

Auswirkungen von sich erwärmendem Permafrost auf Felsstürze, Hangbewegungen und alpine Naturgefahren

Michael Krautblatter

Der Beitrag basiert auf einem vom Autor freigegebenen gekürzten Mitschnitt seines Vortrags vom 25. März 2025 in der Bayerischen Akademie der Wissenschaften.

Einführung

Permafrost ist per Definition Untergrund, der über mindestens zwei aufeinander folgende Jahre unter 0°C bleibt. In den Alpen kommt zum einen Eis vor, das unter der Oberfläche in Höhen ab 2500 bis 2600 m im Schutt gebunden ist, oft mit bedeutenden Volumenanteilen von 30–40 % und höher. Zum anderen sind Felsen selbst ebenfalls geklüftet; an der Zugspitze besteht der Fels zu etwa 3–4 % aus eisgefüllten Hohlräumen. Dieser Beitrag wird sich vor allem mit dem Permafrost im Fels befassen.

Wie die Gletscher verändert sich auch die Kryosphäre im Inneren derzeit rapide. Die durch das Abschmelzen der Gletscher freiwerdenden Bergflanken liegen auf einer Höhe, in der sich z. T. noch neuer Permafrost bilden kann. Gleichzeitig bilden sich in einem Einzugsbereich unterhalb von Felsen auch neue Seen in von der Vergletscherung freigegebenen Vertiefungen, die potenziell von Felsstürzen aus dem Permafrostbereich bedroht werden. Über Permafrost wird vor allem aufgrund spektakulärer Großereignisse gesprochen wie den Bergsturz am Piz Cengalo im August 2017, bei dem 3 Mio. m³ Fels ins Tal gestürzt

und acht Menschen gestorben sind (Walter et al. 2020). Zu den weniger medial verarbeiteten Ereignissen gehört z. B. der Bergsturz am Kolka-Karmadon 2002 im russischen Kaukasus mit ca. 50 Mio. m³ Gestein und einer massiven Aufnahme von Gletschereis, bei dem 140 Menschen ums Leben kamen (Huggel et al. 2005).

An der Zugspitze (2962 m NN) beginnt der heutige Permafrost auf der Nordseite ab etwa 2800 m, wo er z. B. im Kammstollen und durch ein Bohrloch am Gipfel seit 2007 gemessen werden kann. Es gibt jedoch auch im Inneren der Zugspitze 300 m unter dem Gipfel Permafrost, der nur stark verzögert auf die heutige Erwärmung reagiert. Auch das Matterhorn, an dem dieses thermische Phänomen berechnet worden ist, ist im Inneren noch ca. 1–2°C kälter, als heutige Gleichgewichtsbedingungen zeigen würden. Dieser transiente, d. h. aus der Vergangenheit kommende Kälteeinfluss stammt aus der letzten Eiszeit; das Matterhorn ist seitdem noch nicht völlig durchgewärmt. Dies bedeutet wiederum, dass sich an der Oberfläche der Berge die Permafrostphänomene schneller verändern als im Inneren und wir erhebliche transiente Effekte berücksichtigen müssen.

✉ Prof. Dr. Michael Krautblatter, TU München, Lehrstuhl für Hangbewegungen, Arcisstraße 21, 80333 München; m.krautblatter@tum.de

Fels- und Bergstürze aus Permafrostfelsen

Vor etwa 4000 Jahren war die Zugspitze noch über 3000 m hoch, wie wir aus neuen Aufschlüssen im Eibseebergsturz wissen. Über dem heutigen Gipfel müssten die Raibler Schichten beginnen, die in der Bergsturzmasse enthalten sind (Knapp et al. 2021). Auch bei diesem 200–300 Mio. m³ großen Bergsturz, den größten in Deutschland, wurde diskutiert, ob er im Zusammenhang mit der Erwärmung des Permafrosts am Ende des holozänen Klimaoptimums (ca. 8000 bis 5000 Jahre vor heute) mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung stand (Gude & Barsch 2005, Jerz & von Poschinger 1995). Ob ein Bergsturz dieser Größe tatsächlich durch die Veränderung von Permafrost ausgelöst werden kann und welche Prozesse bei der Erwärmung von Permafrost zu einer Instabilität von Bergflanken führen, wird im Folgenden dargestellt werden.

Die Folgen eines ähnlich großen Bergsturzes zeigen sich am Yigong-Bergsturz (Bomi, südöstliches Tibet, China), der am 9. April 2000 in einer Höhe von bis über 5000 m stattfand und bei dem etwa 300 Mio. m³ Fels abstürzten (Shang et al. 2003). Aufgrund der extrem hohen Energiefreisetzung wurde das Material stark fragmentiert. Es bildete sich ein 60–100 m hoher Bergsturzdamm, der den Yigong River blockierte. In den nächsten fünf Tagen mussten 4000 Menschen, verschiedene Schulen und Dörfer evakuiert werden, da sich sehr schnell ein See bis in das Siedlungsgebiet aufstaute. Im Zeitraum 3. Mai bis 3. Juni wurde mit enormen Ressourcen versucht, über eine 1000 m lange, 24 m tiefe und an ihrem oberen Rand 150 m breite Kanalkonstruktion einen Durchfluss zu schaffen; dazu wurden 1,4 Mio. m³ Schutt ausgehoben. Am 10. Juni brach der See durch, am 11. Juni betrug der maximale Durchfluss an einer Brücke in Tongmai, 17 km stromabwärts, 120 000 m³/s; das Wasser stand 34 m über dem Brückendeck. Die Flut erreichte nach 216 km Indien und war nach weiteren 450 km immer noch 5 m hoch. Das Beispiel zeigt, dass an Bergstürzen nicht der eigentliche Impaktbereich, sondern oft die Auswirkungen flussaufwärts und flussabwärts die größeren Schäden verursachen. Im mitteleuropäischen Kontext wären hier etwa der historische Tschirgant-Bergsturz (Tirol) mit dem Aufstau des Inns als vergleichbares System zu nennen.

Degradierender Permafrost in den Alpen

In den Alpen führt ein Auftauen des Permafrosts im Fels zu Deformationen und Schäden an alpiner Infrastruktur, wie z. B. bei Deformationen an der Andermatt-Gipfelseilbahn am Gemsstock (Gotthard-Gruppe, Schweiz) vor der Sanierung, die sich mit einigen cm pro Jahr bewegt hatte. Mindestens 30 alpine Infrastrukturprojekte haben derzeit akut Probleme mit Permafrost. Häufig sind dabei sehr hohe Investitionssummen zur Kompensation oder Vermeidung von Bauschäden durch auftauenden Permafrost nötig, um die Hütten und Seilbahnen am betroffenen Standort weiterbetreiben zu können; in manchen Fällen muss die Infrastruktur auch verlegt werden.

Im Gegensatz zu den Gletschern fehlen für den Permafrost in den Alpen lange Zeitreihen. An der Seilbahn Murtèl-Corvatsch (Graubünden, Schweiz) wurde bereits 1987 mit den Messungen begonnen, i.d.R. liegen aber erst Daten seit nach der Jahrtausendwende vor. In den Alpen fand in der Dekade von 2013 bis 2022 in 10 m Tiefe eine Erwärmung von durchschnittlich 0,4–0,5°C statt (Noetzli et al. 2024). An der Zugspitze messen wir im Kammstollen auf 2800 m NN eine Erwärmung von –1,2°C (2007) auf –0,7°C (jetzt) in 15–20 m Abstand von der Nordwand, was die Zugspitze in der Höhe von 2800 m schon nahe an das Auftauen führt, da der Wettersteinkalk bereits ab –0,5°C auftaut; im 150 m höher liegenden Gipfelaufbau wird mit dem Auftauen in den kommenden Dekaden gerechnet.

Felsinstabilität durch auftauenden Permafrost: fels- und eismechanische Prozesse

Auf einen Felsblock wirken verschiedene Scherkräfte, einige davon sind im Permafrost stärker ausgeprägt (Abb. 1, A–C; Krautblatter et al. 2013). Das sind einerseits hydrostatische Drücke, weil das Wasser in Klüften aufgrund des darunterliegenden Eises schlecht abfließen kann und, wie Messungen am Kitzsteinhorn und an der Zugspitze zeigen, sich hier Wassersäulen von deutlich über 10 m in Klüften bilden können (Offer et al. 2025, Scandroglia et al. 2025). Hydrostatische Drücke in dieser Größenordnung können Rissausbreitungen im degradierten Fels vorantreiben und erheblich zur Destabilisierung

beitragen (Pfluger et al. 2025). Kryostatische Drücke entstehen durch die Saugspannung von Eis auf Wasser und können zur Expansion von eisgefüllten Klüften führen (Murton et al. 2016, Draebing & Krautblatter 2019). Liegt dieser ständige Schub auf großen Klufflächen an, kann er erhebliche Deformationen bewirken. Gleichzeitig wirken erhöhte Scherwiderstände in gefrorenen Felsmassen auch stabilisierend auf den dargestellten Block (Abb. 1, 1–4). Der erhöhte Scherwiderstand ergibt sich aus der Scherkraft, die notwendig ist für (i) die Deformation, d. h. das Kriechen und Bruchverhalten des Eises, (ii) Bruchvorgänge entlang von Fels-Eis-Kontakten, (iii) die im gefrorenen Zustand erhöhte Reibung von Fels-Fels-Kontakten und (iv) die erhöhte Bruchfestigkeit in gefrorenen Felsbrücken (Krautblatter et al. 2013, Mamot et al. 2018).

Bei einer Felswand sprechen wir von einem Grenzgleichgewicht; vereinfacht ausgedrückt: Alles, was nicht mehr hält, ist bereits abgelöst, andere Teile der Felswand halten oft gerade noch. Taut Fels auf, verliert er an Druck- und Zugfestigkeit (Mellor 1973) und es wird Bereiche in der Wand geben, in denen die Stabilität nicht mehr ausreicht und neue Brüche entstehen. In Kalkgestein ähnlich zur Zugspitze nimmt die Bruchfestigkeit mit dem Auftauen um bis zu 30 % und mehr ab (Dwivedi et al. 2000), entsprechende Effekte erhöhen sich bei mehrfachem Frieren und Auftauen (Jia et al. 2015). Bei sehr niedrigen Geschwindigkeiten, bei denen z.B. eine erste Rissbildung in Felsverbindungen (Felsbrücken) auftritt, ist der Scherwiderstand des Eises infolge von Kriechverformung vernachlässigbar; ein Bruch des Eises tritt erst bei höheren Geschwindigkeiten (Dehnungsrate $> 10^{-3}/s$) auf.

Ein Fels-Eis-mechanisches Modell

Ein erstes Fels-Eis-mechanisches Modell überführt diese Effekte in eine gemeinsame Formel (Krautblatter et al. 2013). Bei Beginn des Permafrostauftauens ändern sich (1) die Bruchfestigkeit vom Fels, d. h. es kommt zu Brüchen in den Felsbrücken, und (2) die Reibung im Fels aufgrund der Rauigkeit der Bruchflächen. Erst wenn alle Felsbrücken gebrochen sind, kommt es regelmäßig zu Geschwindigkeiten, bei denen sich (3) die Verringerung der Scherspannung durch sekundäres/tertiäres Eiskriechen,

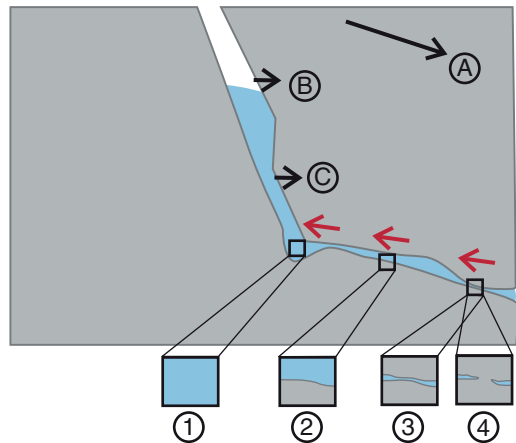


Abb. 1. Konzeptionelles Fels-Eis-mechanisches Modell. Wirkung von Scherkräften (schwarze Pfeile; A: Komponente der Hangabtriebskraft, B: hydrostatischer Druck, C: kryostatischer Druck) und stabilisierenden Kräften (rote Pfeile; für 1: Eisdeformation, 2: Brüche entlang Fels-Eis-Kontakten, 3: Reibung an Fels-Fels-Kontakten, 4: Bruch von Felsbrücken). – Krautblatter et al. (2013).

d. h. das Deformationsverhalten des Eises, und (4) die Versagenskriterien des Eises in Felsklüften ändern, d. h. die Möglichkeit, die Fels-Eis-Kante abzubrechen. Die Formel für die Scherspannung bei Bruch lautet demnach:

$$|\tau| = \frac{K_c \sqrt{\pi a}}{2w} \quad (1)$$

$$+ \sigma' \tan(\varphi + JRC * \log_{10}(\frac{\sigma_c}{\sigma'})) \quad (2)$$

$$+ \frac{\varepsilon_w}{A_0 \exp(-\frac{16700}{T})} \quad (3)$$

$$+ (-145 * T_c + 0,47 * \sigma' - 3,5) \quad (4)$$

In jedem dieser Teilprozesse ist eine dynamische, temperaturabhängige Komponente enthalten (K_c , σ_c , T_c [°C], T [K]), was eine mechanische Vorhersage möglich macht. Nicht alle Teilprozesse wirken gleichzeitig, sondern nacheinander oder in Kombination. Vereinfacht ausgedrückt: Wenn ein Fels, der noch über Felsbrücken gehalten wird, aufzutauen beginnt, verlieren die Felsbrücken bis zu 40 % ihrer Festigkeit. Bricht eine davon, lastet umso mehr Gewicht auf den restlichen Brücken und die nächste wird

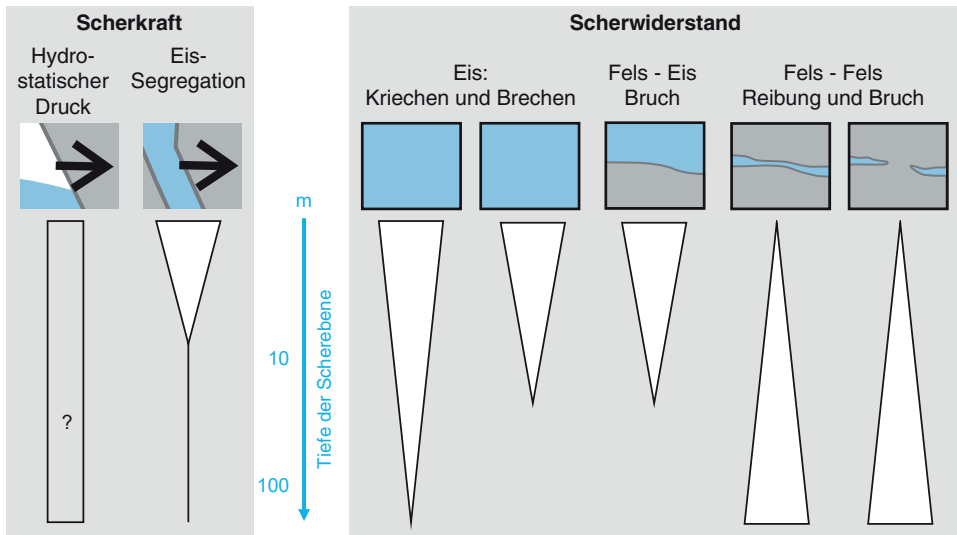


Abb. 2. Schematische Darstellung der Wirkung von Scherkräften (hydrostatischer, kryostatischer Druck) und stabilisierenden Kräften (Eis, Fels-Eis, Fels-Fels) in verschiedenen Tiefen der Scherebene auf die Destabilisierung von Fels. – Krautblatter et al. (2013).

nachgeben usw. Auf diese Weise beschleunigt sich der Prozess, bis es zum Felssturz kommt. D. h., in der ersten, sehr langsamen Phase der Instabilität größerer Felspartien handelt es sich um rein felsmechanische Prozesse, bei denen das Eis wenig beteiligt ist, da es langsamen Deformationen in der Größenordnung von mm/Tag oder mm/Woche keinen Widerstand entgegensetzt (s. oben). Erst bei Deformationsraten von mm/Stunde oder mm/Minute gewinnt das Eis an Bedeutung und beginnt, signifikant zum Scherwiderstand beizutragen. Für den zeitlichen Ablauf bedeutet dies in der Regel: Solange es noch Felsbrücken gibt, ist die Eisdeformation vernachlässigbar; erst wenn alle Felsbrücken gebrochen sind und es zu einer Beschleunigung kommt, wird das Eis wichtig. So können wir erstmals für definierte und gut durch Laborversuche kalibrierte Felsen berechnen, wie stark sich die Festigkeit des Felses an einem bestimmten Ort ändern wird, wenn die Temperatur steigt und der Permafrost degradiert (Krautblatter et al. 2013, Mamot et al. 2021).

Während bisher vor allem versucht worden ist, Felsstürze durch auftauenden Permafrost mit eismechanischen Prozessen zu erklären, sind in dem neuen Modell die felsmechanischen Prozesse enthalten. Mit dem Eiseinfluss lassen sich eher kleinere Felsstürze erklären, deren Scherflächen

weniger als 15 m unter der Felsoberfläche liegen. Um größere Felsstürze mit entsprechend hohen Scherkräften zu berechnen, müssen wir dagegen weiter in die Tiefe gehen, wo die felsmechanischen Prozesse im Mittelpunkt stehen (Abb. 2).

Messungen im Gefrierlabor und im Gelände

Die im Steintälli (Mattertal, Wallis, Schweiz), an der Zugspitze und am Kitzsteinhorn (Hohe Tauern, Österreich) entnommenen Proben testen wir in gefrorenem und in ungefrorenem Zustand auf die P- und S-Wellen-Geschwindigkeit und auf elastische und elektrische Eigenschaften (nicht destruktive Verfahren) sowie auf Druck- und Zugfestigkeit (destruktiv). Wir testen oft an zahlreichen Proben, da natürliches Gestein in der Festigkeit stärker variiert.

Viele der Felsen frieren erst bei ca. $-0,5^{\circ}\text{C}$, abhängig von der Verteilung der Porenradialen (Gefrierverzug). In diesem Bereich erhöht sich die P-Wellen-Geschwindigkeit deutlich und dies ist auch der Bereich, in dem die Festigkeitsänderung im Fels am größten ist und in dem sich die Felstemperaturen im alpinen Raum derzeit überwiegend verändern (Draebing & Krautblatter 2012). Im Kalkstein ist der Anstieg der P-Wellen-Geschwindigkeit in diesem Bereich mit über 40 %

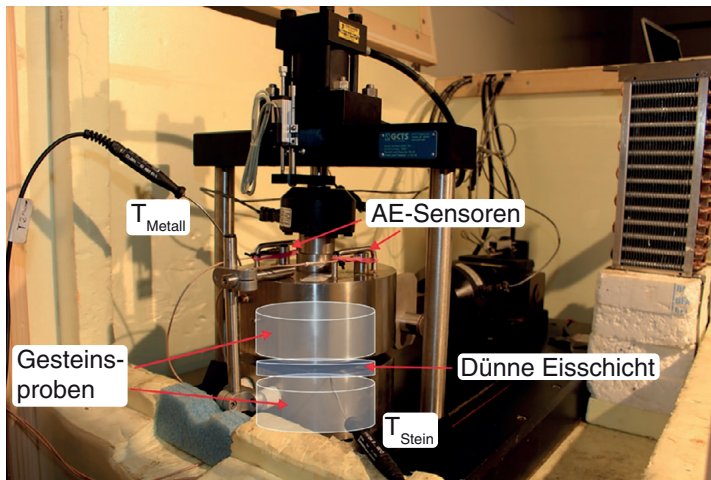


Abb. 3. Test einer Sandwichprobe in der Felschermaschine. Zwischen zwei Wettersteinkalkproben der Zugspitze von 15 cm Durchmesser wird die Festigkeit einer 3 mm dicken Eiskluftfüllung gemessen. Die beiden Metallringe in der Kühlanlage (Mitte unten) beinhalten die Felsproben. T: Temperatursensoren, AE-Sensoren: Schallemissionssensoren. – Foto: M. Krautblatter.

besonders groß, wie hochaufgelöste Messungen im Bereich von 0,2-Grad-Schritten an 22 alpinen und arktischen Felsproben zeigten. Aber auch metamorphe Gesteine wie z.B. im Ötztal weisen noch ca. 20 % Festigkeitsänderung in dem kritischen Temperaturbereich auf. Wird ein Fels mehrfach gefroren, kommt es zu einer Ermüdung. Die Druckfestigkeit von Sandstein nimmt nach 17-maligem Gefrieren um 30 %, die Zugfestigkeit sogar um bis zu 90 % ab (Jia et al. 2015).

Die Festigkeit von Eis in Klüften wird im Gefrierlabor der TUM Landslides Gruppe in einer Scheranlage getestet, wobei zwischen zwei Felsproben eine 3 mm dünne Eisschicht platziert wird (»Sandwich-Verfahren«, Abb. 3). Der Metallring mit dem oberen Bohrkern ist mobil, der untere fest. Gemessen werden z.B. Festigkeitsveränderungen (maximale Scherspannung vor dem Bruch) im Temperaturbereich von -10 bis 0°C bei Drücken, die 5, 10, 20 oder 40 m Felsüberlastungen entsprechen (Mamot et al. 2018). Um die Temperatur im Fels zu messen, haben wir Methoden zur Messung der elektrischen Leitfähigkeit im gefrorenen und im ungefrorenen Fels entwickelt (Krautblatter 2010). Gefriert das Wasser in den Poren zu Eis, nimmt die elektrolytische Leitfähigkeit in den Poren ab. Dies funktioniert in homogenen Felsen sogar so gut, dass die Temperatur unter idealen Bedingungen mit einer

Genauigkeit im Bereich von $^{\circ}\text{C}$ bestimmt werden kann. An der Zugspitze führen wir Messungen für die Elektrische Resistivitätstomographie seit 2007 monatlich an einer Permafrostlinse von $70\text{ m} \times 50\text{ m}$ in 2800 m Höhe in einem Stollen durch (Krautblatter et al. 2010). Auch seismische Methoden ermöglichen die Detektion von Permafrost in Felsen (Krautblatter & Draebing 2014).

Ausblick: Projektionsmodelle für Felsstürze durch auftauenden Permafrost

Wir versuchen, aus Labormessungen und -berechnungen und den Messungen vor Ort am Fels mithilfe von Modellen Zukunftsaussagen zu treffen, wie sich die Felsfestigkeit an einem bestimmten Standort weiterentwickeln wird. An der Zugspitze haben wir z.B. in einem umfangreichen Messprogramm zahlreiche verschiedene Festigkeitsparameter des Gesteins gefroren und ungefroren durchgetestet und leiten daraus die Festigkeitsveränderungen, die mit dem Auftauen des Permafrosts einhergehen, ab (Mamot et al. 2021). Am Fluchthorn (Östliche Silvretta, Schweiz) brachen am 11. Juni 2023 bei einem Bergsturz rund 1 Mio. m^3 Gestein vom Gipfel ab. Wenn wir in einem Modell des ursprünglichen Gipfelbereichs typische Festigkeitsveränderungen aus den Labormessungen annehmen, so ist

dieser bei -4°C noch relativ stabil. Ab -2°C konzentrieren sich die Deformationen an der Scherzone, bei -1°C sehen wir die ersten Deformationen und bei $-0,5^{\circ}\text{C}$ versagt der Gipfelbereich komplett (Krautblatter et al. 2024). Dies sind die ersten Vorwärtsrechnungen der mechanischen Stabilitätsveränderungen von Permafrostfelsen, die komplett auf mechanischen Laborversuchen und Modellberechnungen basieren. Wir hoffen, durch derartige Modelle und deren Weiterentwicklung in den nächsten Jahren die Hotspots von Sturzprozessen aus Permafrostfelswänden besser vorhersagen zu können.

Literatur

- Draebing, D. & M. Krautblatter. 2012. P-wave velocity changes in freezing hard low-porosity rocks: a laboratory-based time-average model. – *The Cryosphere*, 6: 1163–1174. DOI: [10.5194/tc-6-1163-2012](https://doi.org/10.5194/tc-6-1163-2012)
- Draebing, D. & M. Krautblatter. 2019. The efficacy of frost weathering processes in alpine rockwalls. – *Geophysical Research Letters*, 46: 6516–6524. DOI: [10.1029/2019GL081981](https://doi.org/10.1029/2019GL081981)
- Dwivedi, R. D., A. K. Soni, R. K. Goel & A. K. Dube. 2000. Fracture toughness of rocks under sub-zero temperature conditions. – *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37: 1267–1275. DOI: [10.1016/S1365-1609\(00\)00051-4](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(00)00051-4)
- Gude, M. & D. Barsch. 2005. Assessment of the geomorphic hazards in connection with permafrost occurrence in the Zugspitze area (Bavarian Alps, Germany). – *Geomorphology*, 66: 85–93. DOI: [10.1016/j.geomorph.2004.03.013](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.03.013)
- Huggel, C., S. Zraggen-Oswald, W. Haeberli, A. Käab, A. Polkvoj, I. Galushkin & S. G. Evans. 2005. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5: 173–187. DOI: [10.5194/nhess-5-173-2005](https://doi.org/10.5194/nhess-5-173-2005)
- Jerz, H. & A. von Poschinger. 1995. Neuere Ergebnisse zum Bergsturz Eibsee-Grainau. – *Geologica Bavarica*, 99: 383–398.
- Jia, H., W. Xiang & M. Krautblatter. 2015. Quantifying rock fatigue and decreasing compressive and tensile strength after repeated freeze-thaw cycles. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 26: 368–377. DOI: [10.1002/ppp.1857](https://doi.org/10.1002/ppp.1857)
- Knapp, S., F. S. Anselmetti, B. Lempe & M. Krautblatter. 2021. Impact of an 0.2 km³ rock avalanche on Lake Eibsee (Bavarian Alps, Germany) – Part II: Catchment response to consecutive debris avalanche and debris flow. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 46: 307–319. DOI: [10.1002/esp.5025](https://doi.org/10.1002/esp.5025)
- Krautblatter, M. 2010. Detection and quantification of permafrost change in alpine rock walls and implications for rock instability. – Dissertation, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn. <https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:5N-18389> [abgerufen 28.04.2025]
- Krautblatter, M. & D. Draebing. 2014. Pseudo 3D P-wave refraction seismic monitoring of permafrost in steep unstable bedrock. – *Journal of Geophysical Research. Earth Surface*, 119: 287–299. DOI: [10.1002/2012JF002638](https://doi.org/10.1002/2012JF002638)
- Krautblatter, M., S. Verleysdonk, A. Flores-Orozco & A. Kemna. 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: F2. DOI: [10.1029/2008JF001209](https://doi.org/10.1029/2008JF001209)
- Krautblatter, M., D. Funk & F. K. Günzel. 2013. Why permafrost rocks become unstable: A rock-ice-mechanical model in time and space. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 38: 876–887. DOI: [10.1002/esp.3374](https://doi.org/10.1002/esp.3374)
- Krautblatter, M., S. Weber, M. Dietze, M. Keuschnig, G. Stockinger, L. Brückner, J. Beutel, T. Fig, C. Trepmann, R. Hofmann, M. Rau, F. Pfluger, L. Barbosa Mejia & F. Siegert. 2024. The 2023 Fluchthorn massive permafrost rock slope failure analysed. – *EGU General Assembly*, 14–19. April 2024, Wien, Österreich, EGU24-20989. DOI: [10.5194/egusphere-egu24-20989](https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-20989)
- Mamot, P., S. Weber, T. Schröder & M. Krautblatter. 2018. A temperature-and stress-controlled failure criterion for ice-filled permafrost rock joints. – *The Cryosphere*, 12: 3333–3353. DOI: [10.5194/tc-12-3333-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-3333-2018)
- Mamot, P., S. Weber, S. Eppinger & M. Krautblatter. 2021. A temperature-dependent mechanical model to assess the stability of degrading permafrost rock slopes. – *Earth Surface Dynamics*, 9: 1125–1151. DOI: [10.5194/esurf-9-1125-2021](https://doi.org/10.5194/esurf-9-1125-2021)
- Mellor, M. 1973. Mechanical properties of rocks at low temperatures. – In: 2nd International Conference on Permafrost (ICOP), Yakutsk, Russia; North American Contribution: 334–344. <https://www.permafrost.org/conference-proceedings/> [abgerufen 27.04.2025]
- Murton, J., O. Kuras, M. Krautblatter, T. Cane, D. Tschofen, S. Uhlemann, S. Schober & P. Watson. 2016. Monitoring rock freezing and thawing by novel geoelectrical and acoustic techniques. – *Journal of Geophysical Research. Earth Surface*, 121: 2309–2332. DOI: [10.1002/2016JF003948](https://doi.org/10.1002/2016JF003948)
- Noetzli, J., K. Isaksen, J. Barnett, H. H. Christiansen, R. Delaloye, B. Etzelmüller, D. Farinotti, T. Gallemann, M. Guglielmin, C. Hauck, C. Hilbich, M. Hoelzle, C. Lambiel, F. Magnin, M. Oliva, L. Paro, P. Pogliotti, C. Riedl, P. Schoeneich, M. Valt, A. Vieli & M. Phillips. 2024. Enhanced warming of

- European mountain permafrost in the early 21st century. – *Nature Communications*, 15: 10508. DOI: [10.1038/s41467-024-54831-9](https://doi.org/10.1038/s41467-024-54831-9)
- Offer, M., S. Weber, M. Krautblatter, I. Hartmeyer & M. Keuschnig. 2025. Pressurised water flow in fractured permafrost rocks revealed by borehole temperature, electrical resistivity tomography, and piezometric pressure. – *The Cryosphere*, 19: 485–506. DOI: [10.5194/tc-19-485-2025](https://doi.org/10.5194/tc-19-485-2025)
- Pfluger, F., S. Weber, J. Steinhauser, C. Zangerl, C. Fey, J. Fürst & M. Krautblatter. 2025. Massive permafrost rock slide under a warming polythermal glacier deciphered through mechanical modeling (Bliggspitze, Austria). – *Earth Surface Dynamics*, 13: 41–70. DOI: [10.5194/esurf-13-41-2025](https://doi.org/10.5194/esurf-13-41-2025)
- Scandroglio, R., S. Weber, T. Rehm & M. Krautblatter. 2025. Decadal in situ hydrological observations and empirical modeling of pressure head in a high-alpine, fractured calcareous rock slope. – *Earth Surface Dynamics*, 13: 295–314. DOI: [10.5194/esurf-13-295-2025](https://doi.org/10.5194/esurf-13-295-2025)
- Shang, Y., Z. Yang, L. Li, D. Liu, Q. Liao & Y. Wang. 2003. A super-large landslide in Tibet in 2000: background, occurrence, disaster, and origin. – *Geomorphology*, 54: 225–243. DOI: [10.1016/S0169-555X\(02\)00358-6](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00358-6)
- Walter F., F. Amann, A. Kos, R. Kenner, M. Phillips, A. de Preux, M. Huss, C. Tognacca, J. Clinton, T. Diehl & Y. Bonanomi. 2020. Direct observations of a three million cubic meter rock-slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows. – *Geomorphology*, 351: 106933. DOI: [10.1016/j.geomorph.2019.106933](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106933)

Diskussion

B. Rutkowski: Am Fluchthorn wusste man ja nicht, dass der Gipfel abbrechen würde, das heißt, Sie haben die Temperaturentwicklung im Fels nachträglich simuliert. Kann man vorausberechnen, ob es zu weiteren Felsstürzen kommen wird, wenn jetzt die nächste Schicht auftaut? Wägen sie dafür schon Prognosen?

M. Krautblatter: Das ist im Grunde das Ziel und ich hoffe, dass wir es in etwa zehn Jahren erreichen werden. Mit den Modellen an der Zugspitze und am Fluchthorn konnten wir erstmals zeigen, dass die Berechnungen funktionieren. Aber sie funktionieren unter anderem deswegen, weil wir dort alle Daten haben, die wir brauchen. Wir waren direkt nach dem Abbruch 500 Meter unter dem Gipfel des Fluchthorns und konnten mit einer Sondergenehmigung eine Drohne fliegen lassen. Daher wissen wir, dass die Scherfläche $-1,5^{\circ}\text{C}$ hatte. Das sind Informationen, die wir sonst noch nie hatten. Wenn wir eine Vorhersage für die gesamten Alpen treffen wollen, brauchen wir eine geologische Karte, da bestimmte Gesteine anfälliger sind als andere, und wir müssen ungefähr wissen, in welchem Temperaturbereich derartige Felsflanken sind, was wir über Modelle berechnen können. Aber als Drittes brauchen wir eine Information darüber, wie das Kluftnetz genau ausgerichtet ist. Daher müssen wir derzeit noch an die Berge heran und zumindest die geometrische Ausrichtung des Kluftnetzes vor Ort erkunden. Wir haben aber mit der Regierung von Tirol und anderen Kontakt und sind dabei, bestimmte hoch gefährdete Bergflanken vorwärtszurechnen, um stark gefährdete Bereiche zu identifizieren. Das ist aber eine Aufgabe über die nächsten zehn Jahre und wir müssen noch viel lernen dabei. Aus jedem Berg, der versagt, lernen wir dazu, unter welchen genauen Bedingungen er versagt hat. Daher brauchen wir, so schaurig das klingt, geschätzt noch etwa sechs bis sieben Berge, die versagen.

E. von Mutius: Meine Frage hat sich damit schon zum Teil erledigt. Ich wollte wissen, ob Sie die Güte der Vorhersagemodelle einschätzen können. Die Modelle lassen sich ja schwer validieren.

M. Krautblatter: Am liebsten sind uns Berge, die nicht komplett versagen, sondern die anfangen, sich schneller oder langsamer zu bewegen, wie es zum Beispiel an der Zugspitze der Fall ist. Wenn das Eis wärmer wird, bewegt sich der Felskeil in der Zugspitze im Herbst zwanzigmal so schnell wie im Winter, und daran können wir die Modelle kalibrieren. Das heißt, wir sind gerade erst in den Prozess gekommen, dass wir überhaupt anfangen können zu validieren. Vorher gab es kein Modell, das den Prozess berechnen konnte, da alle Temperatureffekte üblicherweise ausgeschaltet sind; für einen normalen Felsmechaniker hat weder Reibung noch Kohäsion eine Temperaturkomponente. Das haben wir nun angefangen, in die Modelle einzurechnen, sind aber erst am Anfang damit. Durch jedes Objekt, das wir modellieren können und das dann versagt, kommen wir einen Schritt weiter in der Modellierung.

S. Rösler: Ist an der Situation am Hochvogel in den Allgäuer Alpen auch auftauender Permafrost beteiligt und wie sind die Prognosen?

M. Krautblatter: Der Hochvogel ist mit knapp 2600 Metern heutzutage zu niedrig für Permafrost. Wir können aber nicht ausschließen, dass in der Spalte, die erstmals 1850 beschrieben worden war, eine gewisse Eismenge enthalten war. Der jetzige Zustand hat meiner Meinung nach nichts mit Permafrost zu tun. Der Hochvogel ist vielmehr für das Material, aus dem er besteht, den Hauptdolomit, viel zu übersteilt. Wenn es beim Hochvogel einen Klimawandeleffekt gibt, so liegt er daran, dass jeder Starkniederschlag die Geschwindigkeit der Deformation um den Faktor sechs bis zehn anhebt. Das heißt, wenn es künftig mehr Starkniederschläge geben wird, wird das einen Effekt haben.

P. Maurer: Sie haben die Drei-Schluchten-Talsperre am Jangtsekiang erwähnt. Im tibetischen Hochland ist ein noch größerer Damm am Yarlung Tsangpo geplant. Gibt es dazu verlässliche Daten?

M. Krautblatter: Es ist immer schwierig mit gemeinsamen Arbeiten mit China. Wir konnten mit einem chinesischen Doktoranden für die Materialstudie auch Proben an der Drei-Schluchten-Sperre untersuchen. Wie die Erkenntnisse in China aber weiterverwendet werden, wissen wir nicht. Ich war selbst auch für drei Wochen dort. Es ist äußerst sensibel, wenn jemand aus dem Ausland stabilitätsrelevante Daten erhebt. Wir konnten daher nur die Studie über unser Labor machen, aber wir durften keine Deformationsraten oder Ähnliches sehen.

C. Mayer: Du hast gesagt, das Eis spielt zu Beginn des Prozesses erst einmal keine so große Rolle, aber wenn es sich erwärmt, sehen wir doch eine deutliche Beschleunigung. Liegt das daran, dass sich die Festigkeit des Gesteins so deutlich ändert?

M. Krautblatter: Das Eis hat eine deutliche Funktion für alle Stürze, die weniger als etwa 20 Meter unter der Oberfläche passieren. In mit Felseis gefüllten Klüften sehen wir zwischen -4 und 0°C , also dem in den Alpen relevanten Temperaturbereich, bei 5 oder 20 Meter Felsüberlast deutliche Festigkeitsverluste.¹ Das heißt, das Eis spielt durchaus eine deutliche Rolle, aber dabei geht es um Felsblöcke in der Größe eines VW-Busses und um eine Scherfläche von etwa zehn Meter Tiefe. Bei den ganz großen Felsstürzen wird das Geschehen mehr felsdominiert.

1 Mamot, P., S. Weber, T. Schröder & M. Krautblatter. 2018. A temperature-and stress-controlled failure criterion for ice-filled permafrost rock joints. – The Cryosphere, 12: 3333–3353. DOI: [10.5194/tc-12-3333-2018](https://doi.org/10.5194/tc-12-3333-2018).