

# KLIMAWANDEL IM HOCHGEBIRGE

Wilfried Haerberli und Max Maisch, Zürich

## 1. Schlüsselbotschaften von eisigen Gipfeln

Schnee und Eis in den Hochgebirgen der Erde reagieren sensibel auf Änderungen des Klimas. Ganz besonders der Schwund der Gletscher ist gut zu erkennen (Abb. 1) und auch leicht zu verstehen: zu Recht gilt er in weltweiten Programmen zur Klimabeobachtung als ein Schlüsselsignal der steigenden Temperatur der Atmosphäre und damit des zunehmenden Energieinhalts des gesamten Klimasystems.



Abb. 1: Zunge, Ufermoränen von 1850/60 sowie Vorfeldgebiet des Tschierva-Gletschers (Berninagebiet, Kanton Graubünden). Im Hintergrund ist der durch den Gletscherschwund entstandene Roseg-See zu erkennen (Foto: C. Rothenbühler, 2003).

In den Hochgebirgsregionen der Erde findet man aber auch enorme klimatische Gegensätze auf engstem Raum und – daran seit Jahrhunderten und Jahrtausenden angepasst – eine einzigartige Vielfalt von Lebensräumen für Pflanzen, Tiere und den Menschen. Die im Tourismus genutzte Faszination Landschaft und der Wasserkreislauf verbinden zudem selbst abgelegene eisige Gipfel eng mit den umgebenden Tiefländern. Der Klimawandel im Hochgebirge ist deshalb ein Lehrbeispiel für die Reaktion von vernetzten Mensch-Umweltsystemen auf veränderte atmosphärische Bedingungen und die damit einhergehende Veränderung unserer Lebensgrundlagen (Abb. 2).

Die mit der Höhe abnehmende Lufttemperatur erzeugt in Gebirgsregionen die charakteristische Abfolge von

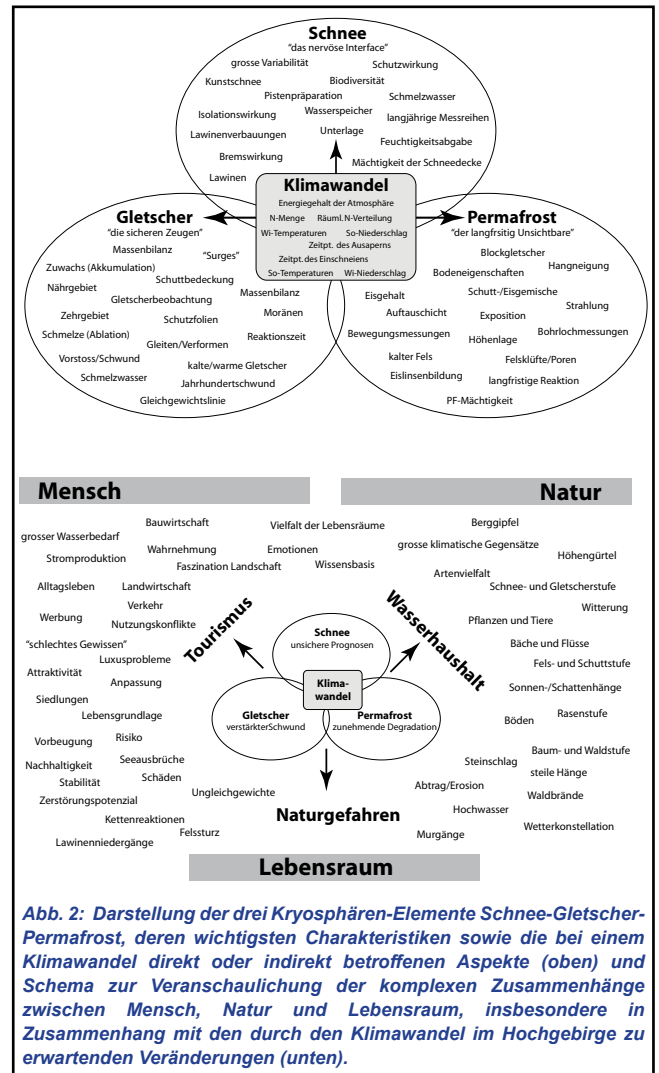


Abb. 2: Darstellung der drei Kryosphären-Elemente Schnee-Gletscher-Permafrost, deren wichtigsten Charakteristiken sowie die bei einem Klimawandel direkt oder indirekt betroffenen Aspekte (oben) und Schema zur Veranschaulichung der komplexen Zusammenhänge zwischen Mensch, Natur und Lebensraum, insbesondere in Zusammenhang mit den durch den Klimawandel im Hochgebirge zu erwartenden Veränderungen (unten).

Höhengürteln ganz unterschiedlicher Ausprägung (Abb. 3). In verkehrsmässig gut erschlossenen Hochgebirgen, wie z.B. den Alpen und den Rocky Mountains, kann man diese Höhengürtel in kürzester Zeit durchqueren und vergleichen. In den bewaldeten Hang- und Tal-Lagen bestimmt bisher vorwiegend der direkte Einfluss des wirtschaftenden Menschen (Landwirtschaft, Verkehr, Tourismus) landschaftliche Veränderungen. Wo die Temperaturen während der Wachstumsperiode der Pflanzen für die Holzbildung nicht mehr ausreichen, befindet sich die Wald- und Baumgrenze.

Im küstennahen/niederschlagsreichen Randbereich von Gebirgsketten (z.B. Alaska Range) liegt diese Grenze leicht unterhalb, in ozeanfernen/trockeneren Zentralbereichen (Abb. 4) dagegen über der Höhe, wo die Lufttemperatur im Jahresmittel beim Gefrierpunkt liegt (Nullgradgrenze). Oberhalb der Waldgrenze, in den Höhenstufen der offenen Flächen mit Rasen, Schutt,



Abb. 3: Typische Hochgebirgslandschaft mit den charakteristischen Höhengürteln sowie ausgewählten Einzelphänomenen. Links ist der Riedgletscher und rechts im Hintergrund das Matterhorn zu erkennen (Virtuelle Landschaftsansicht des Mattertals, Kanton Wallis, Permafrost im Untergrund ist auf Grund eines Computermodells berechnet und in rot/blau-Farbtönen widergegeben (Quelle: S. Biegger, S. Gruber und swisstopo).

Gletschern und Fels dominieren Einflüsse des Klimas. Der Schnee gestaltet Landschaft und Lebensraum im periodischen Verlauf der Jahreszeiten völlig um. Das vermeintlich „ewige“ Eis der Gletscher bildet sich dort, wo der Schnee das ganze Jahr über liegen bleibt, und fließt für alle sichtbar in tiefere Lagen, wo es im Sommer abschmilzt und die Bäche und Flüsse reichlich mit Wasser versorgt. In niederschlagsreichen Bergketten mit viel Schnee können die Zungen wohlgenährter Gletscher bis weit in die Waldregion hinunter reichen (z.B. Oberer und Unterer Grindelwaldgletscher, Berner Oberland). Es gibt allerdings auch Eis unter der Oberfläche: im Waldgrenzbereich in Schattenflanken, weiter oben auch an Sonnenhängen bleibt der Frost das ganze Jahr im Untergrund. Dieser Permafrost genannte dauernd gefrorene Untergrund kann in hohen Bergen mit kalten Hängen und Wänden hunderte von Metern mächtig sein. In trockenen, schneearmen Gebirgen (z.B. Brooks Range in Alaska) kühlt der Untergrund besonders stark aus und der Permafrost

nimmt grosse Flächen ein, die wegen der mangelnden Schnee-Ernährung unvergletschert bleiben. Im Wasserkreislauf und damit für die Wasserversorgung im Unterland stellen Schnee und Eis der Hochgebirge wichtige Speicher dar. Sie liefern in der warmen Jahreszeit, wenn das Wasser wegen Trockenheit und hoher Verdunstung im Unterland knapp wird, reichlich Schmelzwasser und wirken dadurch ausgleichend auf den Wasserstand auch grosser Ströme. Mit ihren steilen Hängen und den oft grossen Niederschlagsmengen gehören die Gebirge zu den Gebieten mit dem grössten Abtrag. Der durch den Frost in den Felswänden reichlich produzierte Schutt wird durch langsame und stetige (z.B. Solifluktion) aber auch durch rasche, episodische Prozesse (z.B. Rutschungen, Murgänge) weitertransportiert und schliesslich in Seen oder im Meer abgelagert. Das Fließen von Gletschern oder das

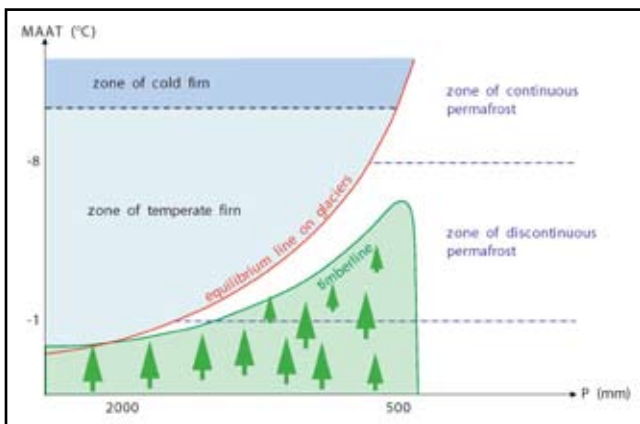


Abb. 4: Gletscher, Permafrost und Wald in Abhängigkeit von Temperatur und Niederschlag.



Abb. 5: Rückhaltedamm bei Pontresina zum Schutz vor Lawinen und Murgängen aus einem Anrissgebiet mit schwindendem Permafrost. Der Schutzdamm wurde 2003 fertiggestellt. Im Vordergrund Stützverbau gegen Lawinen im offenen Steilhang (Foto: M. Maisch, 2005).

Kriechen gefrorener Schutthalden verfrachtet grosse Gesteinsmassen über Zeiträume von Jahrtausenden, aber über beschränkte Distanzen. Steinschlag, Fels- und Bergstürze, Murgänge, Lawinen und Hochwasser bringen für den besiedelten Raum erhebliche Naturgefahren. Seit der historischen Besiedlung der Gebirgsräume hat der Mensch versucht, mit diesem Risiko sinnvoll umzugehen (Abb 5). Er ist dabei davon ausgegangen, dass Klima und Natur in engen Grenzen relativ konstant bleiben – eine Annahme, die für die kommenden Jahrzehnte kaum mehr gelten kann. Schnee und Eis spielen dabei eine zentrale Rolle.

## 2. Schnee und Eis

Schnee und Eis prägen das Bild von Hochgebirgslandschaften, haben aber ganz unterschiedliche Charakteristiken und Funktionen in alpinen Ökosystemen. Der stark von kurzfristigen Wetterabläufen abhängige Schnee ist primär ein „nervöses Interface“ zwischen Himmel und Erde. Ein „sicherer Zeuge“ sind hingegen die Gletscher, die mit ihrem Verhalten (Vorstoss oder Rückgang) langfristige Tendenzen der Klimaentwicklung auffällig und nachvollziehbar widerspiegeln. Permafrost als der „langfristig Unsichtbare“ reagiert ausserordentlich langsam, aber auch langanhaltend und zudem tief im Inneren der Berge. Sowohl die Gletscher wie auch der Permafrost hängen stark von der künftigen Entwicklung der Schneefälle mit ihren Unberechenbarkeiten ab.

### 2.1 Schnee

Schnee fällt aus dem Himmel auf die Erde und bedeckt dort die Oberfläche. Mit dieser lapidaren Feststellung verknüpft sind seine speziellen Eigenarten und seine vielfältigen Einflüsse auf so ziemlich alles, was Lebensräume im Gebirge ausmacht (Abb. 6). Als fester Niederschlag ist er Ausdruck von kurzfristigen Wetterkonstellationen und damit kaum zuverlässig voraussagbar – die Veranstalter von Skirennen können davon ein Lied singen! Liegt er einmal als „schneeweisse“ Decke auf der Erde, schützt er mit seinem hohen Luftgehalt wie eine Daunendecke Boden, Vegetation und Kleintiere vor dem kältesten Winterfrost. Er erschwert den grösseren Tieren Fortbewegung und Nahrungssuche, zieht Touristen in grosser Zahl aus den Städten in die Berge, bedroht aber auch – wenn zu reichlich gefallen – mit Lawinen die Siedlungen in den Tälern. Im Frühjahr und Frühsommer liefert er die vorher gespeicherten Niederschläge als Schmelzwasser für die Böden, die erwachende Vegetation und die Bäche, schützt aber gleichzeitig wie ein ideales „Vlies“ die Gletscher vor dem Abschmelzen und den Permafrost




Abb. 6: Schnee im Lebensraum Hochgebirge (Lötschental, Schweizer Alpen). (Foto: W. Haeblerli)

vor der Überhitzung durch die Sonnenstrahlung gerade dann, wenn diese am intensivsten wird.

Die moderne wissenschaftliche Schnee-Forschung hat im Wesentlichen vor rund 50 Jahren eingesetzt. Das primäre Interesse galt dem Lawinenschutz, dem Einfluss des Schnees auf den Wasserhaushalt sowie den Problemen und Möglichkeiten mit Schnee im Verkehr (Fahrbarkeit) und für den Tourismus (Pistenpräparation, Kunstschnee). Informationen über die Schneesituation, Lawinenwarnungen und Abflussprognosen aufgrund vorhandener Schneevorräte werden heute in vielen Ländern mit bedeutendem Hochgebirgsanteil routinemässig für eine Grosszahl von Interessierten und Behörden erstellt. Die reichhaltigen Forschungsergebnisse werden auch im Zusammenhang mit ökologischen und klimatologischen Fragen verwendet. Waldfreie Lawinenzüge sind beispielsweise Orte hoher Biodiversität, Gletscher erhalten auch im Sommer regelmässig Schneefälle, die die Eisschmelze für ein paar Tage unterbrechen, und die Temperatur des Permafrost auf schneebedeckten Hängen hängt mehr von der Mächtigkeit des isolierenden Winterschnees ab als von den Lufttemperaturen. Wie die Niederschläge insgesamt schwanken auch die Schneeverhältnisse kurzfristig schnell und stark. Langfristig ist dabei kaum ein Trend festzustellen. Nur in Tieflagen werden die Tage mit Schnee immer seltener, da es dort für Schneefälle immer weniger oft kalt genug ist und deshalb statt Schnee vermehrt Regen fällt.

Um die Schneeverhältnisse für eine wärmere Welt der Zukunft abzuschätzen, müssten man in den Klimamodellen nicht nur die zukünftigen Niederschlagsmengen, sondern auch ihre Verteilung über das Jahr zuverlässig festlegen können. Das ist allerdings eine schwierige Aufgabe und die Unsicherheiten sind entsprechend gross. Nimmt man in einem ersten Schritt vereinfacht an, dass bei den Niederschlägen alles gleich bleibt



und sich nur die Temperatur der Luft ändert, kann man drei Auswirkungen feststellen. Das Einschneien im Herbst hängt primär nicht von der Temperatur, sondern vom Niederschlagsangebot ab (die Hoteliers in den Winterkurorten warten im Herbst meist nicht auf kalte Temperaturen, sondern auf Schnee-Niederschläge) und ändert sich deshalb in höheren Lagen nur wenig. Durch den Winter hindurch wird die Schneedecke geringfügig dünner, da die Anzahl der Schneefälle zugunsten von Regenfällen abnimmt. Im Frühling bleibt die Schneedecke hingegen weit weniger lang liegen, da die erhöhte Temperatur den Schmelzprozess beschleunigt und in der Jahreszeit um Wochen bis Monate vorverlegt. Dieser Frühlingseffekt ist besonders wirksam, da in dieser Zeit die Sonne rasch höher steigt und die Existenz oder das Fehlen von Schnee für alle betroffenen Teile der Gebirgswelt entscheidend ist: die Aufheizung des Hochgebirges könnte durch das Schwinden der Schneedecke im Frühling über den reinen Effekt der ansteigenden Lufttemperatur hinaus verstärkt werden. In Wirklichkeit verändern sich in einer wärmeren Welt allerdings auch die Wetterlagen und damit die Niederschläge. In den Alpen nimmt man auf Grund von hoch auflösenden Klimamodellen beispielsweise an, dass die Niederschläge im Winter zu- und im Sommer abnehmen. Zusammen mit dem fortgesetzten atmosphärischen Temperaturanstieg könnte das dazu führen, dass im Winter langfristig unten zu wenig und oben zuviel Schnee liegt. Die abnehmenden Sommerschneefälle würden den Gletscherschwund noch verstärken. Was immer tatsächlich kommen mag, der Niederschlag wird wichtig sein und schwer vorhersagbar bleiben. Eine genaue Beobachtung der Vorgänge in der Natur (sog. Monitoring) bildet deshalb die einzige zuverlässige Grundlage für bessere Kenntnis und sicherere Aussagen in der Zukunft.

## 2.2 Gletscher

Wie Banken oder Haushalte haben Gletscher Einnahmen, Ausgaben und eine Bilanz, die Massenbilanz. Einnahmen erhalten die Gletscher zuoberst im Nährgebiet, wo der Schnee das Jahr überdauert und damit zu ganz- oder mehrjährigem Firn wird. Dort entsteht aus den übereinander gestapelten Firnschichten im Zeitraum von einigen Jahren Eis. Dieses fließt unter der Wirkung der Schwerkraft in tiefere Regionen des Zehrgebiets, wo die Schmelze überwiegt und damit Ausgaben verursacht. Die Trennlinie zwischen Nähr- und Zehrgebiet heisst Gleichgewichtslinie (populär Schneegrenze), da sich dort der Zuwachs und das Abschmelzen von Schnee und Eis genau die Waage halten. Der Niederschlag steuert die Einnahmen, die Temperatur jedoch die Ausgaben, die Lage der Gleichgewichtslinie und die

Bilanz des Gletschers ist deshalb immer abhängig von beiden Klimaelementen. In niederschlagsreichen Gebieten werden die umfangreichen Schneefälle durch starke Schmelze ausgeglichen, die Gleichgewichtslinie liegt hier in relativ geringer Meereshöhe, wo die Temperaturen hoch sind. Die Gletscher selber sind dabei „warm“ (wissenschaftlich: temperiert), d.h. ihr Eis enthält Wasser und befindet sich auf Schmelztemperatur. In trockenen Gebirgen liegt die Gleichgewichtslinie in grosser Meereshöhe bei kalten Temperaturen und die Gletscher sind teilweise oder ganz am Untergrund angefroren. Der Fließprozess der Gletscher kommt durch die plastische Verformung des Eises und Gleitprozesse am Gletscherbett zustande. Bei ausgeglichener Bilanz verfrachtet ein Gletscher die Überschüsse aus dem Nährgebiet ins Zehrgebiet, gleicht dort die Schmelzverluste aus und lässt so die Form des Gletschers unverändert. Grosse Gletscher und Gletscher in niederschlagsreichen Regionen fließen dementsprechend schneller als kleine Gletscher oder Gletscher in Trockengebieten. Überwiegen Verluste oder Gewinne, nimmt das Gletschervolumen zu oder ab. Mit einer je nach Gletschergrösse unterschiedlichen Anpassungszeit werden die Gletscher durch Vorstoss oder Rückgang ihre Länge verändern.

Schon seit der Mitte des 19. Jahrhunderts werden Gletscher systematisch erforscht und seit mehr als hundert Jahren werden ihre Veränderungen – international koordiniert – weltweit beobachtet. Die positiven Lufttemperaturen im Sommer beeinflussen die Schmelzprozesse am stärksten: um 1°C höhere Lufttemperaturen zu kompensieren, müsste der Niederschlag um mehrere 100 mm im Jahr zunehmen, was vielerorts ein Drittel bis die Hälfte des Jahresniederschlags ausmacht und deshalb eine drastische Änderung bedeuten würde. Auf Gletschern mit Schmelztemperatur in niederschlagsreichen Gebirgsregionen wirken sich Temperaturänderungen stark aus. Kalte Gletscher in trockenen Gebieten dagegen müssen zuerst aufgewärmt werden, bevor sie Schmelzwasser liefern – ihre Verluste sind bei steigenden Temperaturen vorerst kleiner. Kleinste Gletscher fließen nur wenig, werden in extremen Jahren gänzlich zu Nähr- oder Zehrgebieten und widerspiegeln in ihren Längenänderungen deshalb weit gehend direkt die Massenbilanz. Mittलगrosse Gebirgsgletscher reagieren mit Vorstoss oder Schwund ihrer Zungen im Jahrzehnte-Rhythmus. Grosse, eher träge reagierende Talgletscher dagegen bilden mit ihrer Längenänderung Jahrhundert-Trends ab. Die moderne Gletscherbeobachtung kombiniert Massenbilanzmessungen an etwa 50 – 100 Gletschern weltweit mit den verzögerten, aber leichter messbaren

Längenänderungen von ca. 500 – 1000 Gletschern und schliesslich mit den in Satellitenbildern dokumentierten Flächenänderungen von tausenden von Gletschern in ganzen Gebirgsgruppen. Viele Gletscher sind stark mit Schutt bedeckt, enden in Seen oder im Meer oder haben ein instabiles Fliessverhalten mit periodisch raschen Vorstössen, so genannten „surges“. Gletscher mit solchen Eigenschaften haben spezielle Verhaltensweisen und können nicht direkt zur Interpretation von Klimaänderungen eingesetzt werden.

Im 20. Jahrhundert haben die Gletscher aller Gebirge der Erde – mit wenigen Ausnahmen – an Fläche, Länge und Volumen verloren (Abb. 7). Dieser Gletscherschwund ist das deutlichste und für alle erkennbare Zeichen, dass sich das Klima im globalen Massstab und mit grosser Geschwindigkeit ändert. In den europäischen Alpen ist beispielsweise zwischen 1850 und 1975 rund die Hälfte des Gletschervolumens geschwunden. Zwischen 1975 und 2000 ist im Schnitt jährlich rund 1% des verbleibenden Eisvolumens verloren gegangen. Seither sind die durchschnittlichen jährlichen Verluste auf ca. 2 – 3% gestiegen. Das Extremjahr 2003 allein hat geschätzte 8% des restlichen Eises eliminiert. Szenarien für die Zukunft zeigen, dass selbst bei einem günstigen Klimaszenario – einer Stabilisierung der globalen Temperaturzunahme bei etwa 2 °C und einem um rund den Faktor 2 verstärkten Effekt im Hochgebirge – die Alpengletscher innerhalb weniger Jahrzehnte bis auf kümmerliche Reste verschwinden dürften (Abb. 8). Wie die Alpen werden wohl auch viele andere Hochgebirge der Erde mit zunehmender

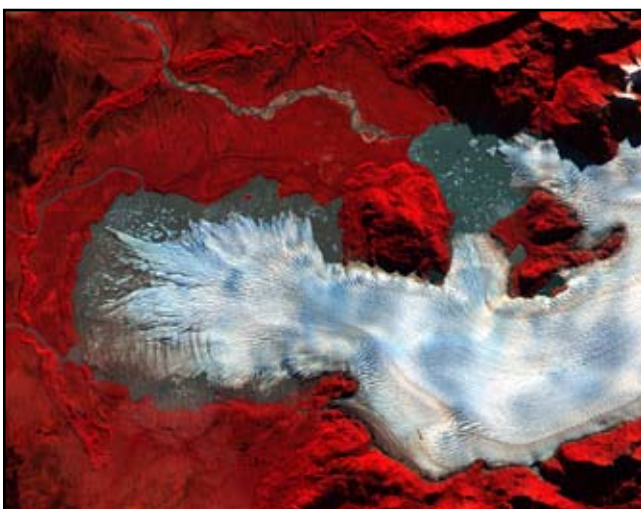


Abb. 7: Glaciar San Quintin im nördlichen Patagonischen Eisfeld (Chile). Der Gletscher in sehr niederschlagsreichem Gebiet fliesst in Gebiete mit dichter Vegetation (rot im Falschfarbenbild). Sein Zungenende hat sich von einer Moräne (linker und oberer Bildrand) des 19. Jahrhunderts zurückgezogen und löst sich nun in einem neu gebildeten See auf. ASTER-Satellitenbild.

Geschwindigkeit „entgletschert“. Am Zustand der Gebirgsgletscher werden kommende Generationen zweifelsfrei erkennen, welches Klimaszenario tatsächlich eingetreten ist.

### 2.3 Permafrost

Der Begriff Permafrost bezeichnet „permanenten Frost“ im Untergrund, wo die Temperaturen während des ganzen Jahres negativ bleiben. Auch kalter Fels

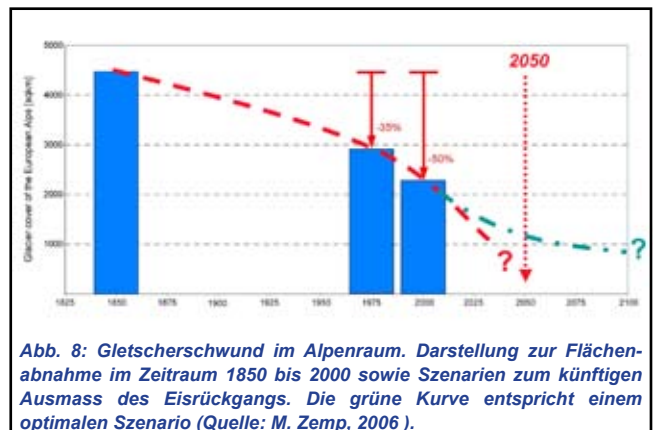


Abb. 8: Gletscherschwund im Alpenraum. Darstellung zur Flächenabnahme im Zeitraum 1850 bis 2000 sowie Szenarien zum künftigen Ausmass des Eisrückgangs. Die grüne Kurve entspricht einem optimalen Szenario (Quelle: M. Zemp, 2006).

ohne Eis ist Permafrost, meist ist es jedoch das mit den negativen Temperaturen verbundene Eis, das sich entscheidend auswirkt. Die mittlere Jahrestemperatur an der Oberfläche ist etwas wärmer als die mittlere Jahrestemperatur der Luft, weil die Schneedecke den Untergrund gegen die kalten Wintertemperaturen der Atmosphäre schützt. Bis in eine Tiefe von rund 10 bis 20 Metern schwankt die Temperatur im Gang der Jahreszeiten. Dabei erwärmen sich die obersten Dezimeter bis Meter meist deutlich über 0°C und bilden dadurch eine sommerliche Auftauschicht. Wegen des (schwachen) Wärmeflusses aus dem Erdinnern nimmt die Temperatur mit der Tiefe um rund 1°C auf 30 – 50 Meter zu. Wenn also die mittlere Jahrestemperatur beispielsweise –2°C beträgt, reicht der Permafrost 60 bis 100 Meter tief, bei –10°C an der Oberfläche sogar 300 bis 500 Meter. Es geht hier also, je nach Region oder Höhenstufe, um mächtige Gesteinspakete. Eis kommt in Felsklüften oder in Poren von Lockermaterial vor. Gerade in Lockermaterial kann Permafrost auch Linsen von massivem Eis bilden. Gefrorene Schutthalden oder Moränen können dadurch oft mehr Eis als Gesteinsmaterial enthalten, beginnen dann zu kriechen und bilden Ströme aus Schutt und Eis, die wie Lavaströme aussehen (Abb. 9). Diese auffälligen Fliessformen werden heute noch „Blockgletscher“ genannt, weil man sie früher – als das Phänomen Permafrost noch nicht bekannt war – für schuttbe-



Abb. 9: Lavastromartig kriechende, gefrorene Schutt/Eismassen im nord-isländischen Permafrost (Foto: O. Humlum, 2004).

deckte Gletscherreste hielt.

Die systematische Forschung über Permafrost im Hochgebirge setzte erst in den 1960/70-er Jahren ein. Sie ist also noch sehr jung, entwickelt sich aber schnell. Der Zusammenhang zwischen der Atmosphäre und der Untergrund-Temperatur wird primär über die Sonnenstrahlung, die Lufttemperatur und die Schneedecke gesteuert. Strahlung und Schneedecke hängen stark vom Gelände (Exposition, Neigung) ab. Schattenflanken sind mehrere °C kälter als besonnte Seiten auf gleicher Höhe. In schneearmen Wintern kühlt der Untergrund stark aus, selbst ein Winter mit „warmen“ Lufttemperaturen kann unter solchen Umständen für den Permafrost kalt sein. Steigt die mittlere Oberflächentemperatur langfristig an, so nimmt zuerst und unmittelbar die Mächtigkeit der sommerlichen Auftauschicht zu. Während Jahrzehnten und Jahrhunderten nehmen darauf die Temperaturen im Untergrund von oben her in immer tieferen Schichten zu (Abb. 10). Schliesslich taut der Permafrost von den

tiefsten Schichten – also vom Berginnern her – auf, es kann aber Jahrhunderte bis Jahrtausende dauern, bis bei wärmeren Temperaturen und dünnerem Permafrost ein neues Gleichgewicht erreicht ist. Im Permafrost wirkt also die Reaktion auf Klimaänderungen sehr lange nach. Schmelzen eisreiche Schutthalten, verliert das ursprüngliche Schutt/Eis-Gemisch seinen inneren Zusammenhalt und wird instabil. Bei Fels mit Eis gefüllten Klüften sind schon Temperaturen von etwa  $-2$  bis  $0^{\circ}\text{C}$  kritisch, weil dann Fels, Eis und Wasser miteinander auftreten können.

Messdaten über klimabedingte Veränderungen im Permafrost sind noch sehr spärlich und wenig einheitlich, deuten aber in verschiedenen Gebirgsregionen der Welt insgesamt auf eine zunehmende Erwärmung des Untergrundes hin. Die beste Information stammt aus einer Serie von Bohrlöchern, die man zur systematischen Beobachtung von Langzeiteffekten in europäischen Gebirgen niedergebracht hat, um die Temperatur im Permafrost bis 100 Meter Tiefe zu messen. Der Anstieg der Lufttemperaturen hat von Spitzbergen bis in die Alpen die obersten rund 50 bis 70 Meter deutlich erwärmt. Die thermische Störung ist grossräumig, umfasst bereits mächtige Gesteinsschichten und dringt nach den Gesetzen der Wärmeausbreitung im Untergrund weiter in die Tiefe vor. Für die komplizierte Geometrie von hohen Berggipfeln müssen zur Interpretation dieser Resultate, aber auch zur Abschätzung zukünftiger Entwicklungen 3-dimensionale Rechenmodelle verwendet werden. Im Gegensatz zum Flachland dringt in steilen Berggipfeln die Erwärmung von zwei oder mehr Seiten ins Berginnere vor. Trotzdem bleibt der Permafrost über Jahrhunderte im Berginnern bestehen, auch wenn die Temperaturen an der Oberfläche bereits über  $0^{\circ}\text{C}$  angestiegen sind. Solcher „Rest-Permafrost“ im Berginnern ist allerdings wesentlich wärmer als bisher. Immer ausgedehntere Partien und immer mächtigere Gesteinspakete von

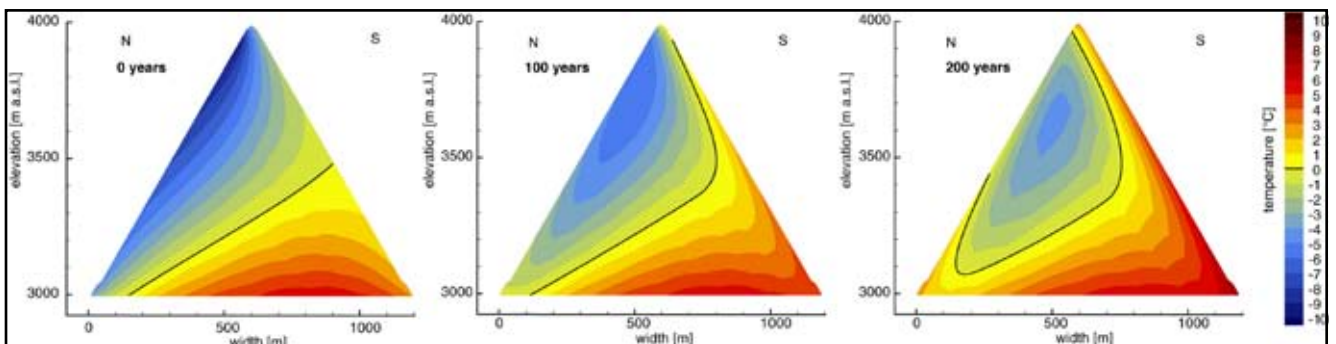


Abb. 10: Modellerte Temperaturentwicklung über 200 Jahre im Innern eines Hochgebirgsgipfels. Zu Beginn (z.B. im Jahr 1900) wird ein Gleichgewicht angenommen. Gefrorene Bereiche mit negativen Temperaturen sind in Blau- (kalt) bis Gelbtönen (nahe Schmelztemperatur) gehalten, die  $0^{\circ}\text{C}$  Temperatur ist mit einer schwarzen Linie dargestellt. Der Permafrost im Innern der hohen Berge hält sich über viele Jahrhunderte, wird aber immer wärmer und damit weniger stabil (Quelle: J. Noetzli).

Bergflanken gelangen so in den für die Stabilität kritischen Temperaturbereich von  $-2$  bis  $0^{\circ}\text{C}$ . In gefrorenen Schutthalden und Blockgletschern mit viel Eis braucht der Schmelzprozess sehr viel Energie, was den Auftauprozess extrem verlangsamt. Das Untergrundeis dürfte noch Jahrhunderte weiter bestehen aber dabei immer mehr aus dem thermischen Gleichgewicht geraten, abschmelzen und damit den Zusammenhalt der ursprünglich gefrorenen Schutt/Eis-Gemische verändern. Die komplizierten Einflüsse der winterlichen Schneedecke machen aber Abschätzungen für die Zukunft besonders unsicher.

### 3. Landschaften und Lebensräume in zunehmendem Ungleichgewicht

Die ausgedehnten Gebiete, die von den Gletschern in den letzten rund 150 Jahren frei gegeben wurden, konnten nur sehr beschränkt von der Vegetation und vor allem vom Wald besiedelt werden: Gletscher verschwinden in wärmer werdendem Klima schnell, die Vegetation folgt ihnen viel langsamer, Relikte von Permafrost werden im Untergrund Jahrhunderte weiter bestehen und ein ausgereifter tiefgründiger Boden reift erst nach einem Jahrtausend und mehr heran. Als Folge dieser unterschiedlichen Reaktionen werden sich die bisher existierenden Höhenzonen mit fortgesetztem Temperaturanstieg nicht einfach nur in die Höhe verschieben. Schwindende Gletscher werden selbst langfristig nicht durch Wald, sondern durch weit gehend nacktes Geröllmaterial ersetzt – die Ausdehnung der Schuttstufe wächst auf Kosten der Gletscherstufe. Die Höhengürtel verändern aber auch mehr als ihre Höhererstreckung, da sich ihre charak-

teristischen Aspekte – beispielsweise Abtragsprozesse oder Pflanzenarten – den neuen Bedingungen in unterschiedlicher Art anpassen. Die Ökosysteme entfernen sich dadurch immer weiter von gleichgewichtsnahen Zuständen, die sich in den klimatisch relativ stabilen Jahrtausenden seit der letzten Eiszeit entwickeln konnten. Um solche Effekte und ihre lokalen bis regionalen Auswirkungen abzuschätzen, braucht es eine neue „Wissenschaft der Ungleichgewichte in der Natur“. Die zunehmend aktuell gewordenen Aspekte „Naturgefahren“, „Wasserkreislauf“ und „Wahrnehmung/Tourismus“ illustrieren diese Situation beispielhaft.

#### 3.1 Abtrag und Naturgefahren

Mit dem Verschwinden von Eis über und unter der Erdoberfläche schwächt sich auch ein wichtiger Stabilitätsfaktor auf steilen Hängen des Hochgebirges ab. Bis die Vegetation und vor allem der Wald voll stabilisierend wirken können, werden Jahrzehnte, wenn nicht Jahrhunderte mit massiv erhöhtem Abtrag auf eisfrei werdenden und tief auftauenden Schuttflächen vergehen. Die anfallenden Schuttmengen werden dabei nur zu geringen Teilen stetig als Geschiebe- und Schwebstofffracht in Bächen und Flüssen verfrachtet, die grössten Schuttmengen werden im Hochgebirge kurzfristig und oft dramatisch bei Hochwasserereignissen transportiert. Wo die Hangneigung über  $25^{\circ}$  beträgt, die verfügbaren Schuttmengen reichlich vorhanden sind und Wasser dazukommt, bilden sich Murgänge, schnell fliessende Schutt/Wasser-Gemische mit verheerendem Zerstörungspotenzial (Abb. 11). Besonders grosse und weit reichende Murgänge mit Volumen von mehreren  $100'000\text{ m}^3$  entstehen beim Ausbruch von



Abb.11: Das Murgangereignis von Guttannen (Grimselpass, Berner Alpen), ausgelöst bei den Starkniederschlägen im Sommer 2005 – der mit rund  $500'000$  Kubikmeter wahrscheinlich grösste Murgang der Schweizer Alpen seit rund einem halben Jahrhundert. Links: Anrissgebiet (Bresche) in einer steilen Moränenbastion mit Gletscher- und Permafrostresten. Rechts: Ablagerungsgebiet und Schadenzone des Murgangs oberhalb des Dorfes. Die Hochwasser führende Aare wurde aufgestaut und auf die andere Strassenseite geworfen, wo sie den Weg direkt ins Dorf nahm, bevor sie mit Einsatz grosser Baumaschinen wieder quer durch die Strasse in ihr altes Bett geleitet werden konnte (Fotos: K. Budmiger, 2006)

Gletscherseen, die sich als Folge des Rückgangs des Gletschereises im freigelegten Moränenschutt bilden. Je nach Hangneigung können sich auch kleine Seen zu sehr gefährlichen „Schönheiten des Hochgebirges“ entwickeln. Mit dem wärmer werdenden Permafrost in Felswänden steigt zudem die Wahrscheinlichkeit von grossen Fels- und Bergsturzereignissen (Abb. 12) mit Volumen von Millionen m<sup>3</sup> langsam, aber sicher an. Bereits heute ereignet sich in den Alpen alle paar Jahre ein „Millionensturz“, wobei Eis in den meisten Fällen beteiligt ist und die Sturzbahn weit unter die Waldgrenze reichen kann. Die grösste Gefahr geht dabei von Kettenreaktionen aus: ein grosser Felssturz (oder Eisabbruch, z.B. Triftgletscher, BE) in einen natürlichen oder künstlichen See kann Schwallwellen auslösen, die bis weit talabwärts gefährlich sind. Grosse Murgänge aus steilen Seitenrinnen können den Talbach verstopfen, was zur vorübergehenden Seebildung hinter dem neuen Damm und – bei dessen Ausbruch – zu grossflächigen Schäden führen kann.



Abb. 12: Felssturz kleineren Volumens im Permafrost der Matterhorn-Südwand (Foto: L. Trucco, 2003)

### 3.2 Wasserkreislauf

Hochgebirge mit ihren charakteristischen Höhenstufen haben auf den Wasserkreislauf eine ausgleichende Wirkung, die jedoch mit steigender Temperatur des Gesamtsystems mehr und mehr reduziert wird oder sogar verloren geht. Bei Starkniederschlägen und grossräumiger Hochwassergefahr fällt in immer grösserer Höhe Regen statt Schnee, es kommt dadurch sofort zum Abfluss und erhöht die Spitzenabflüsse zusätzlich. Wohl noch grösser dürfte das Niedrigwasser-Problem in der warmen Jahreszeit werden. Kritisch ist dabei die Kombination von Faktoren, sowohl auf der Seite des Dargebots wie auf der Seite der Nachfrage. Man versteht das sogleich, wenn man in Gedanken den Extremsommer 2003 ins Jahr 2075 überträgt und sich die Konsequenzen für Europa vorstellt. Verhältnisse wie 2003 könnten bis dann dem Durchschnitt entsprechen und deshalb bezüglich Hitze und Trockenheit oft noch übertroffen werden. Nach einer bereits im Februar/März (statt April/Mai) abgeschlossenen Schneeschmelze, ausbleibenden Niederschlägen und fehlendem Schmelzwasser der inzwischen weit gehend verschwundenen Gletscher fallen auch die grossen Ströme Rhein und Rhône im Hoch- und Spätsommer nahezu trocken. Mit den versiegenden Bächen und Flüssen sinken auch See- und Grundwasserspiegel im Unterland und die erhöhte Verdunstung trocknet die Böden aus. Der Bedarf an Wasser für die Landwirtschaft steigt, aber um die Nutzung des verbleibenden Wassers entstehen ernste Konflikte. Wasser wird nämlich auch für die Trink- und Brauchwasserversorgung des Menschen, für die Fische in den Flüssen und Bächen, für die Stromproduktion und die Kühlung von Kernkraftwerken oder für das Löschen der nun häufiger werdenden Waldbrände in den ausgetrockneten Wäldern gebraucht. Fern jeder romantischen Vorstellung wird die Erinnerung an die Wasser spendenden Schneemassen und Gletscher im Hochgebirge zu einem schmerzhaften Einbruch im Alltagsleben vieler Menschen und zu einer wirtschaftlich ernsthaften Einschränkung im weiten Umland von Gebirgen werden.

### 3.3 Wahrnehmung und Tourismus

Die Postkarten am Kiosk des Bahnhofs im alpinen Tourismusort zeigen, was die Menschen mitteilen wollen um auszudrücken, dass sie in ihrem Gebirgsurlaub paradiesische, dem Himmel nahe Zeiten erleben: verschneite Berge und Gletscher sind Schmuck und bedeutende Attraktionen. Mehr noch als das: Gletscher und Schnee gelten in vielen Hochgebirgen der Erde geradezu als mythisches Symbol für überirdische Erhabenheit und eine intakte, Leben spendende Umwelt. Selbst



die Werbung für massiv Treibhausgas ausstossende Geländefahrzeuge verwendet gerne verschneite oder vereiste Berglandschaften, um die „Naturnähe“ der Käufer anzusprechen. Der zunehmende Verlust dieser so typischen Teile des Hochgebirges spricht die Menschen folglich direkt auf emotionaler Ebene an. Die grauer und brauner werdenden Gebirge der Erde werden zunehmend zu einem Spiegel unseres schlechten Gewissens. Selbst beim Trecking oder Bergsteigen in Patagonien oder im Himalaya, wo man mit dem Kohlendioxid produzierenden Jet hingelangt ist, erkennt man die Folge des eigenen Tuns mit immer eindrücklicherer Klarheit. Studien über die touristischen Perspektiven im Gebirge gehen vorerst noch vor allem auf den Wintertourismus ein. Tiefer gelegene Stationen stehen bezüglich Schneesicherheit mittelfristig vor dem Aus, höher gelegene Stationen dafür vor einem verstärkten Andrang. Produktion von Kunstschnee und Schnee-/Gletscherabdeckungen mit Schutzfolien (Abb. 13) breiten sich rasch aus und zeigen, wie die Probleme mit den steigenden Temperaturen, aber auch mit den immer extremer werdenden Ansprüchen der Kunden steigen. Wird der Sommertourismus im Gebirge trotz Eisschwund und Abnahme der landschaftlichen Attraktivität eine Renaissance erfahren, weil die Hitze an den südlichen Meeresstränden definitiv unerträglich wird? Man kann in diesen Fragen ein Luxusproblem sehen, sie sind aber auch Ausdruck unserer widersprüchlichen Verhaltensmuster, bei denen letztlich der Urgrund der gesamten Problematik zu finden ist.



Abb. 13: Künstliche Gletscherabdeckung am Gurschenfirn (Gemsstock) zur Reduktion der Schmelze auf der Skipistenzufahrt auf den Gletscher (Andermatt, Kt. Uri) (Foto: M. Maisch, 2006).

#### 4. Ausblick

In den kommenden Jahrzehnten könnten manche Gebirgsregionen der Erde ihr Gletscherkleid weit

gehend verlieren und in ihrem gefrorenen Untergrund könnten sich – unsichtbar – langfristige und tief greifende Änderungen abspielen. Ausmass und Geschwindigkeit dieser Vorgänge dürften weit jenseits historischer Erfahrungswerte liegen. In einem solchen Szenario prägen Verlorenes, aus dem Gleichgewicht Gebrachtes und neu Aktiviertes die an Intensität zunehmende Dynamik der Landschaft im Hochgebirge als Lebens-, Erlebens- und Wirtschaftsraum. Zieht man in Betracht, wie langsam Böden entstehen, die Waldgrenze ansteigt oder Wärme in den Untergrund geleitet wird, so ergibt sich ein mögliches Bild der zukünftigen alpinen Hochgebirgslandschaft mit weit ausgedehnten Schutzzonen bei langsam abschmelzendem Untergrundeis und stellenweise intensiviertem Abtrag durch reduzierte Hangstabilität und häufigere Starkniederschläge und Hochwasser. Der Begriff der Nachhaltigkeit wird unter solchen Umständen problematisch, wenn nicht gar illusorisch. Früherkennung, Vorbeugung and Anpassung nehmen rasch an Bedeutung zu.

Die Komplexität der sich verändernden, hoch vernetzten Systeme erfordert dabei eine umfassende Betrachtungsweise, mit der die Wissensbasis für eine Umwelt wachsender Ungleichgewichte aufgebaut werden kann. Das Ziel muss sein, die Entwicklung des Systems mit modernsten Methoden wahrzunehmen, die entsprechende Information rasch und in geeigneter Weise aufzubereiten und an die Entscheidungsträger weiterzuleiten, mit robusten Modellen mögliche Szenarien für die Zukunft zu simulieren, kurz: die Kommunikation zwischen Gebirgsforschung und Gesellschaft nicht nur zu intensivieren, sondern qualitativ auf dem Niveau der steigenden Bedürfnisse zu garantieren. Wichtigste Entscheidungsgrundlage bleibt die direkte Beobachtung der Vorgänge in der Natur. Die Gletscher werden die Gewissheit vermitteln, dass eine beschleunigende und weltweite Veränderung vor sich geht. Der Permafrost wird für die Unkontrollierbarkeit entsprechend tief greifender Ungleichgewichte stehen. Und der Schnee mit seiner kurzfristigen und witterungsabhängigen Variabilität wird weiterhin Unsicherheit bringen in die Beziehung zwischen Himmel, Eis, Erde und Mensch.

#### Literatur

- Gruber, S., and Haeberli, W. (2007): Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change, *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S18 (doi:10.1029/2006JF000547).
- Haeberli, W. (2006): Integrated perception of glacier changes: a challenge of historical dimensions. In: Knight, P. G. (ed):

- Glacier Science and Environmental Change. Blackwell, Oxford, 423-430.
- Haeberli, W. (2004): Schnee und Eis wie nie zuvor? In: The Nature of the Alps. Forum Alpinum 2002, 23. - 27. September 2002, Alpbach, Österreich, 47-49.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconon, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. and Vonder Mühll, D. (2006): Permafrost creep and rock glacier dynamics. Permafrost and Periglacial Processes, 17/3, 189-214. (doi: 10.1002/ppp).
- Haeberli, W. und Zumbühl, H. J. (2003): Schwankungen der Alpengletscher im Wandel von Klima und Perzeption. In: Jeanneret, F. et al. (eds): Welt der Alpen – Gebirge der Welt. Haupt, Bern, 77-92.
- Huggel, C., Haeberli, W., Käab, A., Bieri, D. and Richardson, S. (2004): An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. Canadian Geotechnical Journal, 41, 1068-1083.
- Huggel, C., Käab, A., Haeberli, W. and Krummenbacher, B. (2003): Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. Natural Hazards and Earth System Sciences, 3 (6), 647-662
- Jost D. und M. Maisch, M. (2006): Von der Eiszeit in die Heisszeit – Eine Zeitreise zu den Gletschern. Zytglogge Verlag Oberhofen, Werkbuch, 150 S. (mit CD-Rom).
- Käab A., Reynolds, J. M. and Haeberli, W. (2005): Glacier and permafrost hazards in high mountains. In: Huber, U. M., Burgmann, H. K. H. and Reasoner, M. A. (eds): Global Change and Mountain Regions (A State of Knowledge Overview). Springer, Dordrecht, 225-234.
- Maisch, M. (2002): Klimawandel und Gletscherschwund – Zum Rückgang der Gebirgsgletscher in der Bernina. In: Geographie Heute – Themen Modelle, Materialien für die Unterrichtspraxis aller Schulstufen, Heft 203 (Themenheft Alpen), 23. Jg, 30-34.
- Maisch, M. und Haeberli, W. (2003): Die rezente Erwärmung der Atmosphäre – Folgen für die Schweizer Gletscher. Geographische Rundschau, 2/03, 4-12.
- Maisch, M. (2004): Die aktuelle Gletscherdynamik – geographiedidaktisch gesehen. In: Geographie und Schule, Sonderheft "Aktuelle glaziale Dynamik", 26. Jg, Heft 148, April 2004, 28-37, Aulis Verlag Deubner.
- Maisch, M. und Wick, P. (2004): Themenheft "Gletscher". Sondernummer "Die neue Schulpraxis", dns-Heft 6/7, 2004, 62 S. (inkl. CD-Rom).
- Maisch, M. (2004): Der Mythos vom ewigen Eis – Von der Eiszeit in die Heisszeit. In: Voigt, B. (Hrsg.): Wasser – Schatz der Zukunft. Impulse für eine nachhaltige Wasserkultur. Oekom Verlag, München, 114-121.
- Maisch, M., Paul, F. und Käab, A. (2004): Kenngrößen der Gletscher und ihre Veränderungen 1850–2000. Atlasblatt HADES, Hydrologischer Atlas der Schweiz, Bern.
- Noetzli, J. und Gruber, S. (2005): Alpiner Permafrost – ein Überblick. Jahrbuch zum Schutz der Bergwelt (München), 70. Jahrgang, 111-121.
- Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, Th., Salzmann, N. and Haeberli, W. (2007): Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. Journal of Geophysical Research, 112, F02S13 (doi: 10.1029/2006JF000545).
- Paul, F., Käab, A., Maisch, M., Kellenberger, T. and Haeberli, W. (2004): Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. Geophysical Research Letters, 31, L21402 (doi: 10.1029/2004GL020816).
- UNEP (2007): Global outlook for ice & snow. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya.
- Watson, R. T. and Haeberli, W. (2004): Environmental threats, mitigation strategies and high-mountain areas. In: Royal Colloquium: Mountain Areas – a Global Resource; Ambio Special Report, 13, 2-10.
- Zängl, W. und Hamberger, S. (2005): Gletscher im Treibhaus. Eine fotografische Zeitreise in die alpine Eiswelt. Tecklenborg Verlag, Steinfurt.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M. and Paul, F. (2006): Alpine glaciers to disappear within decades? Geophysical Research Letters, 33, L13504 (doi: 10.1029/2006GL026319).