

Karl Krainer

Permafrost und Naturgefahren in Österreich

Zusammenfassung

Die in den letzten Jahren beobachtete Zunahme der Steinschlag- und Felssturzaktivität sowie Setzungserscheinungen an Bauwerken im Hochgebirge sind vielfach auf die Erwärmung der Permafrostböden und auf das verstärkte Abschmelzen des Permafroteises als Folge der globalen Klimaerwärmung zurückzuführen. Davon betroffen sind vor allem steile Felsflanken, die durch das Abschmelzen des Spaltenfrostes zunehmend instabil werden.

Von aktiven Blockgletschern und Permafrost in Lockersedimenten sind aus bisherigen Erfahrungen keine größeren Naturgefahren zu erwarten, allerdings können durch das Abschmelzen des Eises in den Lockersedimenten durchaus Murgänge ausgelöst werden. Das Abschmelzen des Eises führt auch zu einer Erhöhung der Abflussmengen.

Die Abschätzung von Naturgefahren in Zusammenhang mit Permafrost ist aber in den Österreichischen Alpen nach wie vor sehr schwierig, weil es über die Verbreitung, die Mächtigkeit, das Eisvolumen und auch über die Reaktion des Permafrostes auf Klimaänderungen, insbesondere auf die gegenwärtige Erwärmung, in Österreich kaum Daten gibt.

1. Einleitung

Das Eis im Hochgebirge, dazu zählt neben dem Gletschereis auch das Eis des Alpinen Permafrostes, reagiert sehr rasch auf Klimaänderungen. Gletscher und Permafrost sind daher auch ausgezeichnete Klimaindikatoren. Die globale Klimaerwärmung hat in den Alpen zu einem deutlichen Anstieg der Jahresmitteltemperatur geführt, insbesondere in den letzten 20 Jahren mit dem extrem warmen Sommer 2003 als vorläufigen Höhepunkt. Seit der Kleinen Eiszeit mit dem letzten Gletscherhochstand um 1850 haben die Alpengletscher bis zu 40 % ihrer Fläche und ca. 50 % ihres Volumens verloren. Während die Reaktion der Gletscher auf Klimaänderungen aufgrund jährlicher Messungen sehr gut bekannt ist, weiß man über die Verbreitung und das Verhalten des Alpinen Permafrostes relativ wenig.

Permafrost ist in den Alpen oberhalb der Waldgrenze, in der periglazialen Zone, relativ weit verbreitet und kann lokal beträchtliche Mächtigkeiten erreichen. Die periglaziale Zone umfasst jene Bereiche, die unmittelbar außerhalb der Gletscher liegen und durch ein kaltes

Klima mit einer durchschnittlichen Jahrestemperatur von unter +3°C geprägt sind. In diesen Bereichen spielen Frost-Prozesse eine große Rolle, charakteristisch sind die Entwicklung von Permafrost, Frostverwitterung, verschiedene Prozesse der Frostaktivität (Frostaufbrüche, Bodenkriechen, Strukturböden etc.) und Massenbewegungen in den wassergesättigten Auftauzonen (Solifluktion, Hangrutschungen). Typische morphologische Erscheinungsformen periglazialer Bereiche sind Frostbodenstrukturen wie Steinringe, Steinnetze, Streifenböden, Pflasterböden, Schuttloben, Rasenloben und Blockgletscher.

Veränderungen des Permafrostes sind nahezu unbekannt, weil das Permafrosteis unter einer mehr oder weniger dicken, nicht gefrorenen Schuttlage verborgen und daher direkten Untersuchungen nicht zugänglich ist.

Die gegenwärtige Erwärmung kann in den Permafrostbereichen des Hochgebirges durch das verstärkte Abschmelzen des Permafrosteises zu einer zunehmenden Instabilität des Untergrundes führen. Die Folgen wären verstärkte Massenbewegungen, insbesondere Steinschlag- Felssturzprozesse in steilen Felsflanken und eine zunehmende Gefährdung von Straßen, Wanderwegen, Kletterrouten, Schipisten und vor allem Schiliften und Seilbahnen.

In den Schweizer Alpen wird die Veränderung des Alpinen Permafrostes bereits seit Jahren im Rahmen eines Forschungsprogrammes („Permafrost Monitoring Switzerland – PERMOS) beobachtet und dokumentiert. Dabei hat man in den letzten Jahren, insbesondere in den Jahren 2002 – 2004 überdurchschnittliche Temperaturen im Permafrost und in diesem Zusammenhang auch überdurchschnittliche Mächtigkeiten in der Auftauschicht festgestellt, was auch zu einem auffallenden Anstieg der Felssturz-Aktivität geführt hat (siehe z.B. Haeberli 1990, 1995, 1996, Haeberli & Beniston 1998, Haeberli et al. 1999).

Auch in den Österreichischen Alpen sind in den letzten Jahren zunehmend Probleme im Zusammenhang mit Permafrost aufgetreten. So musste beispielsweise in den vergangenen Jahren der Gipfelbereich des Sonnblicks aufwändig saniert werden, da aufgrund des verstärkten Abschmelzens des Permafrost-Eises Teile des Gipfels abzustürzen drohten und dadurch Zittelhaus und Sonnblick-Observatorium bedroht waren. Auch der spektakuläre Absturz einer Stützmauer auf der Schwarzen Schneid im Schigebiet von Sölden (Öztaler Alpen) im August 2006 wurde auf den Permafrost zurückgeführt und hat das Thema Permafrost und Naturgefahren über verschiedene Berichte in den Medien einer breiteren Öffentlichkeit bekannt gemacht. Ein weiteres Problem sind Setzungserscheinungen im Untergrund, die an Gebäuden oft beträchtliche Schäden verursacht haben. Betroffen sind vor allem Schutzhütten, aber auch Bergrestaurants und andere Einrichtungen.

Im Folgenden werden die verschiedenen Arten des Alpinen Permafrostes kurz dargestellt und anschließend die Naturgefahren in Zusammenhang mit Permafrost kurz diskutiert.

2. Alpiner Permafrost

Unter Permafrost (permanent gefrorener Untergrund, Dauerfrostboden) versteht man einen Boden (Lockersediment, auch Festgestein), der zumindest über zwei Jahre hindurch, auch im Sommer, gefroren bleibt, also Temperaturen unter 0°C aufweist (French 1996). Im Sommer taut nur die oberste Schicht auf, darunter bleibt der Boden ständig gefroren. Diese Auftauschicht wird als aktive Lage bezeichnet und ist in den Alpen meist mehrere m mächtig. Permafrost ist in den Alpen („Alpiner Permafrost“) oberhalb der Waldgrenze, lokal auch tiefer, anzutreffen.

Permafrost ist also ausschließlich auf der Basis von Temperatur und Zeit definiert. Andere Merkmale wie Eisgehalt, Lithologie, ungefrorener Wasseranteil, Mächtigkeit, Alter können stark variieren. Für viele praktische Fragestellungen ist vor allem der Eisgehalt von Bedeutung.

Permafrost ist generell dort zu erwarten, wo die MAAT (mean annual air temperature = Jahresmitteltemperatur) unter 0°C liegt.

Permafrost tritt bei einer Jahresmitteltemperatur von 0°C bis -1°C diskontinuierlich, bei ca. -6°C bis -8°C kontinuierlich auf. Auch bei positiven MAAT kann Permafrost sporadisch vorkommen (reliktscher Permafrost, spezielles Mikroklima). Eine wichtige Rolle bei der Entstehung von Permafrost spielt auch die winterliche Schneedecke. Eine mächtigere Schneedecke (ab ca. 1 m) wirkt isolierend auf den Untergrund, die kalte Luft kann nicht mehr in den Untergrund eindringen und somit auch kein Permafrost entstehen.

Immerhin liegen ungefähr 25% der Landoberfläche der Erde im Permafrost, rund die Hälfte davon allerdings subglazial.

Sporadischer Permafrost (Eishöhlen, extreme Schattenlage) tritt in den Alpen ab ca. 600 m, diskontinuierlicher Permafrost ca. ab der Waldgrenze (2000 m), und kontinuierlicher Permafrost oberhalb von ca. 3000 m auf.

Die Untergrenze der Auftauschicht wird als Permafrostspiegel bezeichnet. Die Permafrostmächtigkeit ist die vertikale Distanz zwischen dem Permafrostspiegel und der Permafrostbasis. Wenn die Auftauschicht im Winter nicht gefriert, spricht man von inaktiven Permafrost. Die Mächtigkeit des Alpiner Permafrostes in den österreichischen Alpen ist nicht bekannt, beträgt vermutlich bis zu mehrere Zehnermeter.

Da Permafrost in den Sommermonaten meist unter einer mehrere m mächtigen ungefrorenen „Auftauschicht“ verborgen und damit nicht direkt sichtbar ist, ist es auch schwierig, dieses Phänomen zu untersuchen. Bei der Untersuchung von Permafrost werden folgende Methoden eingesetzt:

- a) **direkte Methoden** sind dort möglich, wo Permafrost an der Oberfläche direkt aufgeschlossen und damit direkt zugänglich ist (selten natürliche Aufschlüsse, häufig künstliche Aufschlüsse durch Grabungen, Bohrungen, Bohrlochsondierungen)
- b) **halbdirekten Methoden** untersuchen die physikalischen Eigenschaften des Permafrostes (Bodentemperaturmessungen, BTS-Messungen, Seismik, Geoelektrik, Gravimetrie, Bodenradar)
- c) **Indirekte Methoden**, die meist geomorphologische Anzeiger oder grobe Faustregeln benutzen (Luftbildauswertung, Karteninterpretation, Modellierungen)

Von großer praktischer Bedeutung im Permafrost sind die Prozesse der Frosthebung durch Bildung von Eislinsen als Folge der Gefrierprozesse und Setzungsvorgänge als Folge von Tauprozessen. Frosthebung hängt ab von der Gefriereschwindigkeit, dem Wassernachschub, den Bodeneigenschaften und dem Überlagerungsdruck.

2.1 Formen des Alpen Permafrostes

Im Zusammenhang mit der Entstehung und dem Verhalten von Eis im Untergrund (Lockergesteinen) entstehen in Permafrostgebieten auffällige und weit verbreitete Oberflächenformen. Die wichtigsten Phänomene sind Kontraktionsrisse (Eiskeilnetze), differenzielle Frosthebung (Palsen, Pingos, Bülden), Strukturböden und Kriechformen (Solifluktuionsloben). Eine besondere Form des Permafrostes sind die in den Alpen weit verbreiteten Blockgletscher. Auch in Festgesteinen kann in Klüften und Spalten das eindringende Wasser gefrieren und somit Permafrost entstehen (Spaltenfrost).

Es können drei Arten des Alpen Permafrostes auseinander gehalten werden:

- a) Die häufigste und eindrucksvollste Form des Alpen Permafrostes sind die zahlreichen aktiven Blockgletscher. Darunter versteht man zungen- bis lappenförmige Schuttmassen, die unter einer ungefrorenen Schuttlage Eis enthalten und sich langsam hangabwärts bewegen. Im österreichischen Anteil der Alpen gibt es zumindest mehrere hundert aktive Blockgletscher, die eine beträchtliche Fläche bedecken und auch eine beträchtliche Menge an Eis enthalten. Allerdings existieren über die Verbreitung und das Eisvolumen keine Daten.
- b) Daneben gibt es auch Permafrost in Lockersedimenten, die häufigste Form sind vermutlich Strukturböden wie Steinringe oder Steinstreifen. Über Permafrost in Lockersedimenten ist in den österreichischen Alpen ist so gut wie nichts bekannt
- c) Eine weitere Form ist der Spaltenfrost in den Festgesteinen. Diese Art des Permafrostes ist im Hochgebirge ebenfalls verbreitet anzutreffen und bereitet offensichtlich die größten Probleme.

a) Blockgletscher

Blockgletscher zählen zwar zu den auffälligsten und häufigsten morphologischen Erscheinungsformen des Hochgebirges, trotzdem wurde diesem Phänomen bei uns bisher nur sehr wenig Aufmerksamkeit geschenkt. Erst in den letzten Jahren hat das wissenschaftliche Interesse an den Blockgletscher stark zugenommen, vor allem im Zusammenhang mit der gegenwärtigen Klimaänderung.

Wir wissen zwar ziemlich genau, wie viel in den letzten 150 Jahren durch die Erwärmung und den damit verbundenen Anstieg der Schneegrenze um ca. 100 m die Alpengletscher an Fläche und Volumen eingebüßt haben.

Wir wissen allerdings nicht, wie sich in diesem Zeitraum die vielen aktiven Blockgletscher verändert haben, denn das Eis der aktiven Blockgletscher ist unter einer bis zu mehrere Meter dicken, nicht gefrorenen Schuttlage verborgen und daher direkten Untersuchungen nicht zugänglich.

Was sind Blockgletscher?

Blockgletscher sind lappen- bis zungenförmige Körper aus gefrorenem Lockermaterial (Hangschutt, Moräne) und Eislinsen oder Eiskörpern, die sich deutlich von ihrer Umgebung abheben und sich langsam hangabwärts bewegen. Blockgletscher sind Erscheinungen des alpinen Permafrostes, können aber auch aus zurückschmelzenden, schuttbedeckten Kargletschern entstehen.

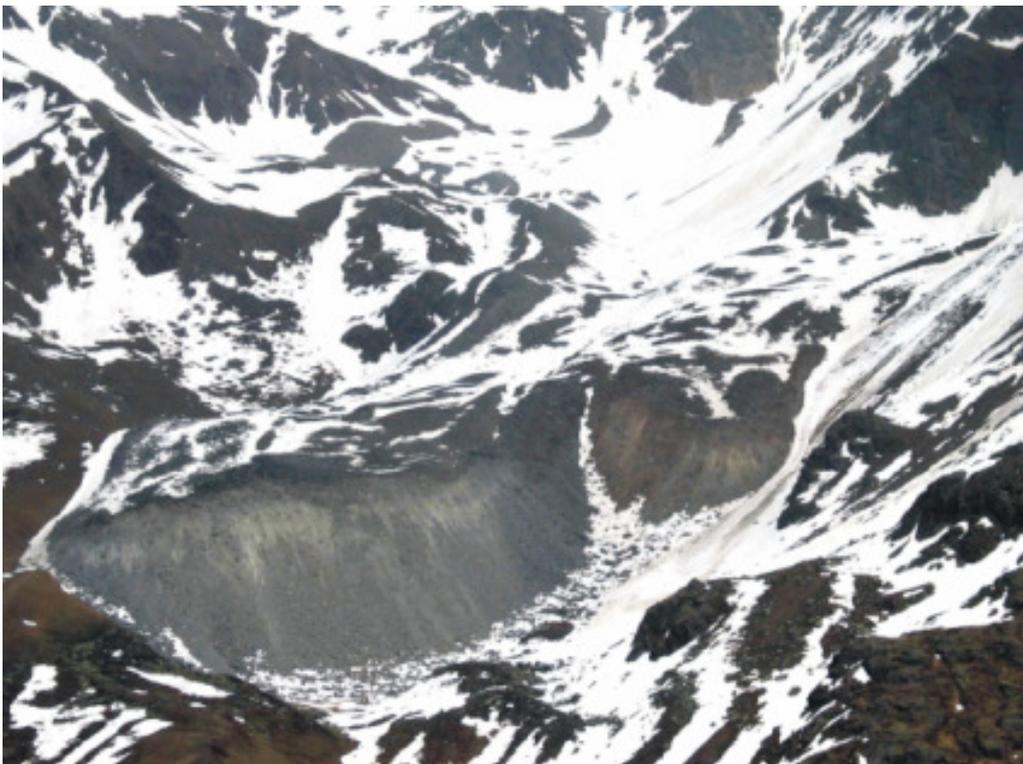
Man unterscheidet aktive Blockgletscher (enthalten Eis und bewegen sich langsam hangabwärts), inaktive Blockgletscher (enthalten auch noch Eis, bewegen sich aber nicht mehr) und fossile Blockgletscher (enthalten kein Eis mehr) (Barsch 1996, Giardino et al. 1987, Haeberli 1985).

Blockgletscher sind meist einige 100 m lang und 100 – 200 m breit. Einzelne Blockgletscher in den Öztaler und Stubai Alpen erreichen eine Länge von bis zu 1.5 km. Von den zahlreichen Blockgletschern in den Öztaler und Stubai Alpen, allein im Einzugsgebiet des Kaunertales und Pitztals finden sich weit über 50 Blockgletscher von teils beträchtlicher Größe, sind die meisten heute noch aktiv (Abbildung 1, 2).

Abbildung 1: Der aktive Blockgletscher im Reichenkar (westliche Stubaier Alpen) ist einer der größten und aktivsten Blockgletscher in Österreich.



Abbildung 2: Der aktive Blockgletscher in der Inneren Ölgrube (Kaunergrat) besitzt eine mächtige, steile Stirn und bewegt sich derzeit mit ca. 2 m im Jahr vor.



Aktive Blockgletscher sind gekennzeichnet durch eine sehr steile Stirn aus frischem Gesteinsmaterial mit einem Böschungswinkel von ca. 40°. Unter einer bis zu mehrere m mächtigen, aus groben Blockwerk bestehenden, ungefrorenen Schuttlage folgt der gefrorene Kern, der entweder aus einem Gemisch aus Eis und Gesteinsmaterial oder aus mehr oder weniger reinem Gletschereis besteht. Blockgletscher sind meist 30 – 50 m mächtig. Aktive Blockgletscher weisen eine typische Oberflächenmorphologie aus transversalen und longitudinalen Rücken und Vertiefungen auf. Im Wurzelbereich der Blockgletscher ist häufig eine Senke ausgebildet, in der sich im Sommer die Schmelzwässer zu einem kleinen See sammeln. Die Fließgeschwindigkeit aktiver Blockgletscher liegt meist bei einigen Dezimetern pro Jahr. Einzelne Blockgletscher bewegen sich bis zu mehrere m pro Jahr. In der ungefrorenen Schuttlage nimmt die Temperatur im Sommer rasch ab, in einer Tiefe von ca. 150 cm treten keine Tagesschwankungen mehr auf. Im Winter sind die Temperaturen an der Basis der Schneedecke deutlich tiefer als außerhalb der Blockgletscher auf Permafrost freiem Untergrund (Abbildung 3). An der steilen Stirn der Blockgletscher entspringt häufig eine Quelle, deren Wassertemperatur den ganzen Sommer über konstant knapp unter 1°C liegt. Das Abflussverhalten der aktiven Blockgletscher ist durch extreme saisonale und tägliche Schwankungen charakterisiert mit hohen Abflüssen im Juni und Juli bei Schönwetter (starke Schneeschmelze). Ab August ist eine allmähliche Abnahme im Abfluss festzustellen. Starkniederschläge verursachen kurzfristig hohe Abflussspitzen, Kaltlufteinbrüche im Sommer führen kurzzeitig zu einem starken Rückgang im Abfluss (Abbildung 4). An warmen Schönwettertagen sind ähnlich wie bei den Gletscherbächen deutlich ausgeprägte Tagesschwankungen im Abfluss zu beobachten. Fossile Blockgletscher enthalten kein Eis mehr. In den letzten Jahren wurden einige Blockgletscher in Österreich detailliert untersucht, beispielsweise in der Ankogel-Gruppe (Kaufmann, 1996; Lieb 1996, Schmöllner & Fruhwirth 1996), der Schobergruppe (Buchenauer 1990, Krainer & Mostler 2001, Lieb 1986, 1987, 1991), Venediger Gruppe (Lieb & Slupetsky 1993) und in den Stubai- und Ötztaler Alpen (Berger et al. 2004, Gerhold 1967, 1969, Haeberli & Patzelt 1982, Krainer & Mostler 2000, 2001, 2002, 2004, 2006, Krainer et al. 2002, Wälder et al. 2005).

Abbildung 3: BTS-Temperaturen vom aktiven Blockgletscher Kaiserberg (Öztaler Alpen) vom Winter 1998/1999. An der Basis der winterlichen Schneedecke sind die Temperaturen deutlich tiefer (blau) als außerhalb der aktiven Blockgletscher auf Permafrost freiem Untergrund (rot). Durch solche Temperaturmessungen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) kann festgestellt werden, ob im Untergrund Eis vorhanden ist oder nicht.

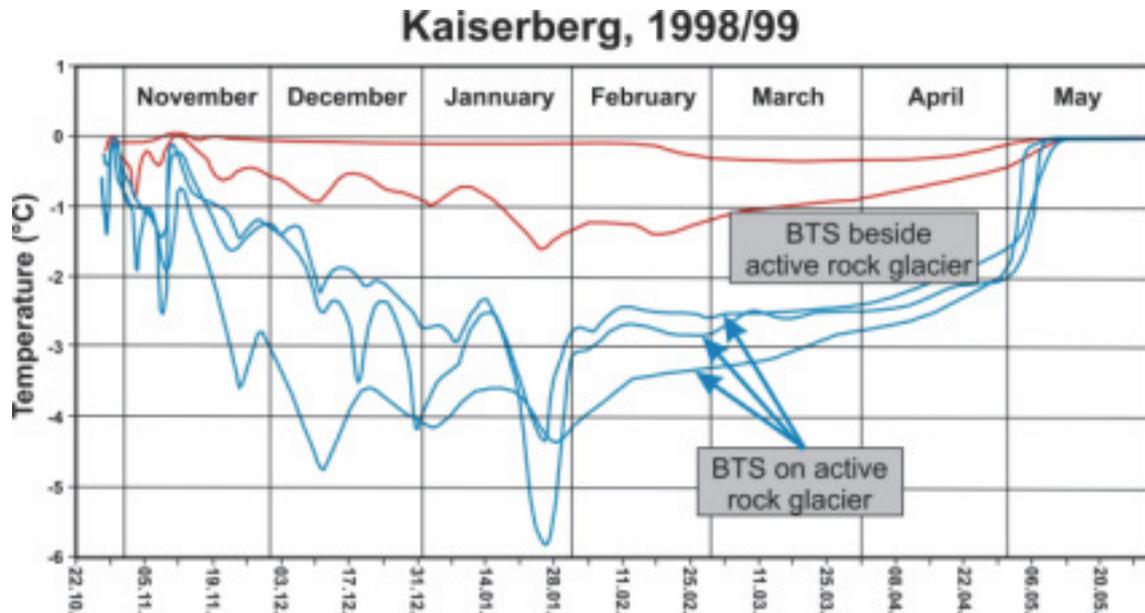
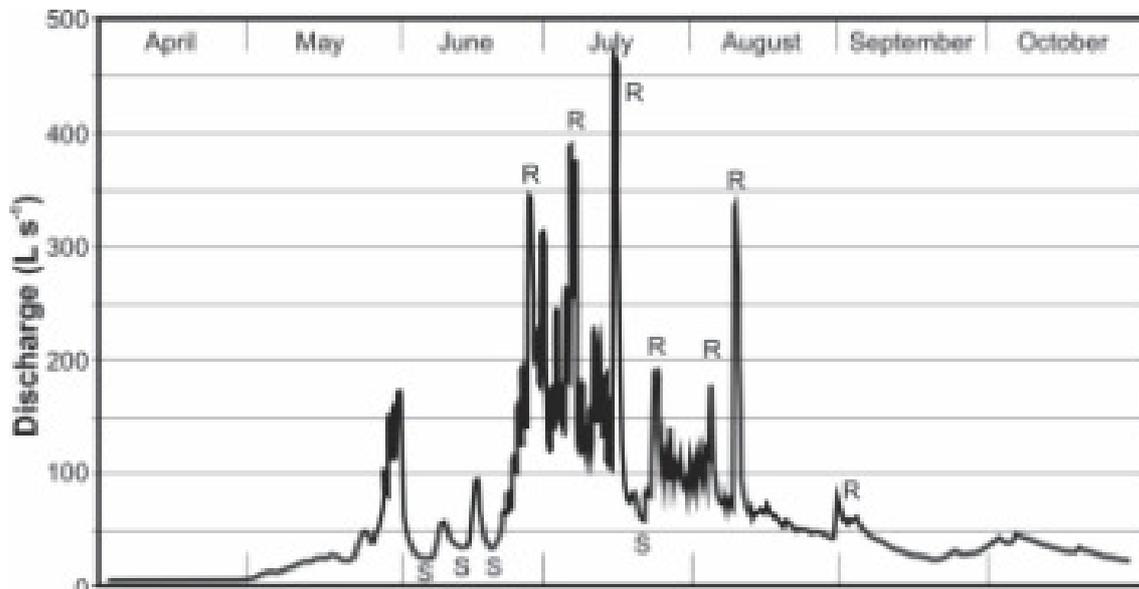


Abbildung 4: Abflussganglinie der Pegelmess-Station vor der Stirn des Kaiserberg Blockgletschers (Öztaler Alpen) für das Jahr 2001. Die höchsten Abflüsse werden im Juni und Juli gemessen, verursacht durch Schneeschmelze und zusätzlich durch Niederschlagsereignisse (Regen; R). Kaltlufteinbrüche mit Schneefall (S) verursachen dagegen einen starken Rückgang im Abfluss.



Bedeutung von Blockgletschern

Aktive Blockgletscher sind auch bedeutende Wasserspeicher. Durch die ungefrorene Schuttlage geschützt schmilzt das Eis der Blockgletscher viel langsamer als das Eis der Gletscher. Außerdem kann Eis zu bestimmten Jahreszeiten auch wieder neu gebildet werden.

Die meisten Blockgletscher findet man in den Zentralalpen, insbesondere in jenen Gebirgsgruppen, die aus Altkristallingesteinen aufgebaut sind. Dazu zählen die Silvretta-Gruppe, die Ötztaler und Stubaier Alpen, Deferegger Alpen und Schobergruppe. Insgesamt gibt es in Österreich mehrere hundert aktive Blockgletscher (siehe Lieb 1996).

b) Permafrost in Lockergesteinen

Strukturböden (sortierte Steinringe, Steinstreifen) und Büldenböden sind auch in den Alpen über 2200 m Seehöhe anzutreffen. Diese strukturierten Böden sind jedoch nicht unbedingt Anzeiger von Permafrost, sondern sind lediglich ein Hinweis auf starke Frostaktivität und auch im Jahreszeitenfrost und sogar in frostfreien Gebieten zu finden. Die meisten großformatigen Strukturböden in kalten Regionen sind jedoch mit Permafrost vergesellschaftet. Am typischsten und auffälligsten sind Eiskeile und Eiskeilnetze, die jedoch aus den Alpen nicht bekannt sind.

Strukturböden

Sortierte Steinringe und Steinstreifen sind beispielsweise aus den Ötztaler Alpen, den Stubaier Alpen, der Schobergruppe und der Granatspitzgruppe bekannt (siehe Höllermann 1967, Stingl 1969). Genauere Untersuchungen liegen nicht vor. Es ist auch nicht bekannt, ob der Untergrund Permafrost aufweist oder ob es sich dabei um Erscheinungen des Jahreszeitenfrostes handelt. Ein wichtiger Bestandteil des Permafrostes ist das Bodeneis in Form von linsigen Körpern aus klarem, reinem Eis. Bodeneis entsteht in feinkörnigen Lockersedimenten und kann bis zu 80 Volumsprozent des Bodens einnehmen.

Wenn Wasser gefriert, kommt es zu einer Volumszunahme von 9%. Dazu kommt, dass einmal gebildetes Bodeneis Wasser aus seiner Umgebung anzieht und das Bodeneis unter entsprechenden Temperaturbedingungen wächst. Dies führt an der Oberfläche zur Frosthebung (Frostaufbrüche).

Als Folge der Tau- und Gefrierprozesse, vor allem durch die Frosthebung, werden größere Steine mit der Zeit an die Oberfläche transportiert, gleiten dann von der gewölbten Oberfläche in die randlichen Furchen, wo sie sich anreichern und Strukturböden wie Steinringe, Steinnetze, Streifenböden etc. bilden (Abbildung 5, 6).

Abbildung 5: Sortierte Steinringe in der nördlichen Schobergruppe auf ca. 2700 m Seehöhe

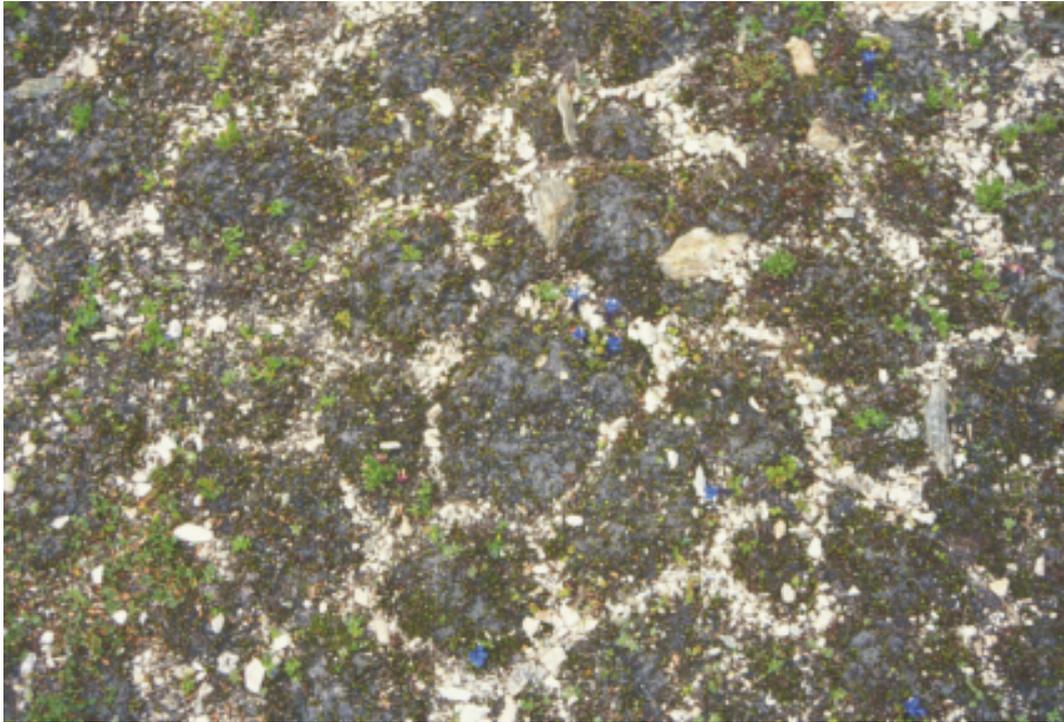


Abbildung 6: Sortierte Steinstreifen als Folge starker Frostaktivität im Krumgampental (Glockturmmassiv, westliche Öztaler Alpen) auf ca. 2800 m Seehöhe.



Eine besondere Form der Frostaktivität sind die **Bültenböden** (Thufur). Damit werden rundliche bis ovale Buckel mit einem Durchmesser bis zu 1 m und einer Höhe bis zu 50 cm bezeichnet (French 1996). Sie entstehen in feinkörnigen, stark durchfeuchteten, ebenen bis wenig geneigten Böden mit einer geschlossenen Vegetationsdecke aus Gräsern, Moosen, Flechten und Zwergsträuchern. Diese Thufurhügel entstehen als Folge der Frostdynamik, Permafrost ist jedoch nicht Voraussetzung. Die Entstehung der Bültenböden wird fälschlicherweise auch durch Weidegang (Viehtritt) erklärt. Bültenböden sind oberhalb von 2.200 m Seehöhe vielerorts anzutreffen und wurden jüngst am Peischlachtörl genauer untersucht (Keuschnig et al. 2007; Abbildung 7).

Abbildung 7: Bültenboden am Peischlachtörl.



Solifluktilionsloben entstehen durch die langsame, hangabwärts gerichtete Bewegung von wassergesättigten Böden als Folge der Frostdynamik. Die Bewegung erfolgt einerseits als Folge des Frostkriechens (Frosthub), andererseits als langsames Fließen des wassergesättigten, aufgetauten Bodens im Sommer. Die Fließgeschwindigkeit bewegt sich je nach Neigung, Wassergehalt und Sedimenttyp zwischen wenigen cm pro Jahr bis zu ca. 30 cm/Monat. Solifluktilionsloben sind in der Umgebung der Glorer Hütte häufig zu beobachten

und wurden dort auch näher untersucht (Jaesche 1999, Veit 1988, Veit & Höfner 1993, Veit et al. 1995; Abbildung 8).

Abbildung 8: Solifluktionsloben in der Umgebung der Glorer Hütte südlich des Großglockners.



d) Permafrost im Festgestein

Wenn Wasser in Klüfte und Spalten des Festgesteins eindringt und gefriert, entsteht Spaltenfrost. Wenn der Spaltenfrost im Sommer nur oberflächlich auftaut und in den tieferen Gesteinszonen erhalten bleibt, spricht man von Permafrost im Festgestein. Diese Form des Permafrostes ist in den Alpen vor allem in Höhen über 3000 m anzutreffen. Die Verbreitung und Mächtigkeit des Spaltenfrostes ist jedoch nicht bekannt. Spaltenfrost ist vor allem dort zu erwarten, wo das Festgestein stark geklüftet ist. Der Eisgehalt hängt entsprechend von der Kluftdichte und vor allem davon ab, wie weit einzelne Klüfte zu Spalten erweitert sind. Dies wiederum hängt von der Gesteinsart und auch vom Deformationszustand der Gesteine ab. Auch der Tiefgang der Spalten spielt eine große Rolle. Solange das Eis in den Klüften und Spalten erhalten bleibt, stabilisiert es den zerklüfteten Gesteinskörper. Schmilzt jedoch das Eis in den Klüften und Spalten, wird der Gesteinskörper aufgelockert, was in steilen Felsflanken zu entsprechender Steinschlag- und Felssturzaktivität führt. Oberflächennah, in der Auftauzone, kommt noch die Wirkung der Frostverwitterung hinzu. Durch die ständigen Tau- und Gefrierprozesse, wobei der Gefriervorgang mit einer Volumszunahme des Eises

von ca. 9% verbunden ist, wird das Gestein oberflächlich zunehmend aufgelockert. Offensichtlich hat in den letzten Jahren als Folge der Erwärmung die Mächtigkeit der Auftauschicht und damit der aufgelockerten Gesteinszone stark zugenommen, Untersuchungen über die Verbreitung, Mächtigkeit und vor allem über das Verhalten des Spaltenfrostes in Österreich existieren jedoch nicht. Ein bekanntes Beispiel für Spaltenfrost und die mit dem Auftauen verbundenen Probleme ist der Gipfel des Sonnblicks. Auch im Bereich der Nordflanke der Weißseespitze (hinteres Kautal, Ötztaler Alpen) kommt es als Folge des starken Gletscherrückganges und wahrscheinlich auch als Folge des verstärkten Abschmelzens des Spaltenfrostes zu starken Auflösungserscheinungen verbunden mit starker Steinschlagaktivität während der Sommermonate (Abbildung 9, 10)

Abbildung 9: Schematische Darstellung des Spaltenfrostes.

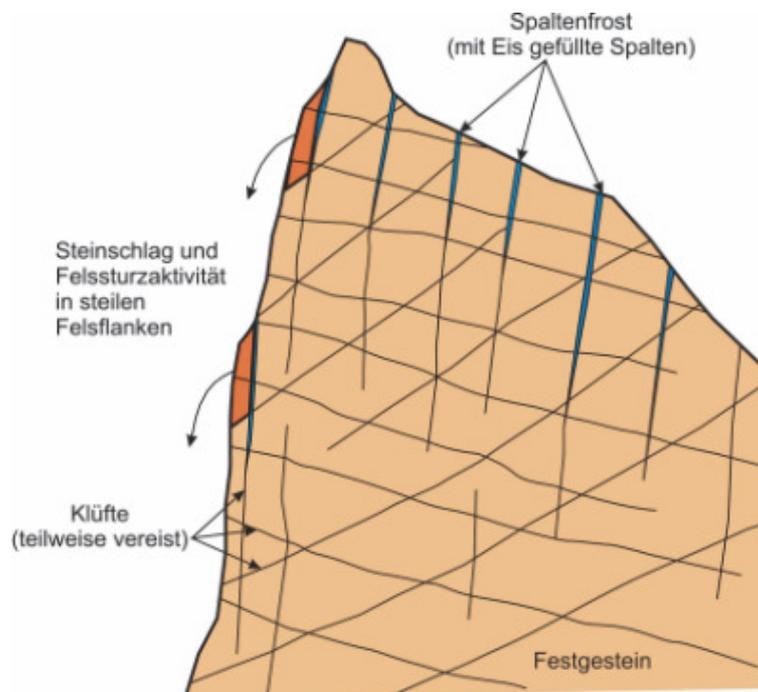


Abbildung 10: Weißseespitze (Öztaler Alpen) mit verstärkter Steinschlagaktivität im Bereich der Nordflanke als Folge des starken Abschmelzens des Gletschereises und des Spaltenfrostes.



3. Permafrost und Naturgefahren

Permafrost ist auch in den Alpen, und zwar je nach Exposition oberhalb der Waldgrenze, vor allem ab einer Seehöhe von 2.500 bis 2.700 m recht häufig, lokal auch in tieferen Lagen vorhanden. Das verstärkte Abschmelzen von Permafrosteis in den letzten Jahren als Folge der globalen Klimaerwärmung hat in den Alpen beispielsweise bei Schutzhütten zur Destabilisierung des Untergrundes, verbunden mit Setzungserscheinungen geführt. Auch der Gipfel des Sonnblicks mit dem Sonnblick-Observatorium und dem Zittelhaus war von solchen Problemen betroffen. Die erhöhte Steinschlagaktivität ist teilweise ebenfalls auf das verstärkte Abschmelzen von Permafrost zurückzuführen.

Über den Alpinen Permafrost ist nach wie vor wenig bekannt, es gibt keine Daten über Mächtigkeiten, Verbreitung, Art des Bodeneises und Frostaktivitäten. Möglicherweise handelt es sich bei den bekannten Frostbodenstrukturen teilweise nur um Relikte früherer, kälterer Zeiten.

Jüngste Ereignisse wie Felsstürze, der Absturz einer Stützmauer auf der Schwarzen Schneid, Setzungserscheinungen an Bauwerken sind vielfach auf die Erwärmung der Permafrostböden und auf das verstärkte Abschmelzen des Permafrosteises zurückzuführen.

Davon betroffen sind vor allem steile Felsflanken, die durch das Abschmelzen des Spaltenfrostes zunehmend instabil werden.

Von aktiven Blockgletschern und Permafrost in Lockersedimenten sind aus bisherigen Erfahrungen in Österreich keine größeren Naturgefahren zu erwarten, allerdings können durch das Abschmelzen des Eises in den Lockersedimenten durchaus Murgänge ausgelöst werden. Das Abschmelzen des Eises führt auch zu einer Erhöhung der Abflussmengen (Hochwassergefahr).

Die Abschätzung von Naturgefahren in Zusammenhang mit Permafrost ist aber nach wie vor sehr schwierig, weil es über die Verbreitung, die Mächtigkeit, das Eisvolumen und auch über die Reaktion des Permafrostes auf Klimaänderungen, insbesondere auf die gegenwärtige Erwärmung, in Österreich kaum Daten gibt.

Während über Blockgletscher inzwischen einige Daten vorliegen, ist über die Verbreitung und Mächtigkeit des Permafrostes in den Lockersedimenten sowie über den Spaltenfrost in Österreich sehr wenig bis nichts bekannt.

Die globale Klimaerwärmung hat in den letzten Jahren auch in den Alpen zu einem deutlichen Anstieg der Temperaturen geführt. Davon betroffen sind vor allem die Gletscher, die in den letzten Jahren von einem enormen Masseverlust betroffen waren. Von der globalen Erwärmung ist aber auch das Permafrosteis betroffen. Allerdings ist über die Abschmelzraten des Permafrosteises wenig bekannt. Es ist auch nicht bekannt, wie viel Permafrosteis in der kalten Jahreszeit wieder gebildet wird. Untersuchungen an Blockgletschern haben gezeigt, dass die über dem Eiskörper liegende ungefrorene Schuttlage das Eis vor stärkerem Abschmelzen schützt und daher die Masseverluste im Vergleich zu den Gletschern wesentlich geringer sind. Über die Abschmelzraten des Permafrostes in Lockersedimenten oder des Spaltenfrostes ist bislang nichts bekannt.

Aufgrund der bisherigen Erfahrungen scheint das Auftauen des Spaltenfrostes in Festgesteinen die größten Probleme und Gefahren (verstärkte Steinschlag- und Felssturzaktivitäten) zu verursachen. Beispiele dafür liefern der Gipfel des Sonnblicks oder die Weißseespitze im hinteren Kautal.

Was ist zu tun?

Zur besseren Abschätzung der aus dem Alpen Permafrost resultierenden Naturgefahren sind dringend gezielte Untersuchungen wie sie beispielsweise in der Schweiz (PERMOS) oder in Südtirol (PROALP) seit Jahren durchgeführt werden, notwendig. Dazu zählen

- a) Erstellen einer Karte über die mögliche Verbreitung des Permafrostes in Österreich nach Vorbild der Schweiz

- b) Gezielte Untersuchung des Permafrostes in ausgewählten Testgebieten. Diese Untersuchungen sollten multidisziplinär erfolgen unter Einbeziehung folgender Fachgebiete: Geologie, Geographie, Geophysik, Geodäsie, Klimatologie, Hydrologie

Um Daten über die Verbreitung, Mächtigkeit, das Eisvolumen sowie das Verhalten des Permafrosteises zu erhalten, sind aufwendige und vor allem langjährige Untersuchungen („Permafrost-Monitoring“) notwendig. Diese Untersuchungen umfassen u.a. Geophysik (Seismik, Geoelektrik, Georadar, Gravimetrie), Geodäsie (GPS, Laserscanner), Hydrologie (Pegelmessungen, elektrische Leitfähigkeit, Tracerversuche, stabile Isotope), Temperaturmessungen (BTS), Kartierung etc.

Die Karte mit der potentiellen Verbreitung von Permafrost sowie die gezielten Untersuchungen sollen wichtige Grundlagen für die zukünftige Abschätzung von Naturgefahren in Zusammenhang mit Permafrost liefern. Betroffen von diesen Naturgefahren sind vor allem der Hochgebirgstourismus (Schigebiete, v.a. Gletscherschigebiete und deren Einrichtungen), diverse Bauwerke wie Bergstationen, Bergrestaurants, Schutzhütten etc., aber auch Wege, Steige, Kletterrouten.

Literatur:

- BARSCH, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments: Berlin, Springer-Verlag, 331 p.
- BERGER, J., KRÄINER, K. and MOSTLER, W. (2004): Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). – Quaternary Research 62(2004): 233-242.
- BUCHENAUER, H.W. (1990): Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol). - Marburger Geograph. Schriften 117: 1- 276.
- FRENCH, H. M. (1996): The Periglacial Environment (2nd Ed.). - LONGMAN; Essex; 341p.
- GERHOLD, N. (1967): Zur Glazialgeologie der westlichen Ötztaler Alpen: Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum, v. 47, p. 5-50.
- GERHOLD, N. (1969): Zur Glazialgeologie der westlichen Ötztaler Alpen unter besonderer Berücksichtigung des Blockgletscherproblems: Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum, v. 49, p. 45-78.
- GIARDINO, J. R., SHRODER, J. F., and VITEK, J. D., (1987) (eds.): Rock Glaciers. - London, Allen & Unwin.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich, v. 77, p. 1-142.
- HAEBERLI, W. (1990): Scientific, environmental and climatic significance of rock glaciers. -

- Mem. Soc. Geol. It., v. 45, p. 823-831.
- HAEBERLI, W. (1995): Permafrost und Blockgletscher in den Alpen. - Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, v. 140, no. 3, p. 113-121.
- HAEBERLI, W. (1996): Gletscherschwund, Permafrostdegradation und periglaziale Murgänge im hochalpinen Bereich. – Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse, Monte Verità, Birkhäuser Verlag Basel, 163-181.
- HAEBERLI, W. & BENISTON, M. (1998): Climate Change and Its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps. - Ambio, Vol. 27:258-265.
- HAEBERLI, W., KÄÄB, A., HOELZLE, M., BÖSCH, H., FUNK, M., VONDERMÜHLL, D., and KELLER, F. (1999): Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge. Schlussbericht NFP 31. - Zürich, vdf Hochschulverlag ETH Zürich, 190 p.
- HAEBERLI, W., and PATZELT, G. (1982): Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, v. 18, no. 2, p. 127-150.
- HÖLLERMANN, P.W. (1967): Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen (mit Ergänzungen aus dem Apennin und dem Französischen Zentralplateau). - Göttinger Geogr. Abh. 40.
- JAESCHE, P. (1999): Bodenfrost und Solifluktdynamik in einem alpinen Periglazialgebiet (Hohe Tauern, Osttirol). - Bayreuther Geowiss. Arbeiten 20: 1-136.
- KAUFMANN, V. (1996): Der Dösener Blockgletscher – Studienkarten und Bewegungsmessungen. – Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz 33: 141-162.
- KEUSCHNIG, C., KRAINER, K. & ERSCHBAMER, B. (2007): Bodenstruktur, Temperatur und Vegetation von Bülttenböden am Peischlachtörl (Nationalpark Hohe Tauern, Österreich). – Tuexia, in Druck.
- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2000): Reichenkar Rock Glacier, a glacial derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria. - Permafrost and Periglacial Processes, v. 11:267-275.
- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2001): Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge: Der Reichenkar Blockgletscher in den westlichen Stubaier Alpen. – Geoforum Umhausen, Bd. 1, 28-43.
- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2001): Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, Gößnitz Tal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern). – Wiss. Mitt. Nationalpark Hohe Tauern 6:139-168.
- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2002): The discharge of active rock glaciers: examples from the Eastern Alps (Austria). Arctic, Antarctic, and Alpine Research 34(2):142-149.
- KRAINER, K. und MOSTLER, W. (2004): Ein aktiver Blockgletscher im Sulzkar, westlichen Stubaier Alpen (Tirol). – Geo.Alp 1:37-55, Innsbruck.
- KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2006): Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. – Geografiska Annaler 88A: 267-280.
- KRAINER, K., MOSTLER, W. & SPAN, N. (2002): A glacier-derived, ice-cored rock glacier in the western Stubai Alps (Austria): evidence from ice exposures and ground penetrating radar investigation. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 38: 21-34.
- LIEB, G. K. (1986): Die Blockgletscher der östlichen Schobergruppe (Hohe Tauern, Kärnten). – Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz 27: 123-132.
- LIEB, G. K. (1987): Zur spätglazialen Gletscher- und Blockgletschergeschichte im Vergleich

- zwischen den Hohen und Niederen Tauern. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. 129: 5-27.
- LIEB, G. K. (1991): Die horizontale und vertikale Verteilung der Blockgletscher in den Hohen Tauern (Österreich). – Z. Geomorph. N.F. 35(3): 345-365.
- LIEB, G.K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz 33: 9-125.
- LIEB, G. K. & SLUPETZKY, H. (1993): Der Tauernfleck-Blockgletscher im Hollersbachtal (Venedigergruppe, Salzburg, Österreich). – Wiss. Mitt. Nationalpark Hohe Tauern 1: 138-146.
- SCHMÖLLER, R. and FRUHWIRTH, R. K. (1996): Komplexgeophysikalische Untersuchungen auf dem Dösener Blockgletscher (Hohe Tauern, Österreich). - Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz, Bd. 33: 165-190.
- STINGL, H. (1969): Ein periglazialmorphologisches Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen. – Göttinger Geogr. Abh. 49: 1-115.
- VEIT, H. (1988): Fluviale und solifluidale Morphodynamik des Spät- und Postglazials in einem zentralalpinen Flusseinzugsgebiet (südliche Hohe Tauern, Osttirol). - Bayreuther Geowiss. Arbeiten 13: 1-167.
- VEIT, H. (1989): Geoökologische Veränderungen in der periglazialen Höhenstufe der südlichen Hohen Tauern und ihre Auswirkungen auf die postglaziale fluviale Talbodenentwicklung. - Bayreuther Geowiss. Arbeiten 14: 59-66.
- VEIT, H. & HÖFNER, T. (1993): Permafrost, gelifluction and fluvial transfer in the alpine/subnival ecotone, Central Alps, Austria: Present, past and future. - Z. Geomorph. N.F., Supp.-Bd. 92: 71-84.
- VEIT, H., STINGL, H., EMMRICH, K.H. & JOHN, B. (1995): Zeitliche und räumliche Variabilität solifluidaler Prozesse und ihre Ursachen. Eine Zwischenbilanz nach acht Jahren Solifluktionmessungen (1985-1993) an der Messstation „Glorer Hütte“, Hohe Tauern, Österreich. - Z. Geomorph. N.F., Supp.-Bd. 99: 107-122.
- WÄLDER, O., KRAINER, K. & MOSTLER, W. (2005): Praktische Anwendung von speziellen Spline-Verfahren zur Gletscherkinematik am Beispiel eines aktiven Blockgletschers (Tirol) – submitted

Autor:**Ao. Univ.-Prof. Dr. Karl Krainer**

Institut für Geologie und Paläontologie

Leopold-Franzens-Universität Innsbruck

Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Email: Karl.Krainer@uibk.ac.at