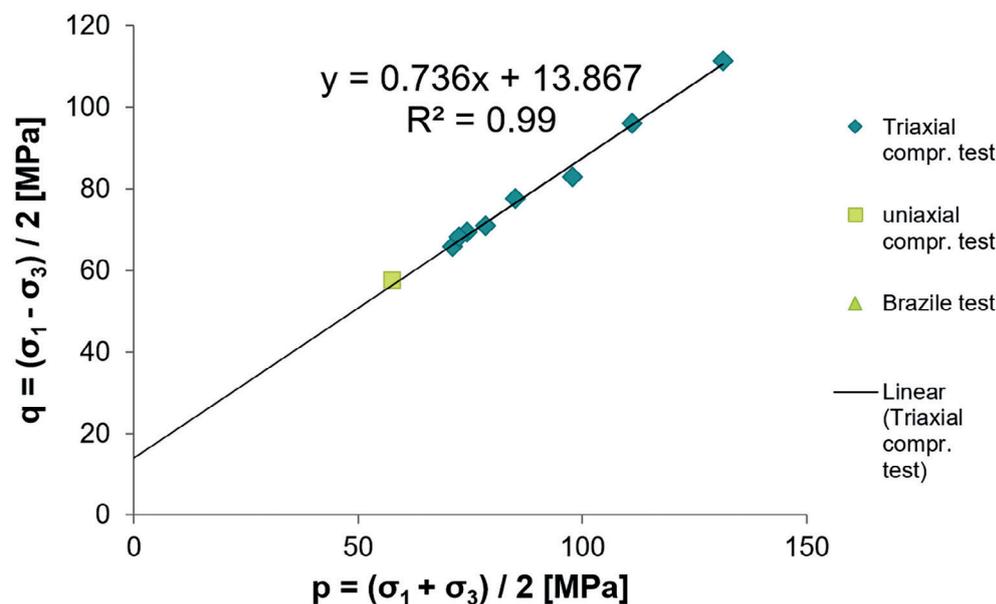


Abbildung 38: Auswertung von Triaxial-Test, einaxialen Druck- und Spaltzugversuchen im p-q-Diagramm.

Tabelle 10 fasst die Ergebnisse aller Laborversuche zusammen und markiert die unmittelbar in der Modellierung genutzten Parameter mit „direct“. Mit

„indirect“ markierte Parameter gehen nur über die Integration in vorgeschaltete Berechnungen in die Modelle ein.

| Laboratory Test | Sample | Parameter | Unit | unfrozen | frozen | n (unfrozen) | n (frozen) | Model Input |
|---------------------------|--|--------------------------------------|-------------------|------------|-----------|--------------|------------|------------------------|
| Density Determination | Cylinder E1 to E10 (Ø 5cm x 10cm) | Dry Bulk Density ¹ | g/cm ³ | 2.63±0.00 | - | 10 | | Indirect (unit weight) |
| | | Dry Bulk Density ² | g/cm ³ | 2.63±0.01 | - | | | |
| | | Apparent Bulk Density | g/cm ³ | 2.66±0.00 | - | | | |
| | | Usable Pore Space | % | 0.96±0.07 | - | | | |
| | | Water Absorption | % | 0.37±0.03 | - | | | |
| | Disk S1 to S11 (Ø 5cm x 2.5cm) | Dry Bulk Density ¹ | g/cm ³ | 2.64±0.01 | - | 11 | | |
| | | Dry Bulk Density ² | g/cm ³ | 2.64±0.07 | - | | | |
| | | Apparent Bulk Density | g/cm ³ | 2.66±0.01 | - | | | |
| | | Usable Pore Space | % | 0.84±0.12 | - | | | |
| | | Water Absorption | % | 0.32±0.04 | - | | | |
| Brazilian Test | Disk S1 to S11 (Ø 5cm x 2.5cm) | Tensile Strength | MPa | 7.66±1.20 | 8.23±1.05 | 5 | 6 | - |
| | | Uniaxial Compressive Strength | MPa | 110.6±10.8 | 113.0±3.0 | 5 | 4 | direct |
| Uniaxial Compression Test | Cylinder E1; E2; E3; E6; E8; T1; T2; T3; T5 (Ø 5cm x 10cm) | Young's Modulus | GPa | 40.8±0.7 | 42.1±1.6 | 4 | 3 | indirect |
| | | Deformation Modulus | GPa | 31.0±2.2 | 31.0±3.9 | 5 | 4 | - |
| | | Poisson's Ratio | - | 0.23±0.07 | 0.13±0.02 | 4 | 3 | indirect |
| | | Internal Friction Angle ³ | ° | 47.4 | - | | | - |
| Triaxial Compression Test | Cylinder T4; T6; T9 (Ø 5cm x 10cm) | Internal Friction Angle ³ | ° | 46.1 | - | | | - |
| | | Internal Cohesion ⁴ | MPa | 20.5 | - | | | - |
| | | Internal Cohesion ⁴ | MPa | 21.1 | - | | | - |
| | | Hoek-Brown Constant m _i | - | 18.76 | - | | | indirect |
| | | Young's Modulus | GPa | 37.7±6.6 | - | | | - |
| | | Poisson's Ratio | - | 0.26±0.06 | - | | | - |
| | | | | | | 3 (8 tests) | | |

Tabelle 10: Zusammenfassung der Laborergebnisse und Eingangsparameter numerische Modellierung.

Auswertung Oberflächen-Geometrie

| Joint Set | Orientation (Dip Direction / Dip) of the individual joints | Derived orientation for the numerical model |
|-----------|--|---|
| J1 | 351 / 79 | 008 / 78 |
| | 049 / 80 | |
| | 034 / 73 | |
| | 017 / 80 | |
| | 004 / 78 | |
| J2 | 053 / 51 | 057 / 51 |
| | 083 / 34 | |
| | 067 / 48 | |
| | 066 / 50 | |
| | 053 / 61 | |
| | 047 / 52 | |
| | 071 / 37 | |
| | 027 / 64 | |
| | 059 / 63 | |
| | 049 / 54 | |
| | 069 / 48 | |
| | 052 / 46 | |
| | 035 / 64 | |

Die oberflächennahen Kluftorientierungen wurden auf Basis hochaufgelöster Geländedaten durchgeführt. Es zeigten sich zwei Haupt-Kluftsets J1 und J2, deren Ableitung und Orientierung Tabelle 11 abbildet. Die Kluftsets J1 und J2 gehen wie in Kapitel 3.2.3 beschrieben ins numerische Modell ein.

43

Tabelle 11: Ergebnisse der Auswertung der Kluftorientierung im Bereich des Hohen Kastens.

Modellierung

Homogenes Kontinuumsmodell

Die Berechnungsergebnisse (FoS bzw. CSRF) der Modelle mit homogenen Gebirgseigenschaften zeigen einen CSRF („critical strength reduction factor“), der für das historische Szenario (Gletscherstand 1850) am höchsten ist und von da an mit zeitlich späteren Szenarien sinkt (Abbildung 39).

Die größte Veränderung findet zwischen den Szenarien 1850 und heute statt (10 %). Von heute zum Szenario „Zukunft“ sinkt der CSRF lediglich um weitere 2 %. Es zeigt sich, dass die Szenarien mit Permafrost-Linse etwas stabiler als die komplett ungefrorenen sind.

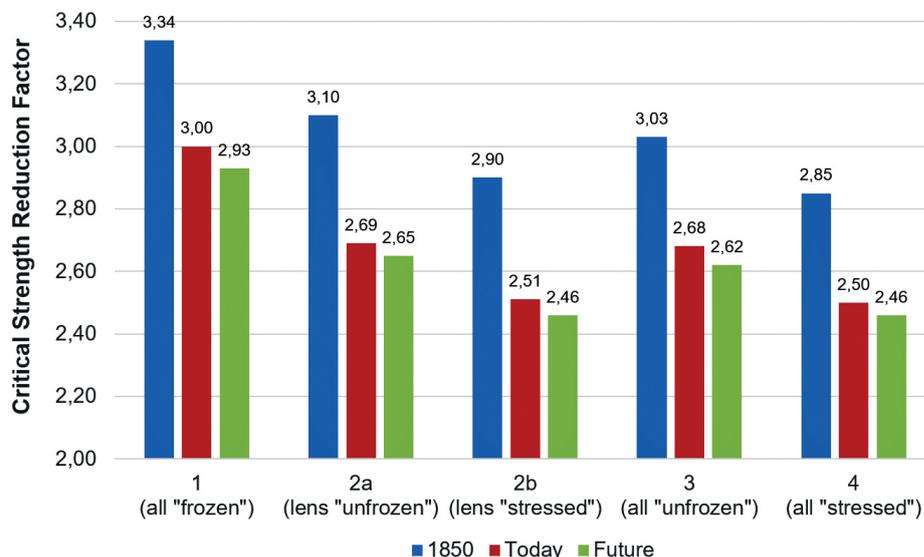


Abbildung 39: CSRF für die 15 klimaabhängigen Grund-szenarien ohne integrierte Klüfte.

Die grafische Auswertung der Modellierung zeigt ein typisches Versagensbild eines tiefgründigen Gleitkreises (hier exemplarisch Modell 3.1 mit einem CSRF von 2.93).

44

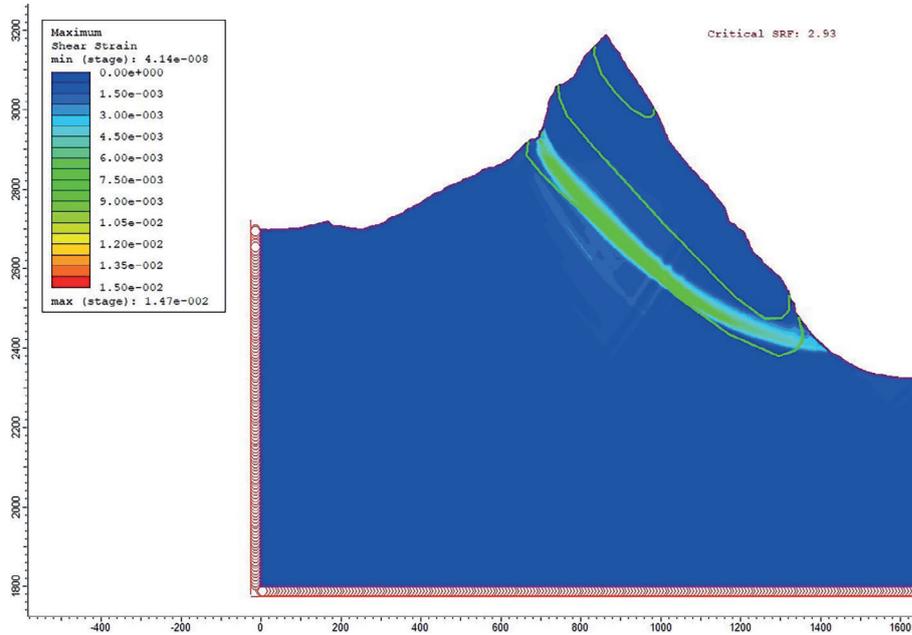


Abbildung 40: Ein typisches Versagensmuster der Grund-szenarien ohne integrierte Klüfte (Beispiel hier Szenario 3.1; hellere Farben zeigen größere Dehnungen an und damit die Fläche, die bei Verringerung der Felsparameter versagensrelevant wird).

Kontinuumsmodell mit implizit integrierten Klüften

Im Vergleich zum reinen Kontinuumsmodell zeigen die CSRFs der Modelle mit implizit integrierten Klüften etwas weniger klare Trends: Die CSRFs von

Szenario 1 zeigen große Ähnlichkeit, für die Szenarien 2b bis 4 zeigt sich jeweils eine Verringerung von 1850 zu heute. (Abbildung 41).

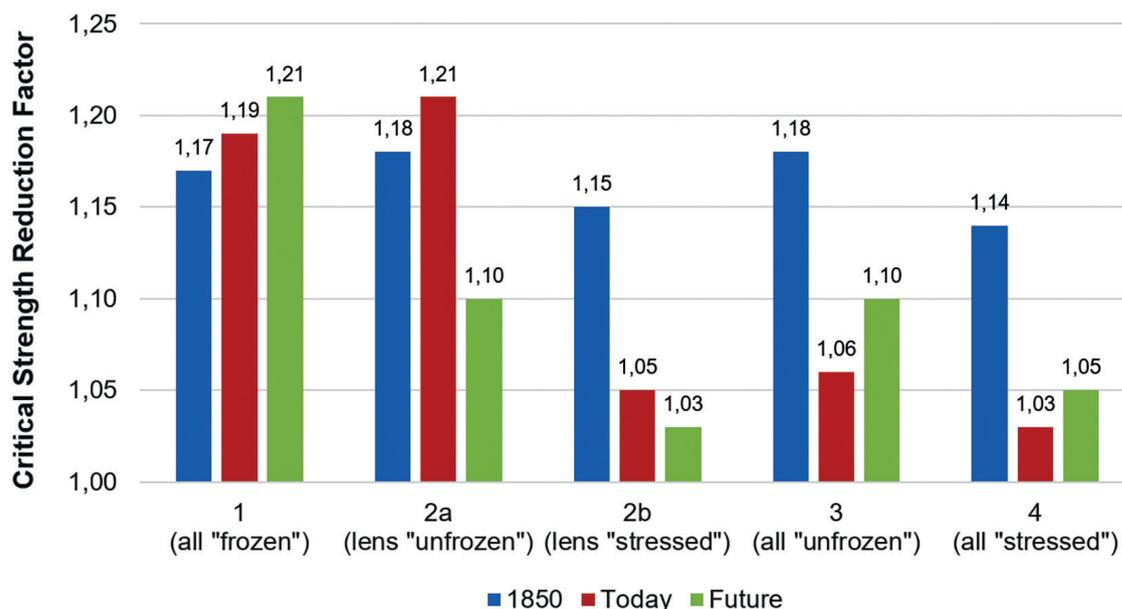


Abbildung 41: Berechnete CSRFs für die Grund-szenarien mit implizit integrierten Klüften.

Die grafische Evaluierung der Berechnungen zeigt verschiedene Effekte: Ab einem GSI von etwa 60 für die oberflächennahe, geklüftete Schicht gehen die Versagensformen von oberflächennahem zu tiefgründigem Versagen über - was dem Verhalten des homogenen Modells entspricht. In den Varianten mit oberflächennahem Versagen zeigen sich für die jeweiligen Szenarien geringfügig unterschiedliche Ver-

sagensmuster: Für den Gletscherstand 1850 treten Bewegungen ausschließlich in der Nordflanke auf (Abbildung 42A). Mit heutigem Gletscherstand ergeben sich für komplett gefrorene Bedingungen Bewegungen in der Nord- und Südflanke (Abbildung 42B), im Szenario mit Permafrostlinse beschränken sich die Bewegungen wieder auf die Nordflanke (Abbildung 42C), in allen anderen Szenarien mit heutigem Gletscherstand treten stärkere Bewegungen in der Südflanke auf (Abbildung 42D). Die Szenarien ohne Gletscher (Zukunft) verhalten sich ähnlich, mit Bewegungsmustern in beide Richtungen (Abbildung 42E).

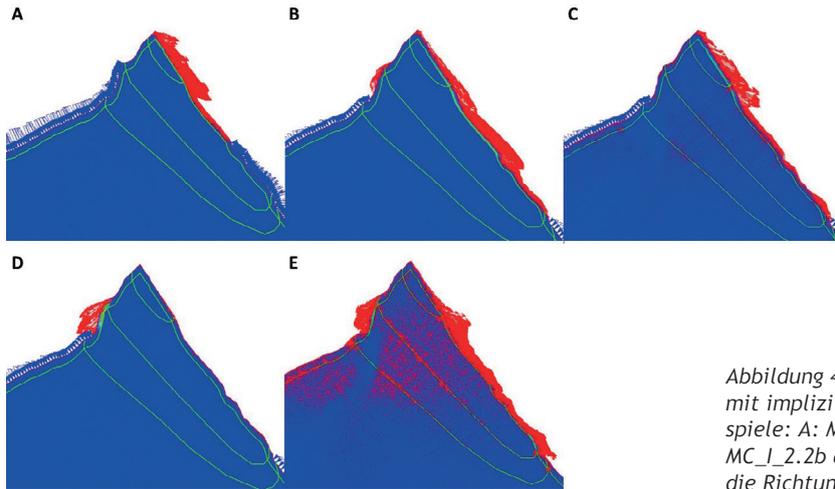


Abbildung 42: Versagensmuster der Grundszenarien mit implizit integrierten Klüften (dargestellte Beispiele: A: MC_I_1.2a; B: MC_I_2.1; C: MC_I_2.2a; D: MC_I_2.2b and E: MC_I_3.2b (die roten Pfeile zeigen die Richtung und den Betrag der Verschiebungen an).

Die Variantenstudien der weiteren Parameter für die implizit integrierten Klüfte ergeben die in Tabelle 12 zusammengefassten Ergebnisse.

Für weitere Details der Auswertungen sei auf die entsprechenden Kapitel der zu Grunde liegenden Masterarbeit verwiesen.

| Influence of ... | Maximum decrease of the determined CSRF values | Influence on the failure pattern | Comment |
|--|--|----------------------------------|--|
| Mesh | 71 % | No | Some large fluctuations depending on the settings! |
| Scenario | 15 % | Yes | Failure pattern depending on model structure. |
| GSI value outside | 81 % | Yes | From GSI 60 shear runway through complete rock structure. |
| Calculation method of the equivalent Mohr-Coulomb parameters | 32 % | No | Difference especially to the calculation method of Hoek et al. 2002 large. |
| Estimated depth of the shear run H | 59 % | No | Linear decrease of CSRF with decreasing depth of shear plane H |
| Inner GSI | 7 % | Conditioned | At the lowest tested GSI value of 30 the complete rock structure fails. |
| Material model elastic-perfectly plastic | 55 % | No | - |
| Stress Field | 14 % | No | - |
| Thickness of the loosening zone | 51 % | Yes | Lower CSRF values with increasing thickness. |

Tabelle 12: Zusammenfassung der Einflussfaktoren für die CSRFs und Bewegungsmuster der Modelle mit implizit integrierten Klüften.

Kontinuumsmodell mit explizit integrierten Klüften

Die 15 Szenarien mit explizit integrierten Klüften wurden mit den gezeigten Input-Parametern berechnet, Abbildung 43 (MA 5-36) zeigt die sich ergebenden CSRFs. In fast allen Szenarien sinkt

der CSRF mit dem Rückgang von Gletschern und Permafrost. Der Vergleich der Verformungsmuster mit jenen der implizit integrierten Klüfte zeigt gute Übereinstimmung für alle Szenarien.

46

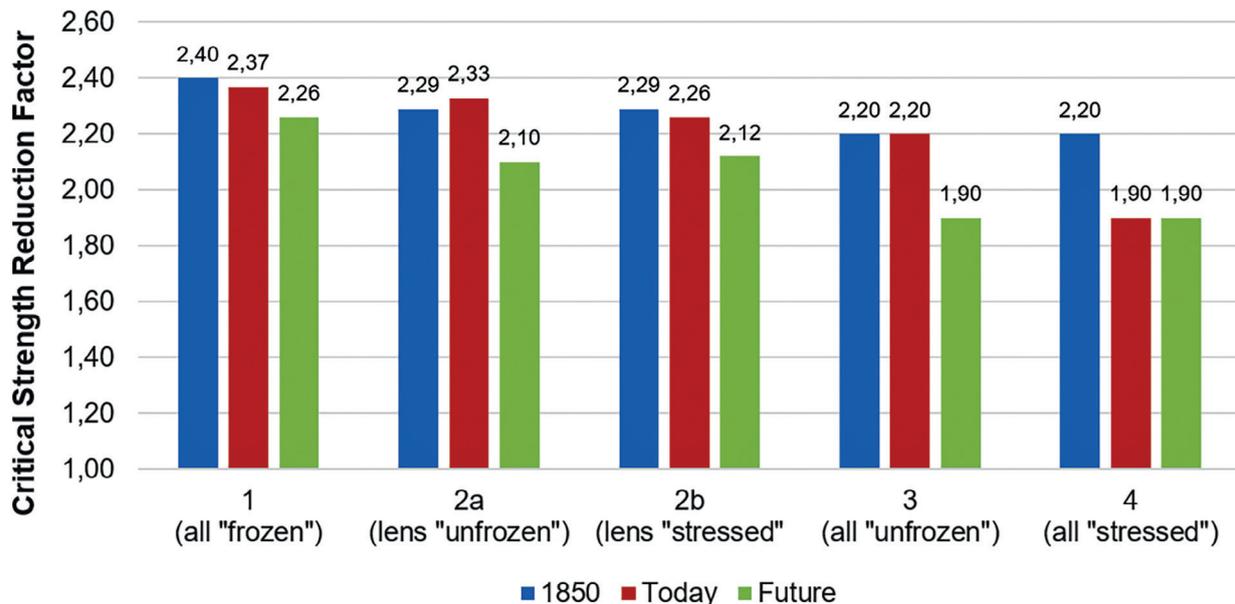


Abbildung 43: Berechnete CSRFs der Modelle mit explizit integrierten Klüften.

Im Fall der explizit integrierten Klüfte ergeben sich für die Variantenstudie die in Tabelle 13 (MA 5-9) zusammengefassten Ergebnisse.

| Influence of ... | Maximum decrease of the determined CSRF values | Influence on the failure pattern | Comment |
|---------------------------------|--|----------------------------------|--|
| Scenario | 21 % | Yes | Failure patterns as with implicitly integrated joints. |
| GSI value outside | 62 % | Yes | Failure patterns as with implicitly integrated joints. |
| Persistence of Joints | 46 % | No | CSRF for high persistency not calculable with FEM. |
| Joint Length | - | No | Small influence |
| Joint Spacing | - | No | Small influence |
| Joint Properties | 1 % | No | Small influence |
| Material Model | 27 % | No | Higher values when using the elastic-perfectly plastic Material model for the rock mass. |
| Stress Field | 14 % | No | Tendency with higher stress field factor also higher CSRF values. |
| Thickness of the loosening zone | 74 % | Yes | At H = 15 m the shear plane runs through the entire rock structure, otherwise deformations exclusively in the outer layer. |

Tabelle 13: Zusammenfassung der Einflussfaktoren für die CSRFs und Bewegungsmuster der Modelle mit explizit integrierten Klüften.

3.3.4 Klima-Monitoring

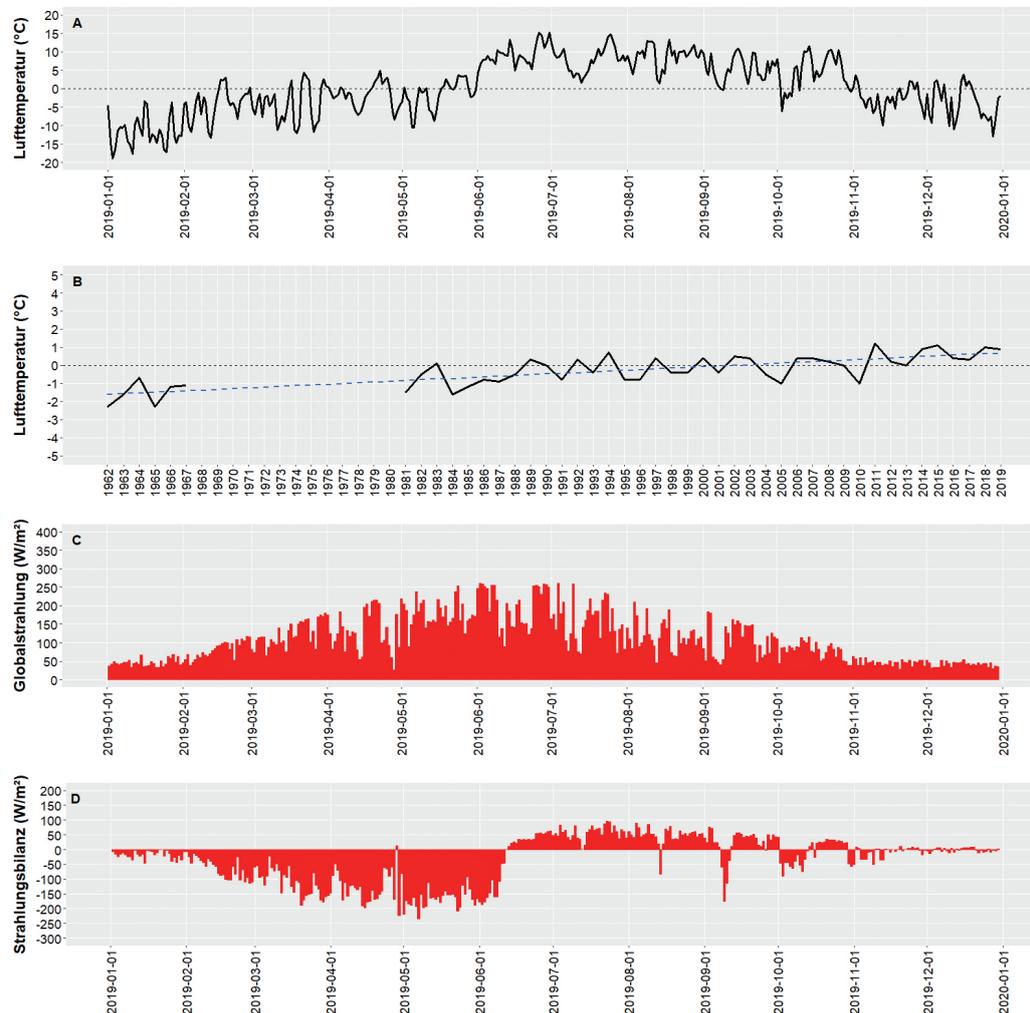


Abbildung 44: Lufttemperatur- und Strahlungswerte. (A) Tagesmittelwerte der Lufttemperatur im Jahr 2019 an der Wetterstation ‚Hoher Sand‘. (B) Jahresmittelwerte der Lufttemperatur an der Wetterstation ‚Rudolfshütte‘ für den Zeitraum 1962-2019. (C und D) Tagesmittelwerte der Globalstrahlung und Strahlungsbilanz im Jahr 2019 an der Wetterstation ‚Hoher Sand‘.

Die Lufttemperaturmessung an der im Rahmen des Projekts errichteten Wetterstation ‚Hoher Sand‘ (2 650 m müA) ergab für das Kalenderjahr 2019 einen Durchschnittswert von 0.5°C . Die niedrigsten Werte wurden Anfang Jänner (-18.8°C) gemessen, die höchsten Ende Juni (15.3°C) (Abbildung 44A). An der knapp 3 km nordwestlich gelegenen ZAMG-Wetterstation ‚Rudolfshütte‘ (2 317 m müA) zeigt sich in den letzten Jahrzehnten ein signifikanter Erwärmungstrend. Während die Jahresdurchschnittstemperaturen bis in die späten 1980er durchgehend im negativen Bereich angesiedelt waren, wurden vor allem in den letzten beiden Jahrzehnten überwiegend positive Jahresdurchschnittstemperaturen gemessen (ZAMG 2020) (Abbildung 44B).

Die Strahlungsmessung an der Wetterstation ‚Hoher Sand‘ ergab im Jahr 2019 eine gemittelte Ein-

strahlleistung von 110 W/m^2 , was einem Jahreseintrag von 964 kWh/m^2 entspricht (Abbildung 44C). Die Strahlungsbilanz im selben Zeitraum war leicht negativ (-33 W/m^2) (Abbildung 44D), was vermutlich auf die (reliefbedingte) Erfassung von reflektierter Strahlung aus der Umgebung der Wetterstation zurückzuführen ist.

Die Niederschlags- und Schneehöhenmessung war im Jahr 2019 mit technischen Defekten verbunden, die eine vollständige Aufzeichnung der beiden Parameter verhinderte. Für das Jahr 2020 geplante Adaptionen der Wetterstation (Austausch der Bodenplatte des Niederschlagskübels, Austausch des Ultraschallsensors zur Schneehöhenmessung) sollen in Zukunft eine vollständige Erfassung aller Parameter ermöglichen.

4 Synthese

Volumina und räumliche Verteilung der in der Beobachtungsperiode (2008-2019) identifizierten Felsstürze zeigen eine signifikante Abhängigkeit von Lithologie und Höhenstufe (vgl. Kapitel 3.3.1). Im kompakten Granitgneis des Granatspitzkerns (westliches Untersuchungsgebiet) wurde eine markante Häufung größerer Felsstürze beobachtet. Diese könnte auf das Vorhandensein steil stehender Kluftscharen zurückzuführen sein, die die Bildung und schlussendlich das Versagen von großen, oftmals langgestreckten Kluftkörpern begünstigen. In den flächenmäßig größeren Felswandbereichen der Riffeldecke wurden hingegen vergleichsweise wenige Felsstürze beobachtet. Dies könnte auf die in diesen Bereichen potenziell bevorzugte Bildung kleiner Kluftkörper zurückzuführen sein, deren Volumina unter dem Erfassungsschwellenwert (100 m^3) der vorliegenden Untersuchung liegen. Die geringe Felssturzakktivität in den im Durchschnitt höher gelegenen Felsbereichen der Riffeldecke könnte jedoch auch durch die beobachtete signifikante Abnahme der Felssturzakktivität mit der Höhe erklärt werden, die nachfolgend diskutiert wird.

Hohe Felssturzakktivität entlang aktueller Vereisungsgrenze

Vier Felsstürze (33 % des Gesamtvolumens) befanden sich zum Erfassungszeitpunkt in direkter Eisrandlage, darunter das größte im Beobachtungszeitraum registrierte Ereignis (6.762 m^3). Die Auswertung historischer Orthofotografien ergab, dass vier weitere identifizierte Ablösebereiche (19 % des Gesamtvolumens) noch im Jahr 1974 in direktem Kontakt zum Gletscher standen. Auf Grund der dokumentierten leichten klimatischen Abkühlung während der 1970er Jahre (Auer et al. 2014) ist davon auszugehen, dass es zwischen 1974 und dem Beginn der 1980er Jahre zu keinem nennenswerten Rückgang der Vereisung in den Rückwandbereichen kam. Am benachbarten Stubacher Sonnblickkees von 1974-1981 gemessene positive Gletschermassenbilanzen legen im Gegenteil sogar den Schluss nahe, dass es in den Rückwandbereichen zu einer geringfügigen Intensivierung der Vereisung während dieser Periode gekommen sein könnte (Slupetzky 2015). Zusammenfassend kann somit festgehalten werden, dass das Felssturzvolumen der Beobachtungsperiode (2008-2019) zu rund einem Drittel einer direkten Eisrandlage entstammt und sich ein weiteres Fünftel in Bereichen gelöst hat, die erst im Verlauf der letzten 35-40 Jahren (also seit den frühen 1980er Jahren) eisfrei wurden. Vergleiche der Gletscherstände zwischen 1974 und 2019 zeigen, dass sich die durchschnittliche Seehöhe des Eisrandes in diesem Zeitraum um rund 20 m verringerte, wobei eine Felsfläche von rund 120.000 m^2

ausaperte. Mehr als die Hälfte (53 %) des gesamten Felssturzvolumens der Beobachtungsperiode (2008-2019) entstammt somit einem relativ schmalen Saum entlang der aktuellen Vereisungsgrenze, welcher nur etwa 6 % der gesamten Wandfläche ausmacht.

Partnerstudie am Kitzsteinhorn

Die Analyseergebnisse weisen deutliche Parallelen zu aktuellen Langzeitbeobachtungen am Kitzsteinhorn auf (Hartmeyer et al. 2020a; Hartmeyer et al. 2020b), wo im Rahmen eines hochaufgelösten Felswandmonitorings mittels Laserscanning (2011-2017) hohe Steinschlagraten in gletschernahen Felswandbereichen festgestellt wurden. Rund 60 % des gesamten Steinschlagvolumens stammte dabei aus Bereichen die weniger als 10 m über der aktuellen Gletscheroberfläche liegen, etwa 75 % entfielen auf die ersten 20 m über der Gletscheroberfläche. Zwischen der Studie am Kitzsteinhorn und der vorliegenden Ödenwinkel-Studie bestehen jedoch wesentliche Unterschiede, die einen direkten Vergleich erschweren: (i) die untersuchte Felsfläche am Kitzsteinhorn betrug nur rund ein Zehntel der Ödenwinkel-Felsfläche, (ii) die Lithologien am Kitzsteinhorn (Kalkglimmerschiefer) und im Ödenwinkel (Granitgneis, Riffeldecke) weisen signifikante Unterschiede auf, (iii) der Gletscherrückgang war im Ödenwinkelkees auf Grund der lokal stark verstärkten Abschattung (Horizontüberhöhung) und dem wandflächenbedingt verstärkten Eintrag von Lawinenschnee wesentlich geringer als am Kitzsteinhorn, (iv) der Fokus der beiden Studien lag auf unterschiedlichen Bereichen des Magnitudenspektrums; während das hochaufgelöste Monitoring am Kitzsteinhorn einen Erfassungsschwellenwert von 0.1 m^3 erlaubte, betrug dieser Wert im Rahmen der vorliegenden Ödenwinkel-Studie 100 m^3 . Ganz besonders der letztgenannte Punkt unterstreicht den erheblichen Skalenunterschied, aber gleichzeitig auch den Komplementärcharakter der beiden Langzeit-Monitoringstudien: Während am Kitzsteinhorn erstmals eine unmittelbare Reaktion auf den aktuellen Gletscherrückgang auf der Magnitudenebene des Steinschlags nachgewiesen wurde (99 % der registrierten Ereignisse hatte Volumina $< 100 \text{ m}^3$), erfolgte im Rahmen der vorliegenden Ödenwinkel-Studie nun (erstmalig) der systematische Nachweis, dass auch Felsstürze ($> 100 \text{ m}^3$) vermehrt in kürzlich entgletscherten Bereichen auftreten.

Wirkt der rückschmelzende Gletscher als glaziale Stützmauer?

Die identifizierte hohe Felssturztätigkeit in gletschernahen Wandabschnitten legt den Schluss

nahe, dass der Übergang von eisbedeckten zu eisfreien Verhältnissen einen wesentlichen destabilisierenden Einfluss ausübt. Als prominenter Auslöser von Massenbewegungen in kürzlich entgletscherten Wandbereichen wird häufig das Wegfallen des glazialen Stützmauereffekts („glacial debuttressing“) genannt (McColl 2012; McColl und Davies 2013). Dieser Mechanismus scheint für Massenbewegungen in Folge des Rückgangs großer, talfüllender Vereisungen eine wesentlich geeignetere Erklärung zu liefern, als für die im Rahmen der vorliegenden Studie beobachteten Felsstürze. Zwischen der Ausaperung und dem Auftreten der Felsstürze besteht aber eine meist erhebliche (offensichtlich mehrjährige) Latenzzeit, die mit dem Verlust eines Stützmauereffekts nicht in Einklang zu bringen ist. Zum anderen existieren im Großteil des Untersuchungsgebietes tiefreichende Randluftsysteme, die Gletschereis und Rückwand physisch trennen und damit - zumindest in der Nähe der Gletscheroberfläche - einen direkten Stützmauereffekt verhindern.

Das Temperaturregime der Randluft

Der mit dem raschen Gletscherrückgang einhergehende Übergang von isothermen Randluftbedingungen hin zu den für freie Felswände typischen hochvariablen Temperaturverhältnissen könnte hingegen eine wesentlich plausiblere Ursache für die hohe Felssturzaktivität in der Nähe der Gletscheroberfläche darstellen (als es der etwaige Verlust des glazialen Stützmauereffekts tut). Die im Randluftbereich in 0.8 m tiefen Bohrlöchern durchgeführten Felstemperaturmessungen zeigen ein deutliches Abnehmen der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen mit zunehmender Randlufttiefe (vgl. Kapitel 3.3.2). Während auf Höhe der Randluftlippe noch deutliche saisonale Schwankungen von 13.5 °C (-6.6 bis +6.9 °C) gemessen wurden, betragen diese in einer Randlufttiefe von 5 m nur noch 5.7 °C (-3.9 bis +1.8 °C). Extrapoliert man diesen Trend in größere Randlufttiefen, so ist für diese Bereiche mit einer weiteren Dämpfung der Jahresamplitude und ununterbrochenen Minustemperaturen zu rechnen. Diese Annahme wird durch Felstemperaturmessungen am Referenzstandort Kitzsteinhorn bestätigt, die in Randlufttiefen von 7 m bzw. 15 m ausschließlich knappe Minustemperaturen mit geringfügigen jahreszeitlichen Schwankungen (1-2 °C) ergaben.

Destabilisierung in ausgeaperten Felswänden

In Folge des Gletscherrückgangs kommt es in den ausgeaperten Felswandbereichen zu einer markanten Umstellung der thermischen Bedingungen. Durch die Exponierung gegenüber ausgeprägten jahreszeitlichen Temperaturschwankungen ist mit

der Entstehung signifikanter thermomechanischer Spannungen zu rechnen, die insbesondere entlang kritisch vorgestresster Trennflächen stabilitätsrelevant sein können (Gischig et al. 2011a, 2011b). In den ausgeaperten Bereichen ist darüber hinaus mit der Bildung einer tiefgreifenden Auftauschicht zu rechnen, deren Entwicklung in der Randluft noch durch die gletschereisbedingte Abschirmung unterdrückt wurde. Die resultierende saisonale Erwärmung der dauergefrorenen Bereiche wirkt sich nachteilig auf die fels- und eismechanischen Eigenschaften aus und führt potenziell zur Verstärkung von Deformations- und Scherprozessen entlang oberflächennaher Trennflächensysteme (Davies et al. 2001; Krautblatter et al. 2013). Hier können sommerliche Wärmeimpulse Eisdeformationen und die Entwicklung von Scherbrüchen an Fels-Eis-Grenzen bewirken, welche schlussendlich zu einer kritischen Reduktion der Festigkeit der Felsmasse führen können (Dikau et al. 2019).

Die im Rahmen der vorliegenden Studie durchgeführten numerischen Modellierungen (Kapitel 3.3.3) untermauern die stabilitätsmindernde Wirkung des Gletscher- und Permafrostrückgangs. Die mit einem reinen Kontinuumsmodell abgebildeten Szenarien zeigen die Gesamtstabilität der Felsflanke, die durch Temperaturveränderungen verringert wird. Zieht man die Modellierung mit explizit integrierten (oberflächennahen) Klüften heran, zeigt sich eine mit Gletscher- und Permafrostrückgang einhergehende Stabilitätsabnahme von 4-12 %. Besonders der GSI (der die Klüftigkeit der Felsmasse beschreibt) und die Tiefe der Auflockerungszone zeigten dabei einen entscheidenden Einfluss auf die Stabilität und das Versagensmuster.

Die Randluft als Kinderstube künftiger Felsstürze?

Rekonstruktionen der jüngeren Klimageschichte ergaben, dass die Gletscher der Hohen Tauern wahrscheinlich zuletzt im Mittelholozän (vor 6.000 bis 10.000 Jahren) eine geringere Ausdehnung hatten als heute (Auer et al. 2014). Die aktuell beobachtete Ausaperung von Felswänden entlang des oberen Gletscherrandes beendet somit aller Wahrscheinlichkeit nach eine Jahrtausende lange isotherme Beeinflussung, wodurch den beschriebenen destabilisierenden Faktoren (Auftauschichtbildung, thermomechanische Spannungen) wodurch ein besonders destruktives Potenzial verliehen werden könnte. Von großer Bedeutung könnte in diesem Zusammenhang das Wirken vorbereitender Faktoren innerhalb der Randluft sein. Hohe Wasserverfügbarkeit und dauerhafte Minustemperaturen könnten innerhalb der Randluft zu intensiver Verwitterung durch Eissegregation führen.

Eissegregation

Eissegregation beschreibt einen Forstverwitterungsmechanismus, der zur Bildung kleiner Eislinien in permeablem Festgestein führt. Ein Temperaturgradient im Gestein induziert dabei eine Saugspannung, die zur Migration von ungefrorenem, unterkühltem Wasser durch den Porenraum des Gesteins in Richtung einer Gefrierfront führt. Das sich dort anlagernde Wasser führt zum Wachstum eines Segregationseiskörpers, welcher zu Mikrobrüchen im Gestein und zur Erweiterung des Trennflächengefüges beiträgt. Im Gegensatz zur Frostverwitterung durch Wasser-zu-Eis-Volumenexpansion ist für effektive Eissegregation keine komplette Wassersättigung des Porenraums erforderlich. Ebenso ist kein rasches Gefrieren, sondern ein konstant negatives Temperaturregime notwendig (Dikau et al. 2019). Längere Zeit wurde dabei davon ausgegangen, dass Temperaturen zwischen -3 und -8 °C den idealen Rahmen für Eissegregation bilden („frost cracking window“) (Anderson 1998). Aktuelle Feld- und Laborstudien fanden jedoch bereits bei Temperaturen knapp unterhalb des Gefrierpunktes hohe Eissegregationsraten, was darauf hindeutet, dass auch außerhalb des „frost cracking window“ effiziente Eissegregation möglich ist.

50

Im Gestein (über Jahrtausende hinweg) wachsendes Segregationseis hätte zunächst keine unmittelbar destabilisierende Wirkung. Nach der Ausaperung der betroffenen Bereiche käme es jedoch zu einer Erwärmung bzw. einem Ausschmelzen des gebildeten Segregationseises, was in signifikanter Weise zur Destabilisierung und damit zur beobachteten Zunahme gletschnaher Felsstürze beitragen könnte. In der Randkluft wirkende vorbereitende Faktoren könnten somit in entscheidendem Ausmaß das heutige Felssturz-Verteilungsmuster steuern. Ob und in welchem genauen Ausmaß die Randkluft tatsächlich als „Kinderstube“ zukünftiger Felsstürze fungiert, ist derzeit Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen am Referenzstandort Kitzsteinhorn. Mittels aufwändiger akustischer Emissionsmessungen wird dort aktuell der Versuch unternommen, die Intensität der Eissegregation in und außerhalb von Randkluftbereichen zu quantifizieren.

Permafrostrückgang als Treiber der hohen Felssturzaktivität?

Neben der beschriebenen Häufung von Felsstürzen in unmittelbarer Gletschnähe wurde eine markante Konzentration von Ablösebereichen in niedrigeren Höhenlagen (< 2.900 m müA) festgestellt, die

außerhalb der Vereisungsgrenzen der letzten Jahre bzw. Jahrzehnte liegen. Insgesamt sieben Felsstürze mit einem Gesamtvolumen von rund 11.500 m³ - d.h. fast die Hälfte des Gesamtvolumens - sind dieser Kategorie zuzuordnen. Der Lithologiewechsel innerhalb der untersuchten Felswände (Riffeldecke in Höhenlagen, Granitgneis in Tiefenlagen) bietet für diese auffällige Zonierung keine hinreichende Erklärung, da selbst innerhalb der niedriger gelegenen Granitgneis-Felswände eine deutliche Abnahme der Felssturzaktivität mit der Höhe evident ist. Viel mehr könnte die beobachtete Felssturz-Häufung in niedrigen Höhenlagen (< 2.900 m müA) mit Verteilung und Rückgang des Permafrosts im Zusammenhang stehen. Vorliegende Permafrostmodelle gehen für die untersuchten Felswände von Permafrostbedingungen aus (Schrott et al. 2012; Boeckli et al. 2012). In steilen Nordlagen etwa ist ab Höhenlagen von rund 2.500 m müA mit Permafrost zu rechnen, in West- und Ostlagen liegt die Permafrostuntergrenze auf Grund verstärkter direkter Sonneneinstrahlung hingegen in größerer Höhe (Abbildung 45). Die unteren Regionen der untersuchten Felswände repräsentieren somit in etwa die Permafrostuntergrenze mit vermutlich warmen Permafrosttemperaturen knapp unter 0 °C, wohingegen in den höheren Regionen des Untersuchungsgebietes deutlich kühlere Permafrosttemperaturen zu erwarten sind.

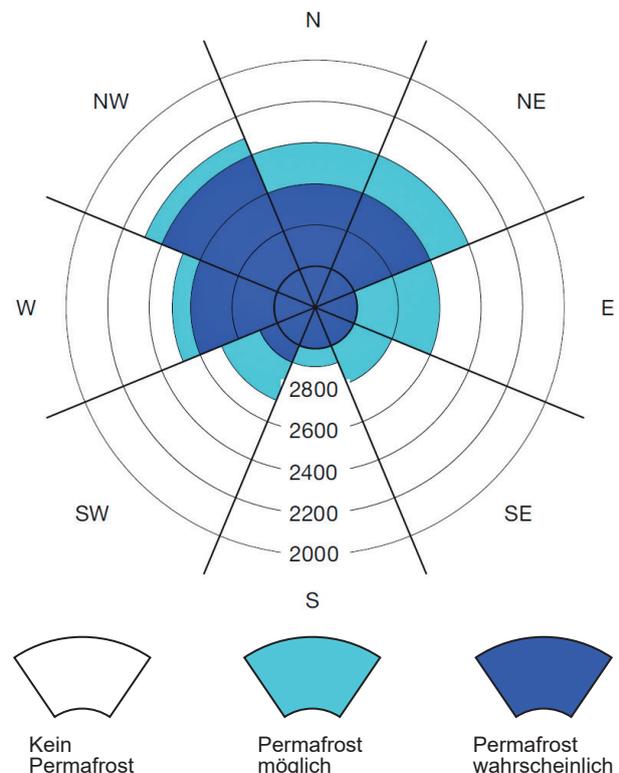


Abbildung 45: Diagramm zur Abschätzung der Permafrostwahrscheinlichkeit klassifiziert nach Exposition und Höhenlage (Bommer 2009), vereinfacht nach den Faustregeln von (Haeblerli 1975).

Permafrost in Felswänden reagiert auf Grund lokalspezifischer Einflussfaktoren (z.B. geringe Schneelage, niedriger Eisgehalt) besonders sensibel auf Veränderungen der Lufttemperatur (Magnin et al. 2015). Besonders stabilitätsrelevant ist dabei die saisonale Entwicklung der Permafrost-Auftaumächtigkeit. Das sommerliche Vordringen der Auftaumächtigkeit in überdurchschnittlich große Tiefen – beispielsweise während der Hitzesommer 2003 und 2015 – gilt in diesem Zusammenhang als prominenter Auslöser zahlreicher Felsstürze (Ravel et al. 2017). Die Permafrost-Auftaumächtigkeit variiert stark in Abhängigkeit von Exposition, Höhenlage, Abschattung, Schneelage und Klufwassertransport und kann innerhalb des Untersuchungsgebietes auf Grund des Fehlens tiefer Bohrlöcher nicht direkt

gemessen werden. Wertvolle Anhaltspunkte liefern jedoch am Referenzstandort Kitzsteinhorn seit mehreren Jahren durchgeführte kontinuierliche Temperaturmessungen in bis zu 30 m tiefen Bohrlöchern. Nordlagen in einer Höhe von 3.000 m müA zeigen dabei maximale Permafrost-Auftaumächtigkeiten von 3-4 m, die in der Regel Ende August bzw. Anfang September erreicht werden (Abbildung 46). Mit steigender Höhe ist auf Grund abnehmender Lufttemperaturen mit einer deutlichen Abnahme der sommerlichen Auftaumächtigkeit zu rechnen. Mit abnehmender Höhe sind hingegen eine deutlich größere Auftaumächtigkeit, wärmere Permafrosttemperaturen und instabileres (duktileres) Klufteis zu erwarten (PERMOS 2019; Mamot et al. 2018; Davies et al. 2001).

51

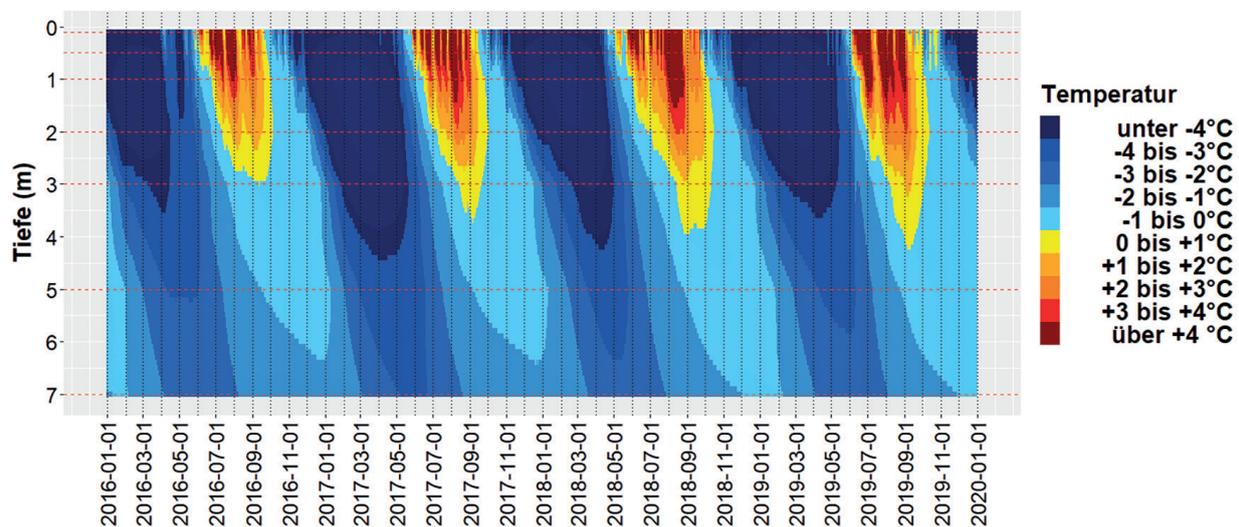


Abbildung 46: Vierjährige Temperaturreihe (2016-19) des 30 m tiefen Bohrlochs B2 in der Nordflanke des Kitzsteinhorns (Darstellung auf die obersten 7 m beschränkt). Die maximale saisonale Mächtigkeit der Auftautiefe variierte im Beobachtungszeitraum von 3.0-4.2 m. Seehöhe der Bohrlochöffnung: 2 985 m müA. Strichlierte, horizontale Linien repräsentieren die Sensortiefen.

Mit zunehmender Seehöhe verringert sich Versagenstiefe und Auftaumächtigkeit

Die durchschnittliche Felssturz-Versagenstiefe lag im Rahmen der vorliegenden Studie bei 4.0 m, die durchschnittliche Höhe der Ablösebereiche betrug 2.936 m müA. Die am Kitzsteinhorn auf 3.000 m müA gemessenen Auftaumächtigkeitsmaxima (3-4 m) zeigen dabei eine auffallende Ähnlichkeit mit den höhenpezifischen Versagenstiefen der vorliegenden Studie – in vergleichbaren Höhenlagen (2.900-3.100 m müA) betrug im Ödenwinkel die durchschnittliche Versagenstiefe 3.2 m. In den untersuchten Felswänden des Ödenwinkels wurde darüber hinaus mit steigender Höhe eine geringfü-

gige, aber dennoch signifikante Abnahme der Versagenstiefen festgestellt (Abbildung 28), welche in auffallender Weise mit der vielfach beobachteten höhenbedingten Abnahme der Permafrost-Auftaumächtigkeit korreliert (PERMOS 2019). Im Einklang mit diesem Trend wurde in den oberen Höhenstufen nicht nur eine geringere Felssturz-Mächtigkeit, sondern auch generell eine geringere Felssturz-Anzahl registriert. In Höhenlagen > 3.100 m müA beispielsweise, wurden trotz großer Flächenanteile (41 % der Gesamtfläche) nur sieben Felsstürze identifiziert, wovon sechs Felsstürze West- bzw. Ostlagen (größere Auftaumächtigkeit) entstammten. Die im Untersuchungsgebiet dominierenden, kühleren Nordlagen (geringere Auftaumächtigkeit) waren in dieser Höhenstufe hingegen deutlich unterrepräsentiert, was einmal mehr auf eine verstärkte De-

stabilisierung in relativ warmen Lagen hindeutet. Die numerischen Modellierungen weisen in Einklang mit den Auswertungen der Felsstürze auf einen signifikanten Einfluss von zunehmenden Auftau- und Auflockerungsschichten hin.

Klimawandel wird hochalpine Felssturzaktivität weiter verstärken

52

In Summe weist die Analyse der Felssturzaktivität auf einen klaren Zusammenhang mit Zustandsänderungen im Permafrost hin, wobei insbesondere der sommerlichen Permafrost-Auftaumächtigkeit ein stabilitätskritischer Einfluss zuzukommen scheint. Die identifizierte Häufung von Felsstürzen in warmen Permafrostlagen mit größeren Auftaumächtigkeiten ist konsistent mit Studienergebnissen aus den Westalpen. Von der Arge Alp unterstützte Untersuchungen aus den Schweizer Alpen deuten auf eine spätsommerliche Häufung von Felsstürzen in Bereichen mit warmem Permafrost hin (Höhenlagen um 3.000 m müA) (Kenner und Phillips 2017). Die Auswertung eines mehr als 100 Jahre umfassenden Massenbewegungsinventars aus der Schweiz, Frankreich und Italien scheint eine Konzentration von Felsstürzen entlang der unteren Permafrostgrenze zu bestätigen (Fischer et al. 2012). Bei den genannten Untersuchungen handelt es sich um regionale Studien, die die Massenbewegungsaktivität auf Skalenniveau ganzer Gebirgsmassive untersuchen. Die vorliegende Langzeit-Studie aus dem Ödenwinkel ist somit die bis dato erste Studie, die eine höhendifferenzierte Destabilisierung durch Permafrostdegradation nicht nur auf regionaler Ebene, sondern auch auf dem Skalenniveau einer einzelnen Felswand nachweisen konnte.

Zukünftige Herausforderungen für hochalpine Infrastrukturen

Diese Erkenntnis verbessert unser Prozessverständnis signifikant und ist von entscheidender Bedeutung für die Anpassung von Risikoanalysen in hochalpinen Räumen - welche vor allem im Kontext der rasch voranschreitenden Klimaerwärmung von

großer Bedeutung ist. In den kommenden 30 Jahren wird für Österreich ein Temperaturanstieg von weiteren 1.5 °C prognostiziert (APCC 2014). Permafrost- und Gletscherausdehnung werden signifikant zurückgehen. Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts wird sich die Gletscherfläche in den Alpen auf etwa ein Fünftel der heutigen Fläche reduzieren (Zemp et al. 2006). Die damit einhergehende erhöhte Felssturzaktivität stellt Betreiber und Planer hochalpiner Infrastrukturen vor große Herausforderungen, die nur auf Basis einer umfassenden und qualitativ hochwertigen Datengrundlage zu bewältigen sind. Die im Rahmen der vorliegenden Studie gewonnenen Erkenntnisse tragen in diesem Zusammenhang zu einem wesentlich verbesserten Prozessverständnis bei und liefern eine essentielle Grundlage für die (zukünftige) Adaption von Risikoanalysen in hochalpinen Räumen.

5 Wissenschaftlicher Output

Publikationen (peer-reviewed)

Hartmeyer, I.; Delleske, R.; Keuschnig, M.; Krautblatter, M.; Lang, A.; Schrott, L.; Otto, J.-C. (2020a): Current glacier recession causes significant rockfall increase: The immediate paraglacial response of deglaciating cirque walls. In: Earth Surface Dynamics Discussions 2020, S. 1-25. DOI: 10.5194/esurf-2020-8.

Hartmeyer, I.; Keuschnig, M.; Delleske, R.; Krautblatter, M.; Lang, A.; Schrott, L.; Otto, J.-C. (2020b): 6-year LiDAR survey reveals enhanced rockwall retreat and modified rockfall magnitudes/frequencies in deglaciating cirques. In: Earth Surface Dynamics Discussions 2020, S. 1-23. DOI: 10.5194/esurf-2020-9.

Medienarbeit

Landes-Medienzentrum Salzburg: Gesicherte Daten über unsichere Felszonen, 24.4.2018, Filmbeitrag.

Salzburger Nachrichten: Arge Alp arbeitet an Felssturz-Frühwarnsystem im Pinzgau, 24.04.2018, Zeitungsartikel.

Servus TV: Magazin PM Wissen (Episode 7), 22.11.2018, TV-Beitrag.

Salzburger Nachrichten: Sie blicken in die Kinderstube der Felsstürze, 22.10.2019, Zeitungsartikel.

Landes-Medienzentrum Salzburg: Problemzonen im Hochgebirge unter Beobachtung, 17.5.2020, Filmbeitrag.

ORF2: Salzburg Heute, 23.05.2020, TV-Beitrag.

Kurier: Klimawandel lässt die Alpen bröckeln, 30.5.2020, Zeitungsartikel.

Die Presse: Null Risiko ist unmöglich, 19.7.2020, Zeitungsartikel.

Servus TV: Magazin PM Wissen: Warum sind Nordwände so steil und gefährlich?, 8.10.2020, TV-Beitrag.

Wissenschaftliche Abschlussarbeiten

Rau, M. (2019): Stability Assessment of a Large Alpine Rock Wall under Climatically Changing Conditions by Means of a Continuum Model using the Eiskögele North Face (Hohe Tauern) as an Example. Masterarbeit, TU München, 150 Seiten.

Tagungsbeiträge

Hartmeyer, I., Keuschnig, M., Fegerl, L., Valentin, G., Helfricht, K., Otto, J.-C. (2017): Long-term monitoring of climate-sensitive cirques in the Hohe Tauern range. 6th International Symposium for Research in Protected Areas 2017, Salzburg, Österreich.

Otto, J.-C., Dörfler, M., Keuschnig, M. (2018): Patterns and origin of debris cover of the Oedenwinkelkees glacier, Hohe Tauern, Austria. EGU General Assembly 2018, Wien, Österreich, Geophysical Research Abstracts Vol. 20, EGU2018-12956.

Wissenschaftliche Symposien

ARGE-ALP-Workshop: Felsstürze in gletschernahen Bereichen - Einflussfaktoren, Auslösemechanismen und Schlussfolgerungen für die Praxis. 18.-19. September 2019, Rudolfshütte, Salzburg, Österreich.

6 Literaturverzeichnis

54

- APCC (2014): Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014 (AAR14). Austrian Panel on Climate Change (APCC). Hg. v. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Wien, Österreich.
- Atkinson, Barry Kean (1982): Subcritical crack propagation in rocks: theory, experimental results and applications. In: *Journal of Structural Geology* 4 (1), S. 41-56. DOI: 10.1016/0191-8141(82)90005-0.
- Auer, I.; Foelsche, U.; Böhm, R.; Chimani, B.; Haimberger, L.; Kerschner, H. et al. (Hg.) (2014): *Vergangene Klimaänderung in Österreich*. In: Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014 (AAR14). Austrian Panel on Climate Change (APCC). Wien: Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften.
- Auer, L.; Feichtner, A.; Steinhäusler, F.; Delleske, R.; Keuschnig, M. (2018): Swarm-technology for Large-area Photogrammetry Survey and Spatially Complex 3D Modelling. In: *International Journal of Latest Research in Engineering and Technology (IJLRET)* 4 (9), S. 33-39.
- Barlow, John; Lim, Michael; Rosser, Nick; Petley, David; Brain, Matthew; Norman, Emma; Geer, Melanie (2012): Modeling cliff erosion using negative power law scaling of rockfalls. In: *Geomorphology* 139-140, S. 416-424. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.11.006.
- Battle, W. R. B.; Lewis, W. V. (1951): Temperature Observations in Bergschrunds and Their Relationship to Cirque Erosion. In: *The Journal of Geology* 59 (6), S. 537-545. DOI: 10.1086/625910.
- Bennett, G. L.; Molnar, P.; Eisenbeiss, H.; McDell, B. W. (2012): Erosional power in the Swiss Alps: characterization of slope failure in the Illgraben. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 37 (15), S. 1627-1640. DOI: 10.1002/esp.3263.
- Boeckli, L.; Brenning, A.; Gruber, S.; Noetzli, J. (2012): A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. In: *The Cryosphere* 6 (1), S. 125-140. DOI: 10.5194/tc-6-125-2012.
- Bommer, Christian (Hg.) (2009): *Bauen im Permafrost. Ein Leitfaden für die Praxis*. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft. Birmensdorf: WSL.
- Carrivick, J. L.; Geilhausen, M.; Warburton, J.; Dickson, N. E.; Carver, S. J.; Evans, A. J.; Brown, L. E. (2013): Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. In: *Geomorphology* 188, S. 83-95. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.03.029.
- Carrivick, Jonathan L.; Berry, Katie; Geilhausen, Martin; James, William H.m.; Williams, Christopher; Brown, Lee E. et al. (2015): Decadal-scale changes of the ödenwinkelkees, central Austria, suggest increasing control of topography and evolution towards steady state. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 97 (3), S. 543-562. DOI: 10.1111/geoa.12100.
- Clark, JI.; Phillips, R. (2003): Centrifuge modelling of frost heave of arctic gas pipelines. In: *Permafrost - 8th International Conference*.
- Dahlström, L-O. (1992): *Rock Mechanical Consequences of Refrigeration*.
- Davidson, G. P.; Nye, J. F. (1985): A photoelastic study of ice pressure in rock cracks. In: *Cold Regions Science and Technology* 11 (2), S. 141-153.
- Davies, C. R. Michael; Hamza, Omar; Harris, Charles (2001): The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. In: *Permafrost and Preiglacial Processes* (12), S. 137-144. DOI: 10.1002/ppp.
- Dikau, Richard; Eibisch, Katharina; Eichel, Jana; Meßenzehl, Karoline; Schlummer-Held, Manuela (2019): *Geomorphologie*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Dussauge, Carine; Grasso, Jean-Robert; Helmstetter, Agnès (2003): Statistical analysis of rock-fall volume distributions: Implications for rock-fall dynamics. In: *J. Geophys. Res.* 108 (B6). DOI: 10.1029/2001JB000650.
- Dussauge-Peisser, Carine; Helmstetter, Agnès; Grasso, Jean-Robert; Hantz, D.; Desvarreux, P.; Jeannin, M.; Giraud, A. (2002): Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2, S. 15-26.
- Dwivedi, R.D; Soni, A.K; Goel, R.K; Dube, A.K (2000): Fracture toughness of rocks under sub-zero temperature conditions. In: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 37 (8), S. 1267-1275. DOI: 10.1016/S1365-1609(00)00051-4.

- Dwivedi, RD.; Singh, PK.; Singh, D. P. (1998): Compressive strength and tensile strength of rocks at sub-zero temperature. In: *Indian Journal of Engineering & Materials Sciences* 5, S. 43-48.
- Fellin, W. (2013): Einführung in Eis-, Schnee- und Lawinenmechanik. Dordrecht: Springer (SpringerLink). Online verfügbar unter <http://site.ebrary.com/lib/alltitles/docDetail.action?docID=10780146>.
- Fischer, L.; Purves, R. S.; Huggel, C.; Noetzi, J.; Haerberli, W. (2012): On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12 (1), S. 241-254. DOI: 10.5194/nhess-12-241-2012.
- Fischer, Luzia; Amann, Florian; Moore, Jeffrey R.; Huggel, Christian (2010): Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland). In: *Engineering Geology* 116 (1-2), S. 32-43. DOI: 10.1016/j.enggeo.2010.07.005.
- Gardner, James S. (1987): Evidence for Headwall weathering zones, boundary glacier, Canadian Rocky Mountains. In: *Journal of Glaciology* 33 (113).
- Gillespie, C. S. (2015): Fitting Heavy Tailed Distributions: The powerLaw Package. In: *Journal of Statistical Software* 64 (2).
- Gischig, Valentin S.; Moore, Jeffrey R.; Evans, Keith F.; Amann, Florian; Loew, Simon (2011a): Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 1. Conceptual study of a simplified slope. In: *J. Geophys. Res.* 116 (F4). DOI: 10.1029/2011JF002006.
- Gischig, Valentin S.; Moore, Jeffrey R.; Evans, Keith F.; Amann, Florian; Loew, Simon (2011b): Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 2. The Randa rock slope instability. In: *J. Geophys. Res.* 116 (F4). DOI: 10.1029/2011JF002007.
- Glamheden, R.; Lindblom, U. (2002): Thermal and mechanical behaviour of refrigerated caverns in hard rock. In: *Tunnelling and Underground Space Technology* 17 (4), S. 341-353. DOI: 10.1016/S0886-7798(02)00029-9.
- Gruber, S.; Haerberli, W. (2007): Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. In: *J. Geophys. Res.* 112 (F2), S. 301. DOI: 10.1029/2006JF000547.
- Günzel, Friederike K. (2008): Shear strength of ice-filled rock joints.
- Haerberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Zürich.
- Haerberli, W. (1992): Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. In: *Permafrost and Preiglacial Processes* 3, S. 111-124.
- Haerberli, Wilfried (2014): Snow and ice-related hazards, risks and disasters. 1st edition. Waltham MA: Elsevier.
- Hallet, B. (2006): Geology. Why do freezing rocks break? In: *Science (New York, N.Y.)* 314 (5802), S. 1092-1093. DOI: 10.1126/science.1135200.
- Hallet, B.; Walder, J. S.; Stubbs, C. W. (1991): Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: Verification from an experimental study using acoustic emissions. In: *Permafrost and Periglac. Process.* 2 (4), S. 283-300.
- Hartmeyer, I.; Delleske, R.; Keuschnig, M.; Krautblatter, M.; Lang, A.; Schrott, L.; Otto, J.-C. (2020a): Current glacier recession causes significant rockfall increase: The immediate paraglacial response of deglaciating cirque walls. In: *Earth Surface Dynamics Discussions* 2020, S. 1-25. DOI: 10.5194/esurf-2020-8.
- Hartmeyer, I.; Keuschnig, M.; Delleske, R.; Krautblatter, M.; Lang, A.; Schrott, L.; Otto, J.-C. (2020b): 6-year LiDAR survey reveals enhanced rockwall retreat and modified rockfall magnitudes/frequencies in deglaciating cirques. In: *Earth Surface Dynamics Discussions* 2020, S. 1-23. DOI: 10.5194/esurf-2020-9.
- Heritage, George L.; Large, Andrew R. G. (2009): *Laser Scanning for the Environmental Sciences // Laser scanning for the environmental sciences.* Oxford: Wiley-Blackwell.
- Höck, V.; Pestal, G. (1994): *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000.* Wien: Geologische Bundesanstalt.
- Inada, Y.; Yokota, K. (1984): Some studies of low temperature rock strength. In: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 21 (3), S. 145-153. DOI: 10.1016/0148-9062(84)91532-8.

- IPA (2020): What is Permafrost? International Permafrost Association. Online verfügbar unter <https://ipa.arcticportal.org/publications/occasional-publications/what-is-permafrost>, zuletzt geprüft am 17.06.2020.
- IPCC (2014): Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- IPCC (2019): High Mountain Areas. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.
- Irwin, George R. (1958): Fracture. In: S. Flügge (Hg.): Elasticity and Plasticity / Elastizität und Plastizität, 3 / 6. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg (Handbuch der Physik / Encyclopedia of Physics, 0085-140X, 3 / 6), S. 551-590.
- Johnson, W. D. (1904): The Profile of Maturity in Alpine Glacial Erosion. In: The Journal of Geology 12 (7), S. 569-578.
- Kemeny, J. (2003): The Time-Dependent Reduction of Sliding Cohesion due to Rock Bridges Along Discontinuities: A Fracture Mechanics Approach. In: Rock Mechanics and Rock Engineering 36 (1), S. 27-38. DOI: 10.1007/s00603-002-0032-2.
- Kenner, Robert; Phillips, Marcia (2017): Fels- und Bergstürze in Permafrost Gebieten: Einflussfaktoren, Auslösemechanismen und Schlussfolgerungen für die Praxis. Schlussbericht Arge Alp Projekt.
- Keuschnig, M.; Krautblatter, M.; Hartmeyer, I.; Fuss, C.; Schrott, L. (2017): Automated Electrical Resistivity Tomography Testing for Early Warning in Unstable Permafrost Rock Walls Around Alpine Infrastructure. In: Permafrost and Periglac. Process. 28 (1), S. 158-171. DOI: 10.1002/ppp.1916.
- Konrad, J-M; Morgenstern, N. R. (1982): Prediction of frost heave in the laboratory during transient freezing. In: Canadian Geotechnical Journal 19 (3), S. 250-259.
- Körner, H.; Ulrich, R. (1965): Geologische und felsmechanische Untersuchungen für die Gipfelstation der Seilbahn Eibsee - Zugspitze. In: Geologica Bavaria 55, S. 404-421.
- Krautblatter, Michael; Funk, Daniel; Günzel, Friederike K. (2013): Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. In: Earth Surf. Process. Landforms 38 (8), S. 876-887. DOI: 10.1002/esp.3374.
- Lague, D., Brodu, N., Leroux, J.: Accurate 3D comparison of complex topography with terrestrial laser scanner: Application to the Rangitikei canyon (N-Z), In: ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 82, 10-26, 2013.
- Land Salzburg (1991): Orthofotos Bundesland Salzburg. Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Salzburg, Österreich.
- Land Salzburg (2008): Laserscanbefliegung Bundesland Salzburg. Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Salzburg, Österreich.
- Land Salzburg (2009): Orthofotos Bundesland Salzburg. Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Salzburg, Österreich.
- Land Salzburg (2012): Orthofotos Bundesland Salzburg. Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Salzburg, Österreich.
- Land Salzburg (2018): Orthofotos Bundesland Salzburg. Salzburger Geographisches Informationssystem (SAGIS), Salzburg, Österreich.
- Land Tirol (1974): Orthofotos Bundesland Tirol. Tiroler Rauminformationssystem (TIRIS), Tirol, Österreich.
- Lepique, Michael (2008): Empfehlung Nr. 10 des Arbeitskreises 3.3 "Versuchstechnik Fels" der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e. V.: Indirekter Zugversuch an Gesteinsproben - Spaltzugversuch. In: Bautechnik 85 (9), S. 623-627. DOI: 10.1002/bate.200810048.
- Li, Ning; Zhang, Ping; Chen, Yunsheng; Swoboda, Gunter (2003): Fatigue properties of cracked, saturated and frozen sandstone samples under cyclic loading. In: International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 40 (1), S. 145-150. DOI: 10.1016/S1365-1609(02)00111-9.
- Magnin, F.; Deline, P.; Ravel, L.; Noetzi, J.; Pogliotti, P. (2015): Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l.). In: The Cryosphere 9 (1), S. 109-121. DOI: 10.5194/tc-9-109-2015.
- Mamot, Philipp; Weber, Samuel; Schröder, Tanja; Krautblatter, Michael (2018): A temperature- and stress-controlled failure criterion for ice-filled permafrost rock joints. In: The Cryosphere 12 (10), S. 3333-3353. DOI: 10.5194/tc-12-3333-2018.
- Marinos, P.; Hoek, Evert (2000): GSI-A geologically friendly tool for rock mass strength estimation.

- In: Proceedings of the International Conference on Geotechnical and Geological Engineering.
- Matsuoka, Norikazu (1990): Mechanisms of rock breakdown by frost action: An experimental approach. In: *Cold Regions Science and Technology* 17 (3), S. 253-270. DOI: 10.1016/S0165-232X(05)80005-9.
- Matsuoka, Norikazu; Murton, Julian (2008): Frost weathering: recent advances and future directions. In: *Permafrost Periglac. Process.* 19 (2), S. 195-210. DOI: 10.1002/ppp.620.
- McColl, Samuel T. (2012): Paraglacial rock-slope stability. In: *Geomorphology* 153-154, S. 1-16. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.02.015.
- McColl, Samuel T.; Davies, Timothy R. H. (2013): Large ice-contact slope movements: glacial buttressing, deformation and erosion. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 38 (10), S. 1102-1115. DOI: 10.1002/esp.3346.
- Mellor, M. (1973): Mechanical properties of rocks at low temperatures. In: 2nd International Conference on Permafrost, Yakutsk. International Permafrost Association, S. 334-344.
- Murton, Julian B.; Peterson, Rorik; Ozouf, Jean-Claude (2006): Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. In: *Science (New York, N.Y.)* 314 (5802), S. 1127-1129. DOI: 10.1126/science.1132127.
- Mutschler, Thomas (2004): Neufassung der Empfehlung Nr. 1 des Arbeitskreises Versuchstechnik Fels der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e. V.: Einaxiale Druckversuche an zylindrischen Gesteinsprüfkörpern. In: *Bautechnik* 81 (10), S. 825-834. DOI: 10.1002/bate.200490194.
- Nixon, JF. (1982): Frost heave predictions using the segregation potential concept. In: *Canadian Geotechnical Journal* 19, S. 526-529.
- Noetzli, Jeannette; Gruber, Stephan; Kohl, Thomas; Salzmann, Nadine; Haeblerli, Wilfried (2007): Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. In: *J. Geophys. Res.* 112 (F2). DOI: 10.1029/2006JF000545.
- Nogués-Bravo, D.; Araújo M. B.; Errea M. P.; Martínez-Rica J. P. (2007): Exposure of global mountain systems to climate warming during the 21st Century. In: *Global Environmental Change* 17 (3), S. 420-428. DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2006.11.007.
- Otto, J.-C.; Keuschnig, M.; Götz, J.; Marbach, M.; Schrott, L. (2012): Detection of mountain permafrost by combining high resolution surface and subsurface information - an example from the Glatzbach catchment, Austrian Alps. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94 (1), S. 43-57. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2012.00455.x.
- PERMOS (2019): Permafrost in Switzerland 2014/2015 to 2017/2018, Glaciological Report No. 16-19. Unter Mitarbeit von PERMOS Partner Institutionen: ETH Zürich, Universities of Fribourg, PERMOS is financially supported by the Swiss Federal Institute for the Environment, The Federal Office of Meteorology and Climatology in the framework of GCOS Switzerland, and The Swiss Academy of Sciences. und J. Authors: Beutel.
- Pogrebiskiy und Chernyshev. Determination of the permeability of the frozen fissured rock mass in the vicinity of the Kolyma hydroelectric power station (1977).
- Rau, M. (2019): Stability Assessment of a Large Alpine Rock Wall under Climatically Changing Conditions by Means of a Continuum Model using the Eiskögele North Face (Hohe Tauern) as an Example. Masterarbeit, TU München, 150 Seiten.
- Raveland, L.; Magnin, F.; Deline, P. (2017): Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. In: *The Science of the Total Environment* 609, S. 132-143. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.07.055.
- Rooke, D. P.; Cartwright, D. J. (1976): Compendium of stress intensity factors. London: H.M.S.O.
- Sanders, Johnny W.; Cuffey, Kurt M.; Moore, Jeffrey R.; MacGregor, Kelly R.; Kavanaugh, Jeffrey L. (2012): Periglacial weathering and headwall erosion in cirque glacier bergschrunds. In: *Geology* 40 (9), S. 779-782. DOI: 10.1130/G33330.1.
- Sanderson, T. J. O. (1988): Ice mechanics. Risks to offshore structures.
- Schrott, L.; Otto, J.-C.; Keller, M. (2012): Modelling alpine permafrost distribution in the Hohe Tauern region, Austria. In: *Austrian Journal of Earth Science* Vol 105 (2), S. 169-183.
- Schulson, E. M. (2002): Compressive shear faults in ice: plastic vs. Coulombic faults. In: *Acta Materialia* 50 (13), S. 3415-3424. DOI: 10.1016/S1359-6454(02)00154-4.

- Slupetzky, H. (1967): Die hochalpinen Forschungen in der Granatspitz- und westlichen Glocknergruppe in den Hohen Tauern. In: Mitteilungen Österreichischen Geographischen Gesellschaft 109, S. 88-89.
- Slupetzky, H. (1997): The glaciers on the topographic maps (1:5000 scale) in the region of the National Park Research Station Rudolfshuette (Stubachtal, Hohe Tauern) from 1990. (Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern, 3).
- Slupetzky, H. (2015): Die Massenbilanzreihe vom Stubacher Sonnblickkees 1946 bis 2014 und die semidirekte Berechnung des Massenhaushalts von Gletschern. In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 47/48, S. 167-200.
- Slupetzky, H.; Teufl, J. (1991): Ödenwinkelkees Gletschervorfeld 1:5000. Institut für kartographie und reproduktionstechnik (IKR): Universität Salzburg und Österreichischer Alpenverein.
- Stoll, Verena; Scandroglio, Riccardo; Krautblatter, Michael (2020): Modelling rock walls destabilization caused by hydrostatic pressure in frozen/unfrozen bedrock (Hochvogel & Zugspitze, Germany).
- Strunden, Josy; Ehlers, Todd A.; Brehm, Daniel; Nettesheim, Matthias (2015): Spatial and temporal variations in rockfall determined from TLS measurements in a deglaciated valley, Switzerland. In: J. Geophys. Res. Earth Surf. 120 (7), S. 1251-1273. DOI: 10.1002/2014JF003274.
- Terzaghi, Karl (1962): Stability of steep slopes on hard unweathered rock. In: Geotechnique 12 (4), S. 251-270.
- Tharp, Thomas M. (1987): Conditions for crack propagation by frost wedging. In: Geol Soc America Bull 99 (1), S. 94-102.
- Timur, A. (1968): Velocity of compressional waves in porous media at permafrost temperatures. In: Geophysics 33 (4), S. 584-595. DOI: 10.1190/1.1439954.
- Ulrich; King (1993): Influence of mountain permafrost on construction in the Zugspitze mountains, Bavarian Alps. In: In 6th International Conference on Permafrost, Beijing. International Permafrost Association: Postdam, S. 625-630.
- Waldner, J.; Hallet, B. (1985): A theoretical model of the fracture of rock during freezing. In: Geol Soc America Bull 96 (3), S. 336.
- Weiss, J.; Schulson, E. (1995): The failure of fresh-water granular ice under multiaxial compressive loading. In: Acta Metallurgica et Materialia 43 (6), S. 2303-2315.
- Whalley, WB. (1982): Crack propagation and associated weathering in igneous rocks. In: Zeitschrift fuer Geomorphologie 26, S. 33-54.
- Zagel, B.; Wiesenegger, J. (2019): LTER Site Obbers Stubachtal. Online verfügbar unter <http://lter-stubachtal.sbg.ac.at/forschung/hydrologie/>, zuletzt geprüft am 26.03.2020.
- Zemp, M., Haeblerli, W., Hoelzle, M., Paul, F. (2006): Alpine glaciers to disappear within decades? In: Geophysical Research Letters, 33 (13).
- ZAMG (2020): Klimadaten Wetterstation Rudolfs- hütte, Salzburg, Österreich (1962-2019). Zentral- anstalt für Meteorologie und Geodynamik.



LAND
SALZBURG
