

---

## 21 Permafrostgefahren

Jan-Christoph Otto, Michael Krautblatter und Katrin Sattler\*

### Zusammenfassung

Der Begriff »Permafrost« bezeichnet Boden, Fels- oder Lockermaterial, dessen Temperatur über einen Zeitraum von mindestens zwei aufeinanderfolgenden Jahren unter 0 °C beträgt. Regionale Modellierungsansätze schätzen die potenzielle Permafrostverbreitung in Österreich auf 1,7 % bzw. 3,2 % der Landesfläche, wobei sich die Vorkommen auf die Hochgebirgslagen in Vorarlberg, Tirol, Kärnten und Steiermark beschränken.

Als Temperaturphänomen sind Permafrostvorkommen vom Klimawandel beeinflusst, insbesondere durch Änderungen in der Strahlungsbilanz, der Schneemächtigkeit und des Zeitpunkts des Einschneiens und Ausaperns. Steigende Lufttemperaturen führen mit zeitlicher Verzögerung zu einer Erwärmung von Permafrosttemperaturen, zunehmender Mächtigkeit der oberflächlichen sommerlichen Auftauschicht sowie einer beschleunigten Kriechbewegung von dauerhaft gefrorenen, eisreichen Schuttmassen (sog. Blockgletschern). Die damit verbundene, bereits beobachtbare Destabilisierung von Felswänden, Freiwerdung vormals konsolidierter Lockergesteinsmassen und der Transport von Schutt in Bereiche mit kritischen Hangneigungen, lässt auf eine zukünftige Zunahme in Felsstürzen und Murgängen aus Permafrostgebieten schließen. An einzelnen Standorten in den Alpen, wie z. B. im Mont Blanc Gebiet, sind bereits statistisch verlässliche Daten über die Zunahme von Felsstürzen erhoben worden. Extreme Ereignisse sind hierbei im Zusammenhang mit Anomalien in klimatischen Bedingungen wie extremen Hitzewellen oder extremen Niederschlagsereignissen zu erwarten. Trotz allem sind diesbezügliche Aussagen noch weitgehend theoretisch und mit großen Unsicherheiten behaftet. Zu wenig ist bis jetzt bekannt über die tatsächliche kleinmaßstäbige Permafrostverbreitung sowie über die zur Auslösung von Felsstürzen oder Murgängen beitragenden Faktoren. Mechanische Versuche und Modellierungen zeigen, dass mit dem Auftauen die Gesteinsstabilität um 25–50 % abnimmt und auch insbesondere eisgefüllte Klüfte stark an Scher- und Zugfestigkeit verlieren. Besseres Prozessverständnis und geeignete räumliche Daten sind notwendig um theoretisches Wissen in praktische Applikationen für die Abschätzung

---

\* Jan-Christoph Otto, Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie, jan-christoph.otto@sbg.ac.at.

Michael Krautblatter, Technische Universität München, Fachgebiet Hangbewegungen, michael.krautblatter@tum.de.

Katrin Sattler, Universität Wien, Institut für Geographie und Regionalforschung, katrin.sattler@univie.ac.at.

zukünftiger Risiken durch Massenbewegungen aus Permafrostgebieten umsetzen zu können. Gezieltes Temperaturmonitoring an als besonders kritische erachteten Felshängen könnte besseren Aufschluss über den Permafrostzustand geben sowie ein Schritt in Richtung Frühwarnung sein. Räumliche Analysen von vorbereitenden und auslösenden Faktoren sowie die Modellierung potenzieller Prozesse und Prozessketten im Permafrostbereich sind die Basis für die frühzeitige Planung von Schutz und Adaptionsmaßnahmen.

#### **Abstract**

The term »permafrost« refers to rock, debris and soil material, whose temperature stays below 0 °C for at least two consecutive years. Regional scale modelling results suggest that 1.7 % to 3.2 % of the area of Austria is potential permafrost area, restricted to the high-alpine areas of Vorarlberg, Tyrol, Salzburg, Carinthia and Styria.

As a temperature phenomenon, permafrost is highly susceptible to climatic changes including changes in solar radiation balances as well as thickness and timing of the snow cover appearance and melt. Rising air temperatures lead to a delayed warming of permafrost, increasing thickness of the active layer and increasing velocities of permanently frozen, ice-rich debris (so called rock glaciers). The presently observed destabilisation of rock walls, release of previously consolidated debris and the transport of debris towards critically inclined slopes points towards a future increase in rock slope failures and debris flows in permafrost areas. In certain areas, like the Mont Blanc Area, hundreds of recent rock falls already provide reliable data on the increasing activity of rock slope failures. Extreme events are likely to occur subsequent to heat waves or upon extreme precipitation events. Nevertheless, predictions are presently theoretical and include considerable uncertainties. Fine-scale permafrost distribution and the release mechanisms of rock slope failures and debris flows are still not fully understood. Mechanical experiments point towards a 25–50 % decrease in rock stability and especially shear strength and tensile strength of ice-filled fractures decrease significantly when warming at sub-zero temperatures or upon thaw.

A better process understanding and appropriately scaled spatial data are necessary to upscale theoretical knowledge for determining future risks in permafrost areas. A dedicated monitoring of temperatures at critical sites could provide valuable insights into permafrost systems and prepare early warning strategies. Spatial analysis of preparatory and triggering factors as well as the modelling of potential processes and process chains in permafrost zones are the basis for an early planning of protection and adaptation measures.

#### **Kernaussagen**

- Klimawandel-bedingte Erwärmung und Abtauen von alpinen Permafrostvorkommen kann einen signifikanten Beitrag zur Entstehung von gravitativen Massenbewegungen, wie Felsstürzen, Sackungen und Muren, leisten.
- Der Kenntnisstand über die tatsächliche Permafrostverbreitung, den aktuellen Permafrostzustand und dessen zukünftige Entwicklung in Hochgebirgstälern sowie über auslösende und vorbereitende Faktoren von Massenbewegungen muss verbessert werden.
- Die mechanischen Grundlagen der Destabilisierung liegen in der Festigkeitsabnahme von Fels, Deformierbarkeit von Eis in Klüften und verringerter Bruchfestigkeit an Fels-

Eiskontakten beim Auftauen. Die Übertragung der Laborerkenntnisse auf spezielle Gebirgssituationen ist derzeit in Erforschung.

- Wichtigste Handlungsempfehlung ist die frühzeitige Detektion von Permafrost in gefährdeten Hängen und im Umfeld von hochalpiner Infrastruktur. Auf Basis räumlicher Analysen von vorbereitenden und auslösenden Faktoren sowie der Modellierung potenzieller Prozesse und Prozessketten können Schutz und Adaptionsmaßnahmen frühzeitig geplant werden.

### Key Points

- Climate-change induced warming and thawing of alpine permafrost can significantly contribute to the development of gravitational mass movements like rock slope failures and debris flows.
- Knowledge of the actual permafrost distribution, the current permafrost state and its future development in high mountain valleys, as well as triggering and preparatory factors of mass movements must be improved.
- Laboratory experiments show that failure mechanisms in rock walls relate to the reduction in intact rock strength, change in plasticity of ice in fractures and a reduced fracture toughness at the rock-ice contact zone during permafrost thawing. Transfer of laboratory findings to field settings is currently an active field of research.
- The most important recommendation for action is the early detection of permafrost in endangered slopes and in the surrounding of high alpine infrastructure. Spatial analyses of preparatory and triggering factors as well as the modelling of potential processes and process chains are required for implementation of risk reduction and adaptation measures at an early stage.

## 21.1 Einführung

Permafrost ist ein Temperaturphänomen, bei dem im Untergrund über mindestens zwei aufeinanderfolgende Jahre, jedoch meist über sehr lange Zeit (Jahrtausende und mehr) Temperaturen unter 0 °C herrschen. Diese Definition schließt somit alle Materialien ein, die den Untergrund aufbauen können, also Festgestein, Lockergestein, Boden und die darin enthaltenen Stoffe. Eis kann z. B. in Porenräumen oder in Form von Eislinsen vorhanden sein. Auch Reste von schuttbedeckten Lawinenkegeln oder kleinen Gletschern zählen dazu. Oberflächennah bildet sich im Sommer eine meist metertiefe Auftauschicht. Permafrostbedingungen herrschen vor allem in den hohen Breiten der Nordhalbkugel und in den Hochgebirgen der Welt. Im Gegensatz zu den Polargebieten ist die genaue Verbreitung von Permafrost im Gebirge nicht flächendeckend bekannt. Die Standortbedingungen für Permafrost im Gebirge sind sehr variabel. Ausschlaggebend ist hierfür das komplexe Relief und die daraus resultierend, kleinräumig stark variierenden Einflüsse von Solarstrahlung und Temperatur sowie der Schneedecke mit ihrer modifizierenden Funktion dieser

beiden klimatischen Faktoren. Außerdem spielt die Zusammensetzung des Untergrunds, ob Fels, grob- oder feinkörniges Lockergestein, eine entscheidende Rolle. Dort wo sich Eis im Lockermaterial anreichert und erhält, kann gefrorener Gesteinsschutt bei ausreichender Hangneigung und im Zusammenspiel mit weiteren Faktoren aufgrund der plastischen Verformbarkeit des Eises zu kriechen beginnen. Es entstehen häufig lavastromartigen Loben, die sogenannten Blockgletscher. Sie sind die größten und auffälligsten oberflächlichen Ausprägungen von Permafrostvorkommen im Hochgebirge und bilden sich häufig am Fuß von Felswänden und in Karen (Abbildung 01).



**Abbildung 01:** Der Blockgletscher im Ölgrubenkar, Kaunertal, Tirol (10.75765 O, 46.89378 N), ist schon seit mehr als 50 Jahren ein Untersuchungsobjekt (Krainer et al., 2012). Die Schuttmassse kriecht immer weiter in Richtung Karausgang. Die steile Front des Blockgletschers ist ein Anzeichen für andauernde Kriechaktivität.

**Figure 01:** The rock glacier in the Ölgrubenkar, Kaunertal, Tyrol (10.75765 O, 46.89378 N), has been studied for more than 50 years (Krainer et al., 2012). The debris mass is creeping towards the exit of the cirque. The steep frontal lobe of the rock glacier is an indicator for active movement.

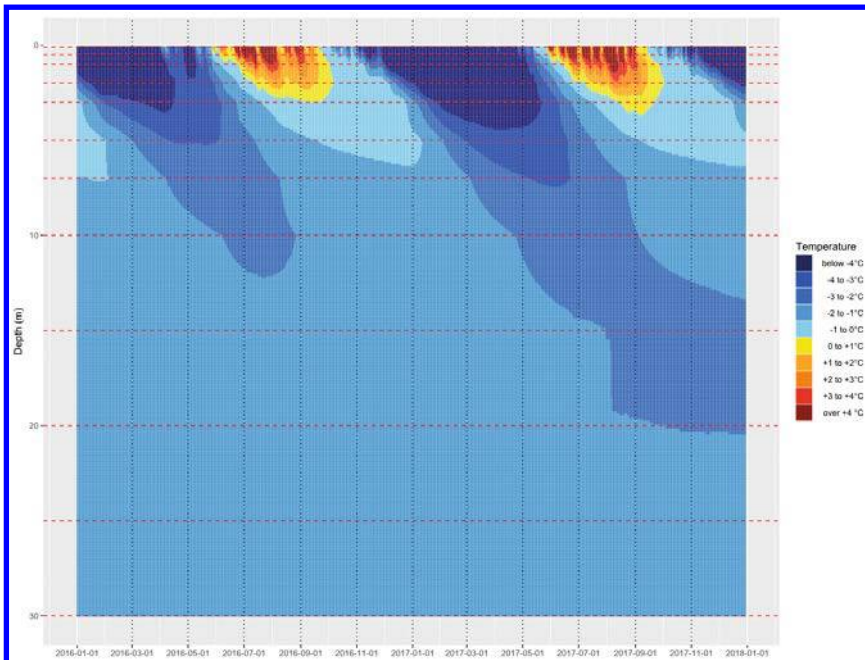
*Foto:* J. Götz

Als Temperaturphänomen ist die Permafrostverbreitung vom Klimawandel beeinflusst. Steigende Lufttemperaturen wirken sich auch auf die Temperaturen im Untergrund aus. Als Konsequenz folgt, dass durch Permafrost beeinflusste

Felswände, Gipfel und Schutthalden, abhängig von ihrer Schneebedeckung, wärmer werden und vermehrt bis in große Tiefen auftauen. Gemessene Bohrlochtemperaturen in europäischen Gebirgen zeigen eine deutliche Erwärmung bis in 60–80 m Tiefe, die als Folge des Temperaturanstiegs seit der Kleinen Eiszeit interpretiert werden. Dadurch können Naturgefahrenprozesse, wie Felsstürze oder Muren, entstehen. Verstärkte Kriechbewegungen und Setzungerscheinungen sind zudem für die Stabilität von Bauten im Hochgebirge ein großes Problem; Dutzende Gebirgshütten und Seilbahninfrastrukturen sind hiervon betroffen. Besonders in den letzten zwei Dekaden hat die Frequenz von kleineren Felsstürzen zugenommen. Extreme Hitzesommer mit spektakulären Sturzereignissen, etwa 2003 am Matterhorn (Schweiz) oder 2017 am Piz Cengalo (Schweiz) mit 8 Todesopfern, haben die Thematik Gebirgspemafrost und Naturgefahren in den Fokus der Öffentlichkeit und Forschung gerückt.

Permafrostbedingungen und deren Veränderungen entstehen vor allem durch konduktiven Wärmetransport (Wärmeleitung; Zenklusen Mutter et al., 2010). Die Übertragung von Wärme aus der Luft in den Untergrund wird durch verschiedene Faktoren beeinflusst. Variable Oberflächenverhältnisse (Fels, Schutt, Schneebedeckung), inhomogene Untergrundbedingungen (Material, Klüfte, Porenräume, Eisgehalt) und Wasser im Untergrund wirken sich dämpfend oder verstärkend auf den Wärmetransport aus (Zhang et al., 2001; Schneider et al., 2012; Marmy et al., 2013). Dadurch bilden sich lokal sehr heterogene Temperaturbedingungen aus (Otto et al., 2012). In den Alpen sind die Untergrundtemperaturen, bis auf die höchsten Gipfelbereiche relativ warm, also nahe 0 °C.

Untergrundtemperaturen reagieren in der Regel mit einer zeitlichen Verzögerung auf Veränderungen der Lufttemperatur. Warme Sommertemperaturen führen beispielsweise erst nach einigen Wochen oder Monaten zu Reaktionen in oberflächennahen Felsschichten (siehe Abbildung 02; Hilbich et al., 2008; Zenklusen Mutter et al., 2010). In größerer Tiefe werden die Felstemperaturen von kurzfristigen Schwankungen nicht beeinflusst. Veränderungen, die dort auftreten, sind das Resultat länger andauernder Trends. Dieses Phänomen ist relevant für die Entstehung von Fels- oder Bergstürzen. Während oberflächennahe, kurzzeitige Temperaturerhöhungen zu kleineren Stürzen führen, entstehen große Ereignisse erst, wenn über einen längeren Zeitraum von Jahrzehnten oder Jahrhunderten die Temperatur zunimmt und Permafrost in großer Tiefe wärmer wird.



**Abbildung 02:** Verlauf der Felstemperatur in einem Bohrloch am Kitzsteinhorn, Hohe Tauern, Salzburg.

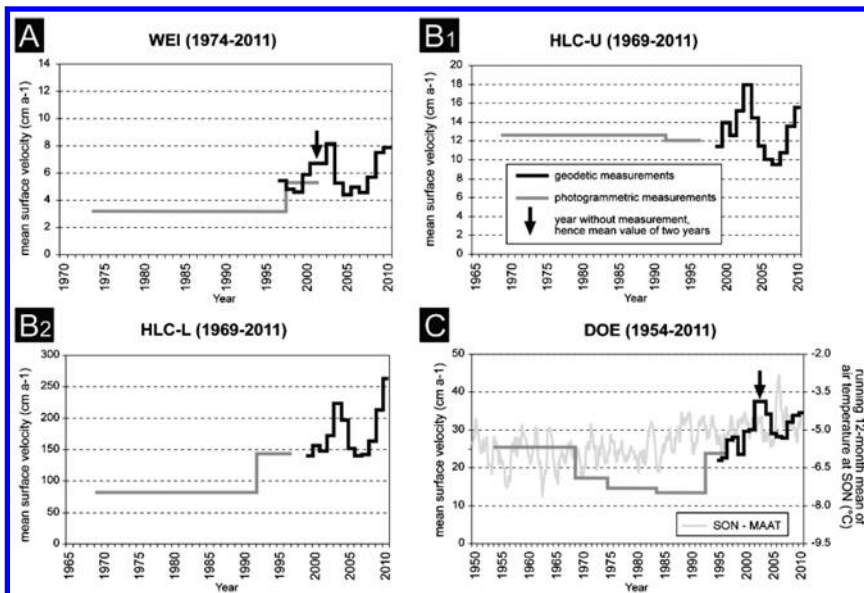
**Figure 02:** Rock temperature development in a borehole at the Kitzsteinhorn, Hohe Tauern, Salzburg.

*Quelle:* Georesearch GmbH

### 21.1.1 Permafrost und Extremereignisse

Extremereignisse im alpinen Permafrost entstehen einerseits durch kurzfristige Anomalien in den klimatischen Bedingungen, wie etwa extreme Hitze oder extreme Niederschläge, welche eine extreme Vergrößerung der Auftauschicht, die Auslösung von vermehrten Steinschlägen sowie die Beschleunigung von Kriechprozessen bedingen. Andererseits führen langfristige Trends zu tiefgründigen Temperaturveränderungen mit der Folge, dass extrem große Sturzeignisse auftreten können. Der Hitzesommer 2003 war, beispielsweise, durch erhöhte Mittel- und Extremwerte vor allem in den Gebirgslagen der Alpen charakterisiert (Rebetez, 2004). Die Folge war eine deutliche Zunahme der Auftauschicht gegenüber den Vorjahren (Gruber et al., 2004). Am Schilthorn in der Schweiz fand eine Verdopplung der Auftauschicht von 4 auf 8 Meter statt (Hilbich et al., 2008). Als Konsequenz dieses intensiven, oberflächennahen Auftauens ereignete sich eine Vielzahl an Felsstürzen im gesamten Alpenraum.

Auch Bewegungsraten von Blockgletschern nahmen in diesem Jahr enorm zu, wie Messungen an mehreren Blockgletschern in den Alpen gezeigt haben (Delaloye et al., 2008; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann, 2012; siehe Abbildung 03). Eine ähnliche Reaktion zeigten Blockgletscher alpenweit auch in den extrem warmen Sommern 2014 und 2015 (Hartl et al., 2016; PERMOS, 2016; Kenner et al., 2017; Bodin et al., 2018). Neben Hitzesommer können jedoch auch warme Winter, wie 2006/2007, zu direkte Konsequenzen in der Permafrost-dynamik (Felstemperaturen) führen (Krautblatter et al., 2010).



**Abbildung 03:** Entwicklung der Bewegungsraten verschiedener Blockgletscher in Österreich zwischen 1950 und 2010. WEI – Weissenkar, HLC – Hinteres Langtalkar, DOE – Dösenkar. **Figure 03:** Development of horizontal surface velocities of selected rock glaciers in Austria between 1950 and 2010. WEI – Weissenkar, HLC – Hinteres Langtalkar, DOE – Dösenkar. *Quelle:* Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann, 2012

### 21.1.2 Permafrostforschung in Österreich

Permafrostforschung in Österreich konzentriert sich traditionell auf Arbeiten an Blockgletschern. Einige Blockgletscher, besonders in Tirol und Kärnten, werden schon seit den 1920er Jahren untersucht. Dabei liegt der Fokus auf Bewegungsraten, Aufbau und Eisgehalt sowie der hydrologischen und geochemischen Signifikanz von Blockgletschern (Lieb, 1996; Hausmann et al., 2007; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann, 2012; Krainer et al., 2012; Wagner et

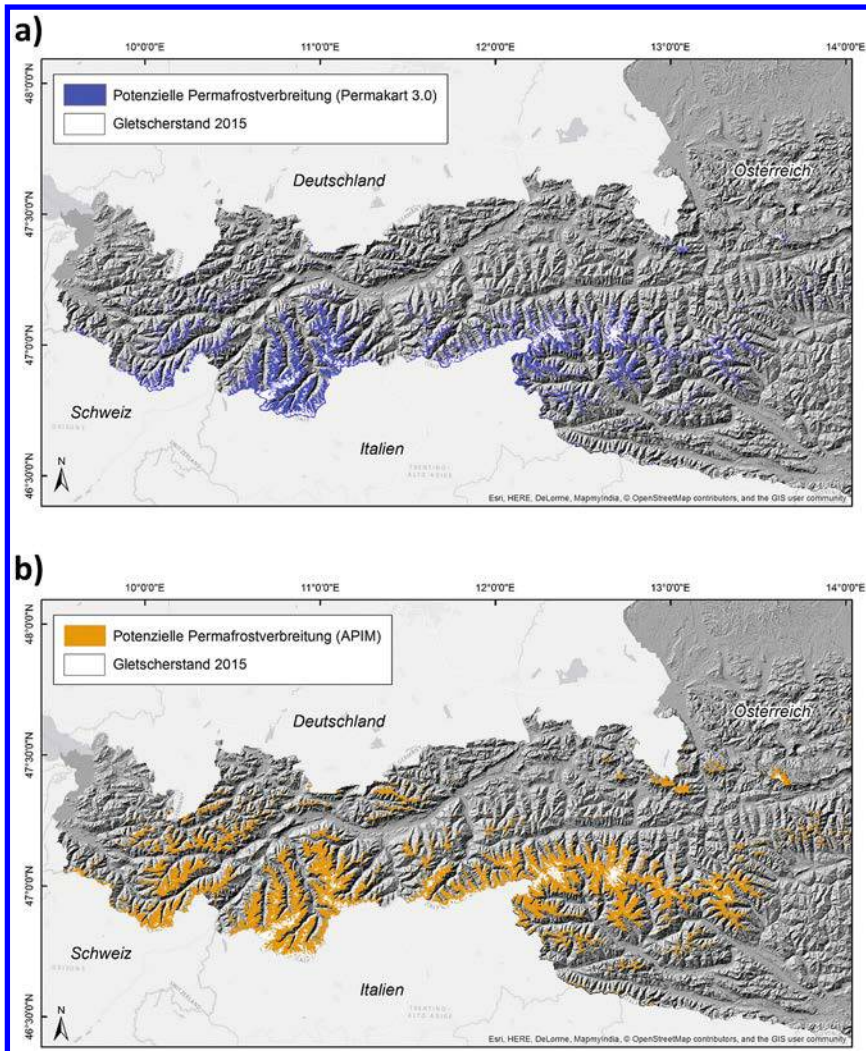
al., 2016; Winkler, 2016; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann, 2018). Flächendeckende Informationen zur Blockgletscherverbreitung in Österreich liegen vor allem für die Hohen Tauern und Tirol vor (Lieb, 1996; Kellerer-Pirklbauer et al., 2012b; Krainer und Ribis, 2012); eine Gesamtverbreitung ist derzeit in Arbeit. Diese Daten gehen, als indirekter Nachweis für Permafrostbedingungen, in die Modellierung der Permafrostverbreitung ein. Andere Nachweise basieren vor allem auf weiteren indirekten Methoden, wie Geophysik, Bodenoberflächentemperaturen und Basistemperatur der winterlichen Schneedecke. Modelle für die Permafrostverbreitung gibt es in hoher Auflösung für die Hohen Tauern (Schrott et al., 2012), sowie mit geringerer Detailschärfe für den ganzen Alpenraum (Boeckli et al., 2012a) (siehe Kapitel 20.2). Direkte Messungen von Untergrundtemperaturen in Bohrlöchern finden derzeit am Hohen Sonnblick und am Kitzsteinhorn (Land Salzburg), sowie am Dachstein (Oberösterreich, Steiermark) statt (Hartmeyer et al., 2012; Schöner et al., 2012; Schnepfleitner et al., 2016). Diese Daten gehen in die globale Datenbank zu Permafrostbeobachtung als Teil der globalen Klima-beobachtungsprogramme ein (GTN-P 2018). Veränderungen im Permafrostbereich werden, neben den Blockgletscherbewegungen, zum einen über Oberflächenveränderungen bzw. Setzungen als Ausdruck von Eisschwund im Untergrund untersucht (Klug et al., 2017). Zum anderen findet ein Monitoring von steilen Felswänden statt, um die Höhe der Auftauschicht und die Felssturzaktivität im Permafrost im Umfeld von Seilbahnen und alpiner Infrastruktur zu überwachen (Hartmeyer et al., 2012; Keuschnig et al., 2017).

## 21.2 Permafrostverbreitung in Österreich

Flächenhafte Erkenntnisse über die Verbreitung von Permafrost in Österreich basieren auf empirisch-statistischen Modellen. Dabei werden direkte und indirekte Permafrostnachweise (Bohrlochttemperaturen, Bodenoberflächentemperaturen, Blockgletscher, Geophysik) statistisch und räumlich analysiert mit dem Ziel, einen Verbreitungsschlüssel von günstigen Geländepositionen zu generieren, an denen Permafrostbedingungen auftreten können (Schrott et al., 2012). Alternativ wird die räumliche Verbreitung von Klimavariablen, wie mittlere jährliche Lufttemperatur, potenzielle Solarstrahlung und mittlere jährliche Niederschlagssumme statistisch ausgewertet und je nach Oberflächenbeschaffenheit (Fels, Schutt) in ein räumliches Verbreitungsmodell übersetzt (Boeckli et al., 2012b). Beiden Ansätzen ist gemein, dass das Auftreten von Permafrost als Index einer nicht näher definierten Wahrscheinlichkeit formuliert wird, die aber keine statistische Wahrscheinlichkeit ist, sondern eher eine Art Flächenanteil pro Zelle oder eine Aussage zur möglichen Mächtigkeit des



Permafrostkörper (Boeckli et al., 2012b). Für die Hohen Tauern wurde das Modell Permakart 3.0 angewandt (Schrott et al., 2012). Für ganz Österreich liegen Daten des alpenweiten Modells APMOD vor (Boeckli et al., 2012b).



**Abbildung 04:** Potenzielle Permafrostverbreitung in Österreich abgeleitet mit dem Modell Permakart 3.0 (a) und APMOD (b).

**Figure 04:** Potential permafrost distribution in Austria, modelled by using the distribution model Permakart 3.0 (a) and APMOD (b).

*Datenquelle* DGM: <https://www.data.gov.at/>; *Modellierung*: basierend auf Schrott et al., 2012 (a); Boeckli et al., 2012a (b)

Zur Abschätzung der Permafrostverbreitung in den Hohen Tauern mittels Permakart 3.0 wurden mehr als 650 Datensätze zum Permafrostnachweis verwendet, die hauptsächlich aus BTS-Daten (Basistemperatur der winterlichen Schneedecke) und aus Geophysikdaten (Elektrische Widerstandsmessung, Georadar) bestehen. Das Modell verwendet ein digitales Geländemodell (DGM) mit einer 10 m Auflösung. Wendet man das Modell auf einen Datensatz für Gesamtösterreich an, wird eine Fläche von 1.400 km<sup>2</sup>, bzw. 1,7 % der Landesfläche, als potenzielle Permafrostfläche modelliert (Abbildung 04a). Diese umfasst Gebirgsregionen in Nordlagen ab 2.400 m und Südlagen ab 3.000 m Meereshöhe. Diese Höhengrenzen wurden allerdings nur in den Hohen Tauern validiert und können in den übrigen Landesteilen deutlich abweichen.

Das Modell APMOD basiert auf einer alpenweiten Kompilation von Klimadaten und Permafrostnachweisen (Boeckli et al., 2012b). Die Datenauflösung (30 m DGM) und die Anzahl eingegangenen Validierungsdaten (74 für Österreich) ist geringer als bei Permakart 3.0. Im Vergleich dazu weist das Modell APMOD eine Fläche von 3.200 km<sup>2</sup>, bzw. 3,2 % der österreichischen Landesfläche, als potenziellen Permafroststandort aus (Abbildung 04b).

Grundsätzlich sind beide Modelle nur Annäherungen an die Realität und mit großen, derzeit nicht zu quantifizierenden Unsicherheiten verbunden. Eine genaue Abgrenzung der Permafrostvorkommen ist damit nicht möglich. Wichtig ist auch zu bedenken, dass der Zeitraum des empirischen Nachweises im Gelände deutlich zurück liegt; in der Zwischenzeit können sich lokal bereits wieder deutliche Veränderungen eingestellt haben. Weiters geben die Modellierungen ausschließlich räumliche Aussagen wieder und enthalten keine Information über Temperaturverhältnisse oder die wirkliche vertikale Ausdehnung des Permafrostkörpers.

## 21.3 Permafrost und Naturgefahren

### 21.3.1 Entstehung von Fels- und Bergstürzen im Permafrostbereich

Das Zusammenspiel von Permafrost und Felsstabilität ist um einiges komplexer als die in den Medien oft lapidar verwendete Metapher »Permafrost hält wie ein Kleber den Fels zusammen« andeutet. Labor- und Feldstudien der letzten zehn Jahre zeigen, dass Permafrostbedingungen neben stabilisierenden Effekten auch als treibende Kräfte zum Gleichgewicht der Hangstabilität beitragen (Murton et al., 2006; Girard et al., 2013; Krautblatter et al., 2013). In mechanischen Tests zeigen sich vier relevante Versagensmechanismen: (i) Die Druck- und Zugfestigkeit intakten Gesteins nimmt mit Auftauen um 25 bis > 50 % ab; (ii) Die Bruchfestigkeit von Eis und Fels-Eiskontakten nimmt um eine zweistellige

Prozentzahl pro Grad Erwärmung ( $-5^{\circ}$  bis  $0^{\circ}\text{C}$ ) ab; (iii) Die duktile Deformierbarkeit von Eis in Klüften nimmt von  $-5^{\circ}$  bis  $0^{\circ}\text{C}$  stark zu; (iv) Die Festigkeit von feinmaterialgefüllten Klüften nimmt von  $5^{\circ}$  bis  $0^{\circ}\text{C}$  stark ab (Krautblatter et al., 2013; Mamot et al., 2018). Gleichzeitig treten in degradierenden Permafrostfelsen hohe cryo- und hydrostatische Drücke auf und alpine Felswände befinden sich bereits oft in einem kritischen Spannungszustand (Krautblatter und Leith, 2015). Daraus ergeben sich nicht-lineare Zusammenhänge zwischen dem Temperaturregime im Untergrund und der Felsstabilität, auch wenn in besonders heißen Sommern vermehrt Felsstürze beobachtet wurden. Permafrostbedingungen können durchaus stabilisierende Eigenschaften auf Hänge haben. Mechanische Tests zeigen hierbei jedoch eine klare Temperaturabhängigkeit: Je wärmer die Temperatur einer gefrorenen Gesteinsprobe, desto leichter kann in künstlichen Scherversuchen ein Bruch im Gestein herbeigeführt werden (Krautblatter et al., 2013). Im Umkehrschluss bedeutet dies, dass extrem kalte Felsbereiche und eisgefüllte Klüfte einen höheren Scherwiderstand aufweisen als Bereiche nahe  $0^{\circ}\text{C}$  und somit eine höhere Stabilität zeigen. Eine deutliche Verminderung der Stabilität entsteht dabei nicht erst bei völligem Auftauen, also bei Felstemperaturen über  $0^{\circ}\text{C}$ . Bereits bei Temperaturerhöhungen im Minusbereich nehmen Bewegungen und Brüche im Fels rapide zu (Davies et al., 2000). Permafrosterwärmung in den Felswänden der Alpen kann daher eine negative physikalische Wirkung auf die Felsstabilität zugeschrieben werden. Zusätzlich können Eiswachstum in Klüften und Spalten (sog. Segregationeis) und das Auftreten von Frost-Tau-Zyklen zu erhöhtem Druck im Fels führen, und somit zu vorbereitenden Faktoren für Felsstürze werden. Daraus ergibt sich, dass nicht allein eine Temperaturerhöhung ausschlaggebend für die Entstehung von Fels- und Bergstürzen im Permafrostbereich ist, sondern oft eine meist unbekannte Anzahl an Faktoren das Ereignis vorbereitet und ausgelöst haben. Während kleinere Ereignisse ( $< 100.000\text{ m}^3$ ) meist als Reaktion auf kurzfristige, extreme Temperaturerhöhungen (Hitzeperioden) entstehen und somit gehäuft in den Sommermonaten stattfinden, treten größere Stürze das ganze Jahr über auf (Luethi et al., 2015). Derzeit werden drei Mechanismen diskutiert wie ein Temperaturanstieg im Permafrost zur Auslösung von Sturzprozessen führen kann:

- 1) Erwärmung von Klufteis und Felskontakten durch konduktiven Wärmetransport. Hierbei wird mit zunehmender Tiefe ein zeitlicher Verzögerungseffekt angenommen, bis ein Temperaturimpuls in den Permafrostbereich vordringt. So lassen sich auch Felsstürze erklären, die im Hochwinter in Permafrostgebieten entstehen (Phillips et al., 2017).
- 2) Eindringendes Schmelzwasser in Klüften führt zum Auftauen von Eis im Untergrund und Aufbau von Klufwasserdruck und setzt somit die Stabilität herab.

- 3) Außerdem entsteht durch Temperaturveränderungen im Fels und den Klüften (Auftauen und Gefrieren) thermo-mechanischer Stress, welcher zu Hangversagen führen kann (Luethi et al., 2015).

In Österreich wurden bisher einige Felssturzereignisse direkt mit dem Vorhandensein oder Auftauen von Permafrostbedingungen in Verbindung gebracht, so zum Beispiel das kleine Bergsturzereignis 2007 an der Bliggspitze mit 1–1,5 Mio. m<sup>3</sup> Felsmaterial, sowie verstärkte Steinschlag- und Blocksturzaktivität an zahlreichen Orten wie z. B. am Kitzsteinhorn mit Volumina bis zu mehreren Hundert m<sup>3</sup> oder dem Mittleren Burgstall (Pasterzenkees, Hohe Tauern, Kärnten). Der Mittlere Burgstall (2933 m) ist ein Gipfel, der in der Kleinen Eiszeit von verschiedenen Zungen des Pasterzenkees umflossen wurde. Im Jahr 2007 ereigneten sich mehrere Felsstürze vom Südostgrat des Berges, die zusammen ein Volumen von ca. 56.000 m<sup>3</sup> Material lieferten. Nachträgliche Messungen der Felsoberflächentemperatur oberhalb der Anrisszone zeigten, dass an dem Standort Permafrostbedingungen knapp unter 0 °C vorherrschten (Kellerer-Pirklbauer et al., 2012a). Meistens liegen aber keine direkten Nachweise für Permafrostvorkommen in den Anbruchgebieten vor, so dass Permafrost als Ursache oder Einfluss auf das Ereignis nicht belegbar ist. Ein Beispiel dafür ist der Felssturz am Kleinen Wiesbachhorn (3.283 m, Fuschertal, Hohe Tauern, Salzburg). Dort ereignete sich im Oktober 2017 ein Felssturz mit mehr als 150.000 m<sup>3</sup> Gestein. Das Ereignis entstand in ca. 3.000 m Höhe an einem Südost-exponierten Hang. Die Geländedeposition befindet sich in einem Bereich wo, gemäß dem Verbreitungsmodell Permakart 3.0, Permafrostbedingungen möglich sind (Schrott et al., 2012). Bei dem Ereignis entstanden keinerlei Schäden, da die Sturzmasse in unbewohntem Gebiet niederging. Allerdings fiel das Gestein auf einen Gletscher, wodurch sich eine ca. 2 km lange Auslaufzone entwickelte. Viele Ereignisse fanden in unmittelbarer Umgebung zu noch existierenden Gletschern statt und weisen auf einen Kausalzusammenhang der Entstehung von Massenbewegungen zwischen dem Gletscherrückgang und der Permafrostverbreitung hin (siehe Beitrag 22 zu *Gletschergefahren* in diesem Band). Neben den Einflüssen der Permafrostbedingungen können hier auch Druckentlastungen nach Abschmelzen des Gletschereises zum Hangversagen beigetragen haben. Eine Trennung der jeweiligen vorbereitenden und auslösenden Faktoren ist in diesen Fällen schwierig. Auch dem Bergsturzereignis an der Bliggspitze 2007 gingen seit 2003 deutliche Veränderungen des aufliegenden Gletschers voraus, die von tiefer Spaltenbildung und dem Einleiten von Gletscherwasser angezeigt wurden. Es liegt nahe davon auszugehen, dass der vorher sehr steile kalte Gletscherteil sich stark erwärmt hatte und dadurch beim Erreichen von 0 °C an der Gletscher-Basis Wasser in den darunterliegenden, geklüfteten Fels eingeleitet hat, wodurch dieser tiefgreifend aufgetaut ist. Dies

zeigen auch Geophysikmessungen direkt nach dem Ereignis. Der Bergsturz an der Bliggspitze erodierte große Mengen Eis und die dabei ausgelöste Fels-Eis-Lawine verhielt sich deutlich mobiler als reine Bergsturzmassen, da aufgrund der hohen Energiefreisetzung das Gletschereis schnell zu Wasser wurde. Eine 2-Phasen (fest-flüssig) Modellierung zur Reichweitenbestimmung von Fels-Eislawinen wurde von Pudasaini und Krautblatter (2014) entwickelt und mit Zeitabschnitten der Fels-Eislawine an der Bliggspitze verglichen. Dieses Ereignis ist ein Beispiel für häufig auftretende Prozessketten im Hochgebirge. Neben der Kombination Felssturz-Gletscher-Fels/Eislawine sind vor allem Ereignisse im Zusammenhang mit Gletscheseen relevant (siehe Beitrag 22 zu *Gletschergefahren* in diesem Band). Sturzereignisse in Seen können zu katastrophalen Flutwellen führen, deren Reichweite und Schadenspotential weit über das Initialereignis hinausgehen. Neue Modellierungsansätze sind in der Lage diese Prozessketten und deren mögliche Folgen darzustellen und werden als Planungstool weltweit eingesetzt (Schneider et al., 2014; Mergili et al., 2018).

### 21.3.2 Entstehung von Murgängen im Permafrostbereich

Die Entstehung von Murgängen kann auf verschiedene Weise durch das Vorhandensein von Permafrost begünstigt werden. Permafrostvorkommen in Lockersedimenten sind generell eisgesättigt oder eisübersättigt, d. h. die Hohlräume zwischen dem Substrat sind zur Gänze mit Eis gefüllt. Die Oberfläche des Permafrostkörpers, die sogenannte Permafrosttafel, wirkt dadurch als wasserundurchlässige Grenzfläche. Plötzlicher Niederschlagseintrag, wie etwa bei einem Sommergewitter, kann zur Übersättigung der dem Permafrostkörper aufliegenden sommerlichen Auftauschicht bzw. von direkt hangabwärts gelegenen Sedimenten führen und dadurch die Auslösung eines Murgangs bedingen (Zimmermann und Haerberli, 1992; Schneuwly-Bollschweiler und Stoffel, 2012). Kriechbewegungen von aktiven Blockgletschern können Sedimente in Bereiche mit kritischen Hangneigungen, wie beispielsweise markanten Geländestufen oder Karschwellen, verfrachten, wo sich Murgänge leichter entwickeln können (Lugon und Stoffel, 2010). Feldbeobachtungen der Begünstigung der Murgangentstehung durch gegenwärtige Permafrostvorkommen in Lockersedimenten oder durch Blockgletscherkriechen stammen bis dato vorrangig aus Einzugsgebieten in Frankreich, Norditalien und insbesondere aus dem Mattertal in den Schweizer Alpen (Zischg et al., 2011). In Österreich sind ca. 10 % der in der Ereignisdatenbank des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinerverbauung (WLV) dokumentierten Murgänge mit Schadwirkung in Einzugsgebieten mit mehr als 5 % Permafrostvorkommen entstanden (Kaitna und Huber, 2017). In diesen Einzugsgebieten treten Murgänge mit größerer Fre-

quenz, aber geringerer Magnitude auf als in Einzugsgebieten ohne Permafrost. Permafrostvorkommen sind hier jedoch neben steilem Relief und intensiver Frostverwitterung nur einer der möglichen begünstigenden Faktoren für erhöhte Aktivität in diesen hochalpinen periglazialen Gebieten.

Auch ist derzeit kein langfristiger Trend für Muren in österreichischen Permafrostgebieten beobachtbar, wie er z. B. aus der Schweiz berichtet wurde (Kaitna und Huber, 2017). Eine potenzielle Zunahme in Frequenz und Magnitude von Murgängen wird jedoch auch hier durch das klimabedingte Abtauen von Permafrostvorkommen in Lockersedimenten vermutet (z. B. APCC, 2014). Lockersedimentkörper, wie Schutthalden, Blockgletscher oder Moränen, welche vormals durch Eis gebunden waren, werden durch Abschmelzen als Materialquellen für gravitative Prozessen verfügbar gemacht. Ein solcher Zusammenhang wird bei der seit Sommer 2005 beobachteten Zunahme an Murgängen aus dem hochalpinen Sattelkar im Obersulzbachtal, Salzburg, vermutet (Anker et al., 2016; Otto et al., 2018; siehe Abbildung 05). Das Sattelkar liegt zwischen 2.130 und 2.730 m Meereshöhe und ist geprägt von Moränenschutt und Felssturzablagerungen von den umgebenden Granitgneiswänden. Die topografische Lage, Höhe und westliche Exposition lassen auf nur sporadisches Permafrostvorkommen in den obersten Bereichen schließen. Seit 2003 wird eine Zunahme an Massenverlagerungsprozessen beobachtet, wobei sich die Lockermaterialbedeckung des Karbodens rückschreitend in Bewegung gesetzt hat. Die glazialen und periglazialen Ablagerungen im Kar rutschen auf der vermutlich glatten Felsoberfläche mit Bewegungsraten von bis zu 30 m/a in Richtung Karausgang. Dadurch entsteht eine aktive Materialquelle, die zur Bildung von Murgängen aus dem Sattelkar führt. Im August 2014 löste sich während eines Starkregenereignisses ein Murgang von 170.000 m<sup>3</sup>, welcher den Obersulzbach verlegte und Fahrzeuge beschädigte. Im Unterlauf traten zusammen mit einer generellen Hochwassersituation im Obersulzbachtal weitere schwerwiegende Verwüstungen auf. Die Materialverfügbarkeit für die Murgangentstehung kann zuletzt auch durch erhöhte Felssturzaktivität aus tauenden Permafrostfelswänden begünstigt werden (siehe Kapitel 21.3.1). Generell ist eine Abschätzung und Dokumentation dieses Zusammenhangs schwierig, da betroffene hochalpine periglaziale Einzugsgebiete aufgrund steilem Reliefs und intensiver Frostverwitterung generell hohe Sturzaktivität erfahren. Vermehrtes Auftreten von Extremereignisse durch Prozessverkettungen, wie beispielsweise im August 2017 in Graubünden, Schweiz, wo 2–3 Mio. m<sup>3</sup> Fels vom Piz Cengalo auf einen Gletscher stürzten und danach als Murgang das Dorf Bondo verschütteten (Amann et al., 2018), sind jedoch durchaus als realistische Gefahren einzuschätzen.



**Abbildung 05:** Schuttablagerungen eines Murgangs im August 2014 im Obersulzbach führten zur Verlegung des Bachbetts.

**Figure 05:** Deposits of a debris flow that entered the Obersulzbach in August 2014 caused the displacement of the streambed.

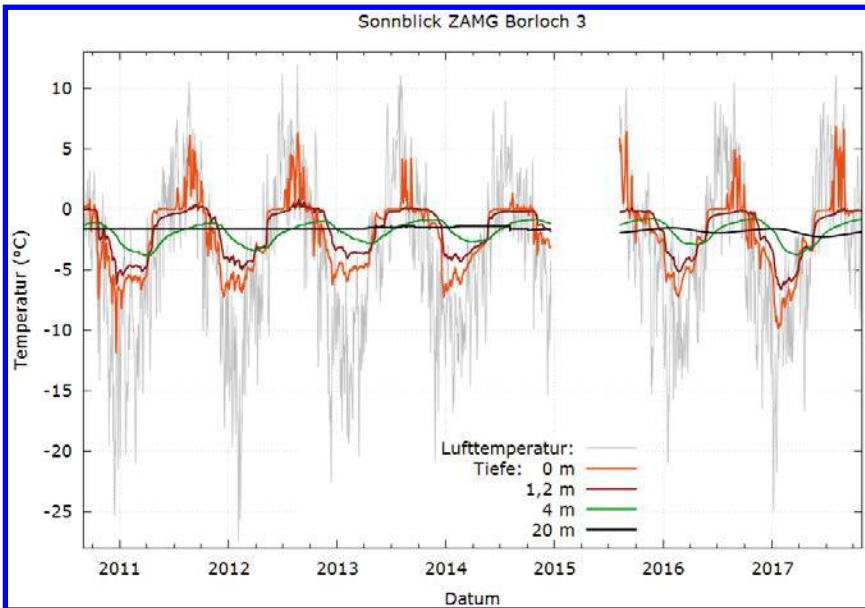
*Foto:* M. Keuschnig

## 21.4 Permafrost und Klimawandel – mögliche zukünftige Entwicklungen

Alpenweit haben Permafrosttemperaturen im letzten Jahrzehnt zugenommen (PERMOS, 2016; siehe Abbildung 06). Felsbereiche scheinen sich dabei stärker zu erwärmen als Lockermaterial oder Boden. Kältere Permafrosttemperaturen steigen zudem stärker an als wärmere. Dies wird auf den Energieverbrauch durch das Schmelzen des Bodeneises zurückgeführt, der eine Temperaturänderung nahe 0 °C verzögert. Im Alpenraum liegen die Bohrlochtemperaturen zwischen 0 ° und -3 °C (Haeberli et al., 2010; Schöner et al., 2012). Zwischen 1990 und 2010 ist die Temperatur in alpinen Bohrlochern in 20 m Tiefe um 0–0,4 Grad Celsius angestiegen (Vaughan, 2013). Im Zusammenhang mit den beobachteten zunehmenden Lufttemperaturen in den Alpen seit den 1980er Jahren deutet dies auf steigende Raten der Permafrosterwärmung auch in Österreich hin (APCC, 2014). Auch die Mächtigkeit der Auftauschicht steigt im Alpenraum sukzessive an. Hierbei wird eine hohe interannuelle Variabilität beobachtet, sodass sich einzelne extrem warme Sommer in deutlich mächtigeren Auftauschichten widerspiegeln (Gruber und Haeberli, 2007; Hilbich et al., 2008). Als weitere Folge der Erhöhung der Permafrosttemperaturen verringert sich auch die räumliche Ausdehnung der Permafrostgebiete, wenn Bereiche dauerhaft auftauen. Physikalische Modellierungen der Energiebilanz im Untergrund zeigen deutlich, dass Temperaturerhöhungen zur Reduzierung des Permafrostbereichs führen und die Reliefposition eine entscheidende

Rolle spielt (Nötzli et al. 2007). Flächenhafte Analysen wie sich die Permafrostverbreitung in den Alpen verändert hat, oder verändern wird, gibt es derzeit nicht.

Veränderungen im Temperaturregime haben auch Auswirkungen auf die Bewegung von Blockgletschern. Bewegungsraten sind im Vergleich zu den 1990er Jahren in den letzten Jahren um den Faktor 2–10 erhöht, von wenigen Dezimetern hin zu mehreren Metern pro Jahr (Hartl et al., 2016; Abbildung 07). Neben den Bewegungsraten zeigen sich in den letzten Jahren auch Hinweise auf Destabilisierungen der Blockgletscher in Form von aufgehenden Rissen und Rutschungen im Zungenbereich.

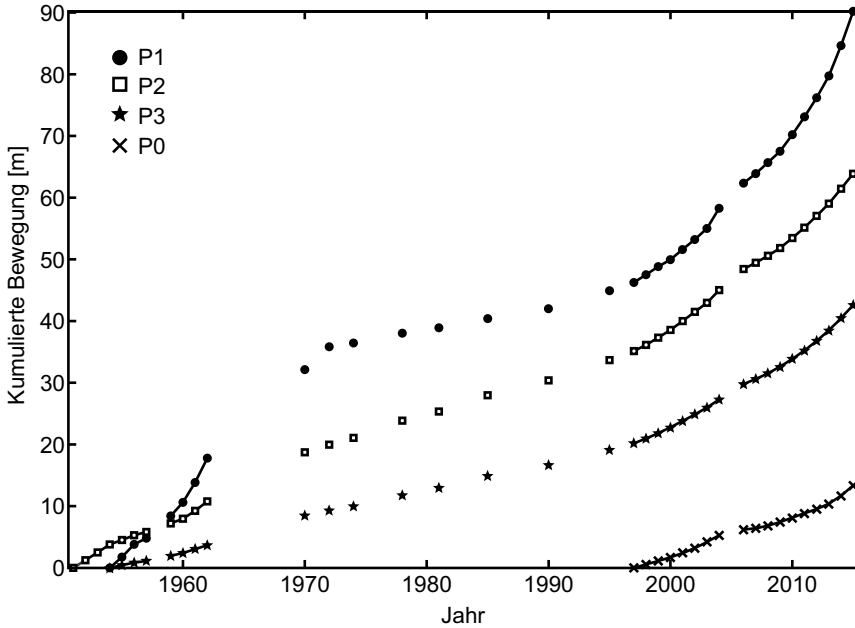


**Abbildung 06:** Verlauf der Felstemperatur im Bohrloch 3 am Hohen Sonnblick, Hohe Tauern, Salzburg.

**Figure 06:** Rock temperature development in borehole 3 at the Hoher Sonnblick, Hohe Tauern, Salzburg.

*Quelle:* C. Riedl, ZAMG





**Abbildung 07:** Kumulative Bewegungsraten von verschiedenen Messlinien (P0-3) auf dem Äußeren Hochebenenkar Blockgletscher, Ötztal, Tirol.

**Figure 07:** Cumulative surface movement at selected measure lines (P0-3) on the Äußeren Hochebenenkar rock glacier, Ötztal, Tyrol.

*Quelle:* geändert nach Hartl et al., 2016

## 21.5 Einschätzung des Sachstandes und Unsicherheiten

Basierend auf aktuellen Klimaprojektionen für den Alpenraum, Feldbeobachtungen der fortschreitenden Reaktion von Permafrostvorkommen auf Temperatur- und Niederschlagsänderungen und der aufgezeigten Zusammenhänge zwischen Permafrost und Naturgefahren gehen Experten von einer möglichen zukünftigen Zunahme an Massenbewegungen aus Permafrostgebieten aus, die sich heute in einigen Gebieten bereits andeutet (APCC, 2014). Aufgrund der schnellen und starken Veränderungen der Kryosphäre besteht die Möglichkeit, dass bestehende Frequenz-Magnituden Beziehungen nicht für die Abschätzung zukünftiger Ereignisse herangezogen werden können. Besonders bei der Verkettung von Prozessen (siehe auch Beitrag 24 zu *Multi-Hazards und Kaskadeneffekte* in diesem Band), z. B. im Zusammenhang mit Gletscherseen, sind Extremereignisse von bisher nicht dokumentierter Magnitude möglich (Haerberli et al., 2017). Beniston et al. (2018) betonen jedoch zurecht, dass Aussagen

diesbezüglich noch weitgehend theoretisch und mit großen Unsicherheiten behaftet sind. Viele beitragende Faktoren sind noch wenig bekannt oder verstanden und eine Abschätzung möglicher zukünftiger Auswirkungen für Siedlungen und Infrastruktur, vor allem auf der für Raumplaner und Entscheidungsträgern wichtigen lokalen Maßstabsebene, sind in der Regel derzeit nicht möglich. Alleine die Frage nach der kleinräumigen aktuellen Permafrostverbreitung innerhalb eines Einzugsgebiets stellt nach wie vor eine große Herausforderung dar (Etzelmüller, 2013). Schon statische (d. h. zeitunabhängige, Istzustand) und noch viel mehr dynamische Permafrostmodelle für Felswände oder schuttbedeckte Hänge benötigen neben Informationen zu Oberflächenmaterial und Schneedeckenverteilung auch räumliche Daten zu physikalischen Eigenschaften des Untergrunds, wie Wärmeleitfähigkeit, Klüftung, Porosität oder Eisgehalt. Vor allem der Einfluss von eindringendem Wasser ins Kluftsystem eines Permafrostkörpers, z. B. bei der Schneeschmelze oder bei Regen ist eine große Herausforderung bei der Modellierung der Untergrundreaktionen auf Erwärmung. Die Erfassung räumlicher Daten zu Untergrundeigenschaften stellt derzeit eine aktive Front der Permafrostforschung dar (Beniston et al., 2018). Verlässliche räumliche Daten zu Permafrostmächtigkeit und der zukünftigen Entwicklung von Bodentemperaturen sind essenzielle Eingangsdaten zu dynamischen prozess-orientierten Permafrostmodellen. Mit GIS-basierten räumlichen Analysen von kritischen Flankenneigungen und Permafrosttemperaturen (z. B. Fischer et al., 2012) kann schon heute die potenzielle zukünftige Anfälligkeit für Massenbewegungen grob abgeschätzt werden. Solche räumliche Information hilft bei der Bestimmung von zukünftig möglichen Hotspots und entsprechender Priorisierung weitergehender Analysen.

Direkte Messungen aus Bohrlöchern, welche zum einen Aufschluss über die Untergrundkomposition, zum anderen Aufschluss über die aktuelle Untergrundtemperatur geben, erteilen dabei wichtige Auskunft über den aktuellen Zustand von entsprechenden Permafrostvorkommen. Nicht zuletzt sind jedoch auch Massenbewegungen wie Bergstürze, Felsstürze und Muren selbst Resultate des komplexen Zusammenspiels vorbereitender und auslösender Faktoren (siehe Beitrag 16 zu *Felsgleitung*, *Felslawine*, *Erd-/Schuttstrom*, Beitrag 17 zu *Steinschlag und Felsturz* und Beitrag 19 zu *Muren* in diesem Band). Das sich verbessernde grundlegende Verständnis der beitragenden Prozesse und Faktoren sowie geeignete räumliche Daten erlauben derzeit erste Benchmark-Modellierungen, die progressives Felsversagen reproduzieren können und die nun für Risikobewertungen umgesetzt werden müssen. Damit können dann zukünftige Auswirkungen für Siedlungen und Infrastruktur durch das klimabedingte Abtauen von Permafrostvorkommen abgeschätzt werden. Für eine Bedrohung durch Muren liegen solche Modelle bislang nicht vor.

## 21.6 Handlungsoptionen und Risikomanagement in Permafrostgebieten

Die Wissenschaftlergruppe »GAPHAZ« (Joint Standing Group on Glacier and Permafrost Hazards in High Mountains of the International Association of Cryospheric Sciences (IACS) and the International Permafrost Association (IPA)) hat kürzlich ein technisches Richtlinienpapier herausgegeben, dass die Einschätzung von Gefahrensituation und Risiko für diverse Permafrostgefahren im Hochgebirge schematisiert ([www.gaphaz.org](http://www.gaphaz.org)). Dort wird die Naturgefahrenereinschätzung für (i) Felsstürze/Bergstürze, (ii) Eislawinen, (iii) Gletscherseeausbrüche, (iv) Murgänge und (v) »On Site Permafrost Hazards« also solche unter alpiner Infrastruktur en detail beschrieben und die Vorgehensweise für das Impact Assessment vorgeschlagen. Genereller Unterschied ist, dass bei (v) On Site Hazards vor allem der Standort der Infrastruktur durch Absenkung, differentielles Bodenkriechen und um sich greifende Felsstabilität bedroht ist, wie das in Österreich derzeit bei mehreren Gebirgshütten und Seilbahninfrastrukturen bereits zu beobachten ist. Bei (i) bis (iv) sind Gebiete außerhalb des Startgebiets bzw. Permafrostvorkommen durch schnelle Massenbewegungen, Eislawinen und Flutwellen bedroht. Deswegen kommt hier dem »Impact Assessment« besondere Bedeutung zu.

Grundlage für Planungs- und Managementstrategien im Bereich Permafrost sind detaillierte Kenntnisse zur Permafrostverbreitung sowie der Permafrosttemperatur, da nur so festgestellt werden kann, ob (1) Permafrostbedingungen ein Faktor für die Stabilität von Fels und Lockermaterial sind und (2) in welchem Temperaturzustand Permafrost vorliegt. Aufgrund der technischen und logistischen Einschränkungen ist eine flächendeckende Messung von Permafrosttemperaturen nicht möglich. Als Handlungsoption folgt daraus, dass die potenzielle, flächendeckende Verbreitung für Österreich durch eine Modellierung möglichst genau abgeschätzt und in Form von Karten/WebGIS dokumentiert werden sollte. Diese Modellierung sollte möglichst viele direkte und nur geprüfte indirekte Nachweise als Datengrundlage enthalten. Aufgrund der zunehmenden Lufttemperaturen ist es notwendig diese Modellierung im Abstand von 10 Jahren zu wiederholen und die Datengrundlage zu aktualisieren. Die Verbreitungskarte ist dann als Planungsinstrument an die Landesbehörden und Ingenieurbüros weiterzugeben. Auch für eine räumliche Analyse des Impact Assessment sind Verbreitungsmodelle eine wichtige Basis. Geeignete Modellierungswerkzeuge liegen vor und müssen für eine räumliche Analyse von möglichen Ereignis- und Schadensszenarien angewandt werden. Als Beispiele seien hier die Ausbreitung von Muren aus Permafrostgebieten oder die potenzielle Ausbreitung von Felsstürzen oder Gletscherseeausbrüchen mit Auswir-

kungen bis in die Täler genannt. Sowohl zur auftaubedingten Destabilisierung sowie zu den Auslaufweiten gibt es verschiedene Modellansätze (Krautblatter et al. 2013; Pudasaini und Krautblatter 2014), die realitätsnahe Voraussagen über den potenziellen Impact liefern können. Durch den Einsatz von Intensitätsszenarien können Unsicherheiten aufgrund der zukünftigen Klima- und Umweltveränderung im Impact Assessment berücksichtigt werden. Fernerkundungsansätze sowie lokale geotechnische und geophysikalische Beobachtung ermöglichen es Bedingungen in den Startgebieten bzw. in potenziellen On Site Gefahrengebieten zu überwachen und Aussagen über das erwartete Schadensausmaß und den Schadenszeitpunkt zu treffen.

An Hotspots mit alpiner Infrastruktur ist ein hochaufgelöstes Monitoring der Permafrostdynamik erforderlich. Hotspots sind zum Beispiel stark frequentierte Seilbahnen, Gipfelstationen, sowie Berghütten. Die Ausweisung der Hotspots unterliegt dabei den Betreiber\*innen und den Landesgeolog\*innen. In Wert gesetzt werden die Monitoringdaten dann durch eine Umsetzung der Temperaturveränderungen in mechanische Vorhersagen durch Labormessungen und kleinräumige Prozessmodelle zur Hangstabilität. Geotechnische und geophysikalische Untersuchungen an Infrastrukturstandorten mit Permafrost können zu verlässlichen Aussagen über die zukünftige mechanische Entwicklung kombiniert werden und die Planung von Infrastrukturprojekten in Bezug auf zukünftige Permafrostveränderungen deutlich verbessern.

Zunehmende Bewegungsraten und beschleunigte Vorstöße der Blockgletscher werden zu einer Vergrößerung der Schuttverfügbarkeit an Karschwellen führen. Zur Abschätzung zukünftiger Muraktivität müssen Blockgletscherkataster diesen Aspekt aufgreifen und durch die Analyse der Frontposition potenziell gefährdende Blockgletscher ausweisen, die zum einen große Bewegungsraten und zum anderen nur noch wenig Abstand der Blockgletscherfront zur Karschwelle aufweisen.

Eine Zunahme an Massenbewegungsereignissen oder eine Vergrößerung der involvierten Magnituden durch das Auftauen von Permafrost kann die bestehende Frequenz-Magnituden Beziehung verändern. Da diese als Planungsinstrument für die Bemessung von Schutzbauwerken verwendet werden, müssen sie in Permafrostgebieten wiederholt neu berechnet und entsprechende Bemessungsgrenzen angepasst werden. Das impliziert nicht nur die Anwendung dieser neuen Grenzwerte bei Neuplanungen, sondern auch die Überprüfung bereits existierender Bauwerke, damit diese ihre Schutzfunktion auch unter geänderten Bedingungen erhalten.

## Literatur

- Amann, F., Kos, A., Phillips, M., Kenner, R., 2018. The Piz Cengalo Bergsturz and subsequent debris flows. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 20, S. 14700.
- Anker, F., Fegerl, L., Hübl, J., Neumayr, F., Keuschnig, M., Kaitna, R., 2016. Geschiebetransport in Gletscherbächen der Hohen Tauern: Beispiel Obersulzbach. *Wildbach- und Lawinenverbau*, 177, S. 86–96.
- APCC, 2014. Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014. Austrian Assessment Report AAR14. Austrian Panel on Climate Change, Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 1096 S.
- Beniston, M., Farinotti, D., Stoffel, M., Andreassen, L.M., Coppola, E., Eckert, N., Fantini, A., Giacomoni, F., Hauck, C., Huss, M., Huwald, H., Lehning, M., López-Moreno, J.I., Magnusson, J., Marty, C., Morán-Tejedá, E., Morin, S., Naaim, M., Provenzale, A., Rabatel, A., Six, D., Stötter, J., Strasser, U., Terzago, S., Vincent, C., 2018. The European mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. *The Cryosphere*, 12(2), S. 759–794. DOI: 10.5194/tc-12-759-2018.
- Bodin, X., Thibert, E., Sanchez, O., Rabatel, A., Jailliet, S., 2018. Multi-Annual Kinematics of an Active Rock Glacier Quantified from Very High-Resolution DEMs: An Application-Case in the French Alps. *Remote Sensing*, 10(4). DOI: 10.3390/rs10040547.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., Noetzli, J., 2012a. Permafrost distribution in the European Alps: Calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *Cryosphere*, 6(4), S. 807–820. DOI: 10.5194/tc-6-807-2012.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., Noetzli, J., 2012b. A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere*, 6(1), S. 125–140. DOI: 10.5194/tc-6-125-2012.
- Davies, M.C.R., Hamza, O., Lumsden, B.W., Harris, C., 2000. Laboratory measurement of the shear strength of ice-filled rock joints. *Annals of Glaciology*, 31, S. 463–467. DOI: 10.3189/172756400781819897.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Käab, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I., Thibert, E., 2008. Recent Interannual Variations of Rock Glacier Creep in the European Alps, Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, S. 343–348.
- Etzelmueller, B., 2013. Recent Advances in Mountain Permafrost Research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), S. 99–107. DOI: 10.1002/ppp.1772.
- Fischer, L., Purves, S.R., Huggel, C., Noetzli, J., Haeberli, W., 2012. On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, S. 241–254. DOI: 10.5194/nhess-12-241-2012.
- Girard, L., Gruber, S., Weber, S., Beutel, J., 2013. Environmental controls of frost cracking revealed through in situ acoustic emission measurements in steep bedrock. *Geophysical Research Letters*, 40(9), S. 1748–1753. DOI: 10.1002/grl.50384.
- Gruber, S., Haeberli, W., 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2). DOI: 10.1029/2006JF000547.

- Gruber, S., Hoelzle, M., Haeberli, W., 2004. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters*, 31(13). DOI: 10.1029/2004GL020051.
- GTN-P, 2018. Homepage Global terrestrial network for permafrost. <https://gtnp.arcticportal.org/> [15. 10. 2018].
- Haeberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., Phillips, M., 2010. Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), S. 1043–1058. DOI: 10.3189/002214311796406121.
- Haeberli, W., Schaub, Y., Huggel, C., 2017. Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. *Geomorphology*, 293, S. 405–417. DOI:10.1016/j.geomorph.2016.02.009.
- Hartl, L., Fischer, A., Stocker-Waldhuber, M., Abermann, J., 2016. Recent speed-up of an Alpine rock glacier: an updated chronology of the kinematics of Outer Hochebenkar rock glacier based on geodetic measurements. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 98(2), S. 129–141. DOI: 10.1111/geoa.12127.
- Hartmeyer, I., Keuschnig, M., Schrott, L., 2012. A scale-oriented approach for the long-term monitoring of ground thermal conditions in permafrost-affected rockfaces, Kitzsteinhorn, Hohe Tauern range, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2), S. 128–139.
- Hausmann, H., Krainer, K., Bruckl, E., Mostler, W., 2007. Internal structure and ice content of reichenkar rock glacier (Stubai alps, Austria) assessed by geophysical investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(4), S. 351–367. DOI: 10.1002/ppp.601.
- Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., Scherler, M., Schudel, L., Völksch, I., Vonder Mühl, D., Mäusbacher, R., 2008. Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(F1). DOI: 10.1029/2007JF000799.
- Kaitna, R., Huber, T., 2017. Debris flow activity in permafrost regions in Austria during the 20th century. In: M. Mikos, N. Casagli, Y. Yin, K. Sassa (Hrsg.), *Advancing Culture of Living with Landslides*. Springer International Publishing, Cham, S. 421–427. DOI: 10.1007/978-3-319-53485-5.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Kaufmann, V., 2012. About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2), S. 94–112.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Kaufmann, V., 2018. Deglaciation and its impact on permafrost and rock glacier evolution: New insight from two adjacent cirques in Austria. *Science of the Total Environment*, 621, S. 1397–1414. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.10.087.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G.K., Avian, M., Carrivick, J., 2012a. Climate change and rock fall events in high mountain areas: numerous and extensive rock falls in 2007 at Mittlerer Burgstall, Central Austria. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94(1), S. 59–78. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2011.00449.x.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G.K., Kleinfürchner, H., 2012b. A new rock glacier inventory of the Eastern European Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2), S. 78–93.

- Kenner, R., Phillips, M., Beutel, J., Hiller, M., Limpach, P., Pointner, E., Volken, M., 2017. Factors Controlling Velocity Variations at Short-Term, Seasonal and Multiyear Time Scales, Ritigraben Rock Glacier, Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(4), S. 675–684. DOI: 10.1002/ppp.1953.
- 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. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(1), S. 158–171. DOI: 10.1002/ppp.1916.
- Klug, C., Rieg, L., Ott, P., Mössinger, M., Sailer, R., Stötter, J., 2017. A Multi-Methodological Approach to Determine Permafrost Occurrence and Ground Surface Subsidence in Mountain Terrain, Tyrol, Austria. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(1), S. 249–265. DOI: 10.1002/ppp.1896.
- Krainer, K., Kellerer-Pirklbauer, A., Kaufmann, V., Lieb, G.K., Schrott, L., Hausmann, H., 2012. Permafrost research in Austria: History and recent advances. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2), S. 2–11.
- Krainer, K., Ribis, M., 2012. A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2), S. 32–47.
- Krautblatter, M., Funk, D., Günzel, F.K., 2013. Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(8), S. 876–887. DOI: 10.1002/esp.3374.
- Krautblatter, M., Leith, K., 2015. Chapter 9: Glacier- and permafrost-related slope instabilities. In: C. Huggel, M. Carey, J. Clague, A. Kääb (Hrsg.), *The High-Mountain Cryosphere*. Cambridge University Press, S. 147–165. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781107588653.009>.
- Krautblatter, M., Verleysdonk, S., Flores-Orozco, A., Kemna, A., 2010. Temperature-calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resistivity tomography (Zugspitze, German/Austrian Alps). *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 115, F02003. DOI: 10.1029/2008JF001209.
- Lieb, G.K., 1996. Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. *Zeitschrift für Geomorphologie*. Neue Folge 35.
- Luethi, R., Gruber, S., Ravel, L., 2015. Modelling transient ground surface temperatures of past rockfall events: towards a better understanding of failure mechanisms in changing periglacial environments. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 97(4), S. 753–767. DOI: 10.1111/geoa.12114.
- Lugon, R., Stoffel, M., 2010. Rock-glacier dynamics and magnitude-frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, 73(3), S. 202–210.
- Mamot, P., Weber, S., Schröder, T., Krautblatter, M., 2018. A temperature- and stress-controlled failure criterion for ice-filled permafrost rock joints. *The Cryosphere Discussions*, S. 1–31. DOI: 10.5194/tc-2018-57.
- Marmy, A., Salzmann, N., Scherler, M., Hauck, C., 2013. Permafrost model sensitivity to seasonal climatic changes and extreme events in mountainous regions. *Environmental Research Letters*, 8(3), 035048.
- Mergili, M., Emmer, A., Juřicová, A., Cochachin, A., Fischer, J.-T., Huggel, C., Pudasaini, S.P., 2018: How well can we simulate complex hydro-geomorphic process chains? *The*

- 2012 multi-lake outburst flood in the Santa Cruz Valley (Cordillera Blanca, Perú). *Earth Surface Processes and Landforms* 43(7), S. 1373–1389. DOI: 10.1002/esp.4318.
- Murton, J.B., Peterson, R., Ozouf, J.-C., 2006. Bedrock Fracture by Ice Segregation in Cold Regions. *Science*, 314(5802), S. 1127. DOI: 10.1126/science.1132127.
- Noetzi, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N., Haeberli, W., 2007. Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112, F02S13. DOI: 10.1029/2006JF000545.
- Otto, J.C., Hartmeyer, I., Keuchnig, M., 2018. Naturgefahren in alpinen Permafrostregionen und Permafrostmonitoring. *Geographische Rundschau*, 11, 6 S.
- 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. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94(1), S. 43–57. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2012.00455.x.
- PERMOS, 2016. Permafrost in Switzerland 2010/2011 to 2013/2014, Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 85 S.
- Phillips, M., Wolter, A., Lüthi, R., Amann, F., Kenner, R., Bühler, Y., 2017. Rock slope failure in a recently deglaciated permafrost rock wall at Piz Kesch (Eastern Swiss Alps), February 2014. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(3), S. 426–438. DOI: 10.1002/esp.3992.
- Pudasaini, S.P., Krautblatter, M., 2014. A two-phase mechanical model for rock-ice avalanches. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(10), S. 2272–2290. <https://doi.org/10.1002/2014JF003183>.
- Rebetz, M., 2004. Summer 2003 maximum and minimum daily temperatures over a 3.300 m altitudinal range in the Alps. *Climate Research*, 27(1), S. 45–50.
- Schneider, D., Huggel, C., Cochachin, A., Guillén, S., García, J., 2014. Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, Carhuaz, Peru. *Advances in Geosciences*, 35, S. 145–155. <https://doi.org/10.5194/adgeo-35-145-2014>.
- Schneider, S., Hoelzle, M., Hauck, C., 2012. Influence of surface and subsurface heterogeneity on observed borehole temperatures at a mountain permafrost site in the Upper Engadine, Swiss Alps. *The Cryosphere*, 6(2), S. 517–531. DOI: 10.5194/tc-6-517-2012.
- Schnepfleitner, H., Kellerer-Pirklbauer, A., Rode, M., 2016. The permafrost borehole »Koppenkarstein North Face«, Dachstein Massif: An Austrian contribution to the Global Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P). *Joannea Geologie und Palaontologie*, 12, S. 28–36.
- Schneuwly-Bollschweiler, M., Stoffel, M., 2012. Hydrometeorological triggers of periglacial debris flows in the Zermatt valley (Switzerland) since 1864. *Journal of Geophysical Research*, 117, F02033. DOI: 10.1029/2011jg002262.
- Schöner, W., Boeckli, L., Hausmann, H., Otto, J.C., Reisenhofer, S., Riedl, C., Seren, S., 2012. Spatial patterns of permafrost at hoher sonnblick (Austrian Alps). Extensive field-measurements and modelling approaches. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2), S. 154–168.
- Schrott, L., Otto, J.C., Keller, F., 2012. Modelling alpine permafrost distribution in the Hohe Tauern region, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2), S. 169–183.



- Vaughan, D.G., Comiso, J.C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., Zhang, T., 2013. Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (Hrsg.), *Observations: Cryosphere*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, S. 317–382. DOI: 0.1017/CBO9781107415324.012.
- Wagner, T., Pauritsch, M., Winkler, G., 2016. Impact of relict rock glaciers on spring and stream flow of alpine watersheds: Examples of the Niedere Tauern Range, Eastern Alps (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 109(1). DOI: 10.17738/ajes.2016.0006.
- Winkler, G., Pauritsch, M., Wagner, T., Kellerer-Pirklbauer, A., 2016. Reliktische Blockgletscher als Grundwasserspeicher in alpinen Einzugsgebieten der Niederen Tauern. *Berichte zur wasserwirtschaftlichen Planung Steiermark*, 87, 134 S.
- Zenkulus Mutter, E., Blanchet, J., Phillips, M., 2010. Analysis of ground temperature trends in Alpine permafrost using generalized least squares. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F4). DOI: 10.1029/2009JF001648.
- Zhang, T., Barry, R.G., Haeberli, W., 2001. Numerical simulations of the influence of the seasonal snow cover on the occurrence of permafrost at high latitudes. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 55(4), S. 261–266. DOI: 10.1080/00291950152746621.
- Zimmermann, M., Haeberli, W., 1992. Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas. A case study in the Swiss Alps. *Catena Supplement*, 22, S. 59–72.
- Zischg, A., Curtaz, M., Galuppo, A., Lang, K., Mayr, V., Riedl, C., Schoeneich, P., 2011. Chapter 2: Permafrost and debris-flows. In: P. Schoeneich, M. Dall'Amico, P. Deline, A. Zischg (Hrsg.), *Hazards related to permafrost and to permafrost degradation*. PermaNET project, State-of-the-art report 6.2, S. 29–66.