

# Kapitel 1 | Blockgletscher: Einführung

Karl Krainer

## *Zusammenfassung*

Blockgletscher sind lappen- bis zungenförmige Körper aus ständig gefrorenem Lockermaterial, die sich langsam hangabwärts bewegen. Der gefrorene Permafrostkörper wird von einer bis zu mehreren Metern mächtigen, saisonal ungefrorenen Schuttlage bedeckt. Blockgletscher sind die häufigste Form des alpinen Permafrostes und in den Alpen, insbesondere auch in den Ötztaler Alpen weit verbreitet. Sie sind gekennzeichnet durch eine auffallende Morphologie mit einer steilen Stirn und steilen Flanken und einer meist grobblockigen Oberfläche mit oft ausgeprägten Rücken und Vertiefungen. Am Fuße der steilen Stirn entspringen häufig eine oder mehrere Blockgletscherquellen. Die Wassertemperatur aktiver Blockgletscher ist den ganzen Sommer über sehr niedrig, meist unter 1,5 °C. Das Abflussverhalten aktiver Blockgletscher wird vor allem vom Witterungsablauf gesteuert und ist durch ausgeprägte saisonale und tägliche Schwankungen gekennzeichnet. Das Wasser zeigt meist eine geringe elektrische Leitfähigkeit, einige Blockgletscherquellen sind durch auffallend hohe elektrische Leitfähigkeiten charakterisiert mit teilweise extrem hohen Konzentrationen an Nickel und anderen Schwermetallen. Das Eisvolumen der

Blockgletscher ist im Vergleich zum Volumen der Gletscher gering. Sowohl aktive als auch inaktive und reliktsche Blockgletscher haben einen gewissen Einfluss auf das Abflussgeschehen im Hochgebirge. Die jährlichen Bewegungsraten aktiver Blockgletscher liegen meist im Zentimeter- bis Dezimeterbereich, einige wenige Blockgletscher bewegen sich mit Geschwindigkeiten von bis zu wenigen Metern pro Jahr. Ein Großteil der Blockgletscher in den Alpen sind reine Permafrosterscheinungen und besitzen einen Kern aus Lockermaterial und Eis, das im Wesentlichen den Porenraum ausfüllt („Eis-zementierte Blockgletscher“). Einige wenige, meist große Blockgletscher besitzen einen Kern aus fast reinem, grobkörnigen, gebänderten Eis und haben sich offensichtlich aus einem schuttbedeckten Kargletscher entwickelt. Die heute aktiven Blockgletscher liegen innerhalb der maximalen Eisausdehnung des Egesen-Stadiums (ca. 12.700 BP) und müssen entsprechend jünger sein. Reliktsche (fossile) Blockgletscher können auch ein spätglaziales Alter von maximal ca. 16.000 Jahren aufweisen. Naturgefahren in Zusammenhang mit Blockgletschern sind extrem selten und aus den österreichischen Alpen nicht bekannt.

### *Abstract*

Rock glaciers are lobate- to tongue-shaped bodies composed of permanently frozen, unconsolidated material that moves slowly downslope. The frozen permafrost body is covered by an up to several meters thick and seasonally unfrozen debris layer. Rock glaciers are the most common form of alpine permafrost and widespread in the Alps, especially in the Ötztal Alps. They are characterised by a striking morphology with a steep front and steep sides, and a commonly coarse-grained surface, often displaying a pronounced morphology of ridges and furrows. At the foot of the steep front of many rock glaciers one or several rock glacier springs rise. The water temperature of springs of active rock glaciers is very low during the entire summer, usually below 1.5 °C. The discharge of active rock glaciers is controlled by the weather conditions and is characterised by pronounced seasonal and diurnal fluctuations. The water usually shows a low electrical conductivity, however, few rock glacier springs are characterised by remarkably high electrical conductivities with locally extremely high concentrations of nickel and other heavy metals. The ice volume of rock glaciers is small compared to the volume of the glaciers. Active, inactive and relict rock glaciers have some influence on the runoff patterns in high alpine regions. The annual displacement rates of active rock glaciers are mostly in the order of centimeters to decimeters, a few rock glaciers display flow velocities of up to a few meters per year. Most rock glaciers in the Alps are pure permafrost phenomena composed of a core of debris

and ice, which essentially fills the pore space (“ice-cemented rock glaciers”). A few, mostly large rock glaciers have a core of almost pure, coarse-grained, banded ice and have obviously developed from debris covered cirque glaciers. The present active rock glaciers are located within the maximum ice extent of the Egesen Stage (ca. 12,700 BP) and therefore must be younger. Relict (fossil) rock glaciers may also be of late glacial age (ca. 16,000 BP). Natural hazards related to rock glaciers are extremely rare and not known from the Austrian Alps.

## 1. Einleitung

---

In den letzten 20 Jahren hat die Bedeutung des Permafrostes in den Alpen, bedingt durch die Klimaerwärmung und die damit verbundenen Naturgefahren, stark zugenommen. Permafrost ist in den Alpen weit verbreitet und bedeckt in Österreich immerhin eine Fläche von bis zu 1.600 km<sup>2</sup> (Ebohon & Schrott 2008) bzw. 2.000 km<sup>2</sup> (Lieb 1998). Blockgletscher zählen zu den auffallendsten und häufigsten Formen des Permafrostes in den Alpen. Allein das Blockgletscherinventar für das Bundesland Tirol umfasst über 3.000 Blockgletscher mit einer Gesamtfläche von 167 km<sup>2</sup> (Krainer & Ribis 2012). Daneben tritt Permafrost auch in Lockersedimenten außerhalb der Blockgletscher, vor allem im Hangschutt und in Moränenablagerungen sowie im Festgestein auf.

Die Untersuchung von Blockgletschern in den österreichischen Alpen begann 1928 mit einer Beschreibung des Blockgletschers in der Inneren Ölgrube (Kaunertal) durch Finsterwalder (1928). In den letzten 30 Jahren wurden einige Blockgletscher im Detail untersucht (siehe Krainer et al. 2012b) und alle Blockgletscher inventarmäßig erfasst (Vorarlberg: Stocker 2012a, 2012b; Tirol: Krainer & Ribis 2012; Salzburg, Oberösterreich, Steiermark, Kärnten und Osttirol: Kellerer-Pirklbauer et al. 2012). Dagegen existieren über den Permafrost außerhalb der Blockgletscher nach wie vor nur wenige Daten.

Die Untersuchung von Blockgletschern umfasst eine geomorphologische und geologische Detailkartierung einzelner Blockgletscher einschließlich deren Einzugsgebiete, Korngrößenanalyse, Bodentemperaturmessungen, Messungen der Fließbewegung sowie hydrologische und geophysikalische Untersuchungen. Der aktive Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar ist einer jener Blockgletscher, die in den letzten Jahren intensiv untersucht wurden. An diesem Blockgletscher werden auch bereits seit 1938 Bewegungsmessungen durchgeführt. Damit weist dieser Blockgletscher auch die weltweit längste Messreihe auf. Bevor der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar im Detail vorgestellt wird, soll in diesem Beitrag ein allgemeiner Überblick über die Morphologie, Dynamik und Entstehung von Blockgletschern präsentiert werden. Ausführliche Darstellungen finden sich bei Haerberli 1985, Vitek & Giardino 1987 und Barsch 1996 (siehe auch Haerberli et al. 2006, 2010; Gärtner-Roer et al. 2010).

## Definition

Vitek & Giardino (1987) schlagen vor, Blockgletscher nach ihrer Morphologie und nicht nach ihrer Genese zu definieren. Sie bezeichnen Blockgletscher als lappen- bis zungenförmige, langsam kriechende Körper aus einem Gemisch von Schutt und Eis mit steilen Rändern und einer steilen Stirn, die sich hangabwärts bewegen.

Die gängigste Definition für Blockgletscher stammt von Barsch (1996): Blockgletscher sind lappen- bis zungenförmige Körper aus ständig gefrorenem, unverfestigtem Material, übersättigt mit interstitiellem Eis (Eiszement) und Eislinsen, die sich kriechend hang- oder talabwärts bewegen als Folge der internen Deformation des Eises (siehe auch Haerberli 1985; Whalley & Martin 1992; Haerberli et al. 2006; Käab 2007).

## Morphologie

Blockgletscher, vor allem wenn sie aktiv sind, heben sich morphologisch deutlich von ihrer Umgebung ab, sind an den Rändern und im Stirnbereich scharf begrenzt und meist 15–30 m, selten bis über 50 m mächtig (Abb. 1). Der Böschungswinkel im Bereich der Stirn und der Flanken liegt aufgrund der Aktivität häufig zwischen 40 und 45° und damit deutlich über dem natürlichen Böschungswinkel. Die Stirn ist bei aktiven Blockgletschern frisch und der Schutt enthält neben den Blöcken auch viel Feinmaterial. Aufgrund der Aktivität fehlt Bewuchs.

Die Oberfläche von Blockgletschern besteht meist aus einer bis zu mehreren Metern mächtigen, grobblockigen Schuttlage, die im Sommer nicht gefroren ist und als Auftauschicht („active layer“) bezeichnet wird. Diese Schuttlage ummantelt den gefrorenen Körper des Blockgletschers und schützt das Permafrosteis des gefrorenen Körpers in den Sommermonaten vor verstärktem Abschmelzen. Die Oberfläche aktiver Blockgletscher zeigt häufig eine markante Morphologie in Form von transversalen und longitudinalen Rücken

und Vertiefungen mit Höhenunterschieden von bis zu mehreren Metern (Abb. 1). Diese Rücken und Vertiefungen entstehen durch die Fließbewegung des Blockgletschers. In der Wurzelzone ist bei vielen Blockgletschern eine Depression ausgebildet, in der sich in den Sommermonaten Schmelzwässer sammeln und kleine Seen bilden. Bei fossilen Blockgletschern sind dagegen aufgrund des völligen Abschmelzens des Eises eine unregelmäßige Oberflächenmorphologie und Einsinkstrukturen zu beobachten. Bei aktiven Blockglet-

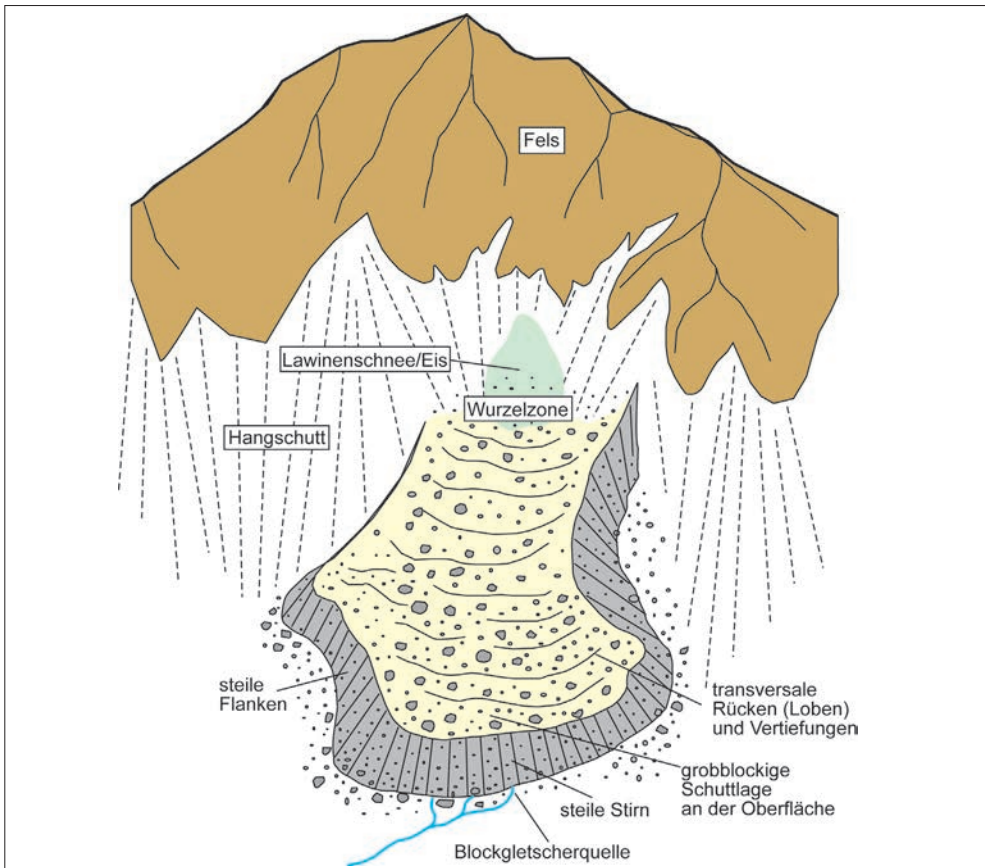


Abb. 1: Schematische Darstellung eines Blockgletschers mit den typischen morphologischen Merkmalen

schern zeigt die oberflächliche Schuttlage nur wenig Vegetation, während fossile Blockgletscher meist stärker bewachsen sind.

Hinsichtlich ihrer Form werden zungenförmige, lappenförmige und komplexe Blockgletscher unterschieden. Bei zungenförmigen Blockgletschern ist das Verhältnis Länge zu Breite  $> 1$  und bei lappenförmigen Blockgletschern  $< 1$ . Komplexe Blockgletscher besitzen zwei oder mehrere Zungen oder bestehen aus mehreren, übereinanderliegenden Blockgletschergenerationen unterschiedlicher Aktivität. Die meisten Blockgletscher in den österreichischen Alpen sind 100 bis 700 m lang, 50 bis 200 m breit und bedecken eine Fläche zwischen 0,01 und 0,1 km<sup>2</sup>. Die größten aktiven

Blockgletscher in Österreich sind bis zu 1,7 km lang, mehrere 100 m breit und bedecken eine Fläche von bis zu 0,6 km<sup>2</sup>.

### Klassifikation

Hinsichtlich ihrer Aktivität können aktive, inaktive und fossile Blockgletscher unterschieden werden (siehe ausführliche Diskussion in Barsch 1996).

Aktive Blockgletscher (Abb. 2) enthalten Eis und bewegen sich langsam abwärts mit Fließgeschwindigkeiten von meist einigen Zentimetern bis einigen Dezimetern pro Jahr.



Abb. 2: Die Zunge des aktiven Blockgletschers im Inneren Reichenkar (westliche Stubaier Alpen) mit steiler Stirn und transversalen Rücken und Vertiefungen auf der grobblockigen Oberfläche

Inaktive Blockgletscher enthalten ebenfalls Eis, sind aber stationär. Es können zwei Arten von inaktiven Blockgletschern unterschieden werden, nämlich a) klimatisch inaktive und b) dynamisch inaktive Blockgletscher. Bei klimatisch inaktiven Blockgletschern führt das klimatisch bedingte zunehmende Abschmelzen des Permafrosteises zu einer Ausdünnung des gefrorenen Körpers. Die Mächtigkeit des gefrorenen Körpers reicht nicht mehr aus, um interne Deformationen im Eis und damit Kriechbewegungen auszulösen, der Blockgletscher kommt zum Stillstand.

Bei dynamisch inaktiven Blockgletschern reicht die Neigung des Untergrundes nicht aus, oder die Schutzzufuhr in der Wurzelzone ist zu gering, um den Blockgletscher in Bewegung zu halten.

Fossile (oder reliktsche) Blockgletscher enthalten kein Eis mehr und sind meist schon stärker bewachsen (Abb. 3). Die Unterscheidung von aktiven und inaktiven Blockgletschern ist schwierig, daher werden diese beiden Typen auch als intakte Blockgletscher zusammengefasst. Eine Unterscheidung ist oft nur durch aufwendige Bewegungsmessungen möglich. Zwischen den einzelnen Typen bestehen fließende Übergänge.

Betreffend Eisgehalt können zwei Typen unterschieden werden: eiszementierte Blockgletscher und Blockgletscher mit einem reinen Eiskern. Bei eiszementierten Blockgletschern besteht der gefrorene Eiskörper aus einem Gemisch aus Schutt und Eis, wobei das Eis häufig den Porenraum zwischen den Gesteinskomponenten ausfüllt. Bei den allermeisten



Abb. 3: Zwei kleine, reliktsche (fossile), bereits stark bewachsene Blockgletscher im hinteren Ultental (Südtirol)

Blockgletschern in den österreichischen Alpen handelt es sich um eiszementierte Blockgletscher, die reine Permafrosterscheinungen darstellen.

Einzelne, meist größere Blockgletscher besitzen einen Kern aus reinem, grobkörnigen, gebänderten Eis (Gletschereis) wie zum Beispiel der Blockgletscher im Reichenkar (westliche Stubaier Alpen; Krainer & Mostler 2000a, 2000b; Krainer et al. 2002; Hausmann et al.

2007) oder im Gletscherkar im Bereich der Hohen Gaisl in den Dolomiten (Krainer et al. 2010). Am Blockgletscher Murfreit in der nördlichen Sellagruppe (Krainer et al. 2012a) wurde ein ungefähr 40 m langer, reiner Eiskern erbohrt. Blockgletscher mit einem reinen Eiskern entstehen aus zurückschmelzenden, schuttbedeckten Kargletschern (siehe Shroder et al. 2000).

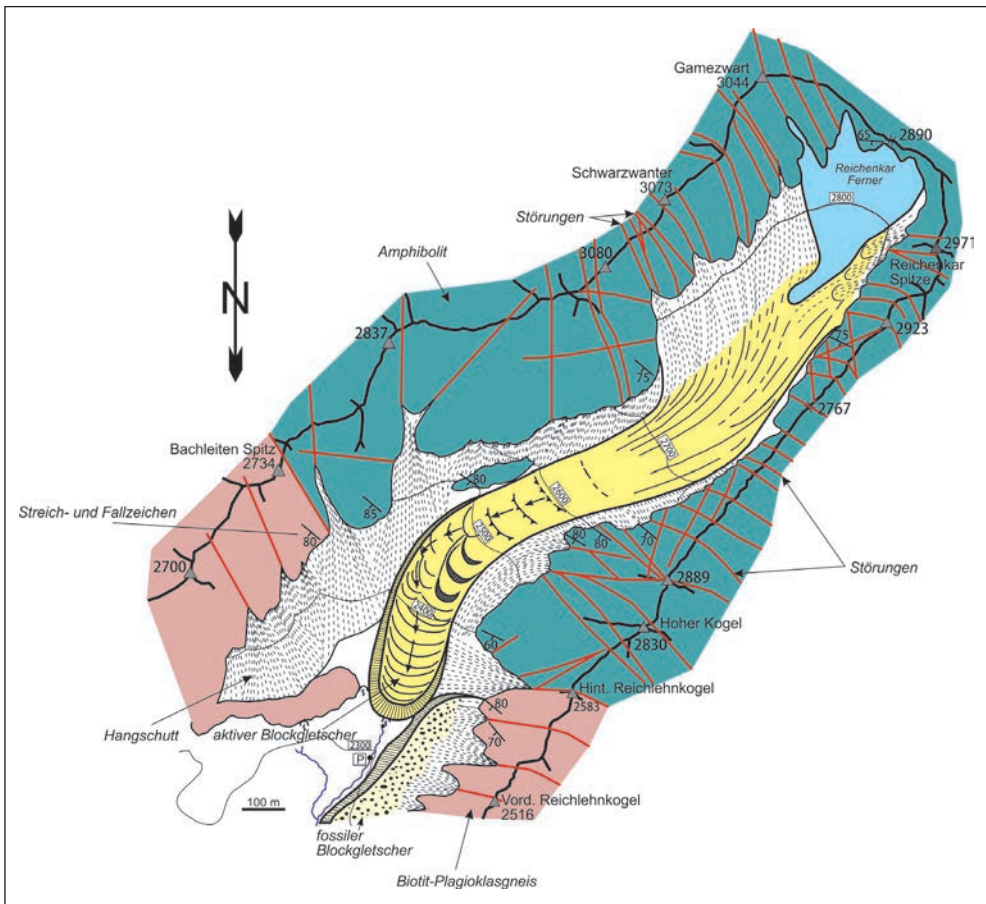


Abb. 4: Geologisch-geomorphologische Karte des aktiven Blockgletschers im Inneren Reichenkar (westliche Stubaier Alpen)

## 2. Untersuchungsmethodik

Zum Verständnis der Entstehung und Dynamik aktiver Blockgletscher sind umfangreiche Untersuchungen notwendig. Dazu stehen unterschiedliche, teilweise aufwendige und kostenintensive Methoden zur Verfügung. Eine wichtige Grundlage für das Verständnis der Entstehung und Dynamik eines Blockgletschers ist eine detaillierte geologische und geomorphologische Kartierung des Blockgletschers und seines Einzugsgebietes. Die Kartierung soll sowohl die Locker- als auch die Festgesteine einschließlich Lagerungsverhältnisse,

Klüfte und Störungen beinhalten (Abb. 4). Untersucht wird auch die Korngrößenverteilung.

Bodentemperaturmessungen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) und in verschiedenen Tiefen in der Schuttlage geben Auskunft darüber, ob ein Blockgletscher Eis enthält. Auch die Mächtigkeit der ungefrorenen Schuttlage lässt sich daraus abschätzen. Dazu werden Temperatursensoren an der Oberfläche des Blockgletschers oder in einer bestimmten Tiefe in der Schuttlage installiert, die dann in einem bestimmten Zeitintervall (meist im Abstand von 1 oder 2 Stunden) die Temperatur messen und speichern.



Abb. 5: GPS-Basisstation, eingerichtet auf einem Fixpunkt auf anstehendem Fels neben der Zunge des aktiven Blockgletschers in der Inneren Ölgrube (Kaunertal)



Fließbewegungen eines aktiven Blockgletschers können entweder durch photogrammetrische Methoden (Vergleich von Luftbildern oder hochauflösenden Laserscan-Aufnahmen von unterschiedlichen Aufnahmezeitpunkten) oder durch terrestrische Vermessungsmethoden (Theodolit) erfasst werden (siehe auch Kapitel 7 in diesem Buch). Heute wird die Fließgeschwindigkeit meist mit differentiellem GPS gemessen (Abb. 5). Für die Vermessung mit Theodolit oder GPS muss zunächst ein Messnetz am Blockgletscher eingerichtet werden in Form von Messmarken auf großen Felsblöcken. Zusätzlich sind einige Fixpunkte neben dem Blockgletscher notwendig. Die Messpunkte werden dann in bestimmten Zeitabständen eingemessen (z.B. im Jahresintervall).

Zur Untersuchung des Abflussverhaltens wurden bei mehreren Blockgletschern in den Öztaler Alpen am Bach nahe der Blockgletscherstirn Pegelmessstationen eingerichtet (Abb. 6). Diese sind mit einem Drucksensor ausgestattet, der stündlich die Wasserhöhe aufzeichnet, sowie mit einem Temperatursensor zur Messung der Wassertemperatur. An einigen Pegelmessstellen wird auch die elektrische Leitfähigkeit gemessen. Die Durchflussmenge wird bei verschiedenen Pegelständen mit der Salzverdünnungsmethode bestimmt. Die Quelltemperatur wird mit Temperatursonden gemessen, die direkt am Quellaustritt installiert werden.

Wasserproben wurden für chemische Analysen (Anionen, Kationen, Schwermetalle, pH-Wert, stabile Isotopen) entnommen. Mit automatischen Probensammlern kön-



Abb. 6: Pegelmessstelle am Blockgletscherbach vor der steilen Stirn des aktiven Blockgletschers im Inneren Reichenkar (westliche Stubai Alpen)

nen Blockgletscherquellen in bestimmten Zeitintervallen (z.B. einmal täglich) beprobt werden, um saisonale Schwankungen in der Wasserchemie zu untersuchen (siehe Kapitel 6 in diesem Buch). Markierungsversuche mit Farbtacern geben Auskunft über die Fließgeschwindigkeit des Wassers im Blockgletscher. Geophysikalische Untersuchungsmethoden wie Georadar, Seismik, Gravimetrie und Geoelektrik sind aufwendig und teuer, liefern aber Daten über die interne Struktur von Blockgletschern (Gesamtmächtigkeit, Mächtigkeit des gefrorenen Körpers, Eisanteil, interne Strukturen wie z.B. Scherbahnen).

Kernbohrungen zählen zu den aufwendigsten und kostenintensivsten Methoden (Abb. 7),



Abb. 7: Kernbohrung am aktiven Blockgletscher im Bereich der Lazaunalm im hinteren Schnalstal (südliche Ötztaler Alpen, Südtirol)

liefern aber einen direkten Einblick in den Aufbau und die Zusammensetzung eines Blockgletschers im Bereich des Bohrlochs. Außerdem können die Eiskerne mit verschiedensten Methoden analysiert werden (z.B. geochemische Analysen, Isotopen- und Pollenanalysen,  $^{14}\text{C}$ -Datierungen) und im Bohrloch können Messinstrumente (z.B. Temperatursensoren, Inklinometer) installiert werden. Kernbohrungen auf Blockgletschern wurden bislang in Österreich nicht durchgeführt, in Südtirol wurden in den letzten Jahren gleich mehrere Bohrungen abgeteuft, die sensationelle Ergebnisse über das Alter und die chemische Zusammensetzung des Eises lieferten.

### 3. Bestimmende Parameter in Blockgletschern

---

#### Korngrößenverteilung

Die Korngrößenverteilung der ungefrorenen Schuttlage ist vor allem für das thermische Verhalten eines Blockgletschers wichtig, sie beeinflusst aber auch dessen Hydrologie: je feinkörniger das Material, umso langsamer fließt das Wasser durch den Schutt und umso größer ist das Rückhalte- bzw. Speichervermögen. Die Korngrößenverteilung bestimmt Porosität und Permeabilität des Schuttmantels, davon hängt es ab, wie rasch die atmosphärische Luft in den Schuttmantel eindringen kann.

Aktive und inaktive Blockgletscher besitzen einen bis zu mehrere Meter mächtigen ungefrorenen Schuttmantel. Aufgrund der Korngröße unterscheiden Ikeda & Matsuoka (2006) „bouldery rock glaciers“ (grobblockige Blockgletscher) und „pebbly rock glaciers“ (feinblockige Blockgletscher). Bei grobblockigen Blockgletschern besteht die Schuttlage häufig aus zwei Lagen: a) einer grobblockigen Lage mit wenig bis keinem Feinanteil an der Oberfläche (meist um 1 m mächtig), unterlagert von b) einer Schuttlage mit einem höheren Feinanteil. Feinblockige Blockgletscher sind deutlich feinkörniger und auch an der Oberfläche ist Feinmaterial vorhanden. Bei grobblockigen Blockgletschern liegt die durchschnittliche Korngröße meist zwischen 20 und 100 cm, auch Blöcke mit einem Durchmesser von über 100 cm sind nicht

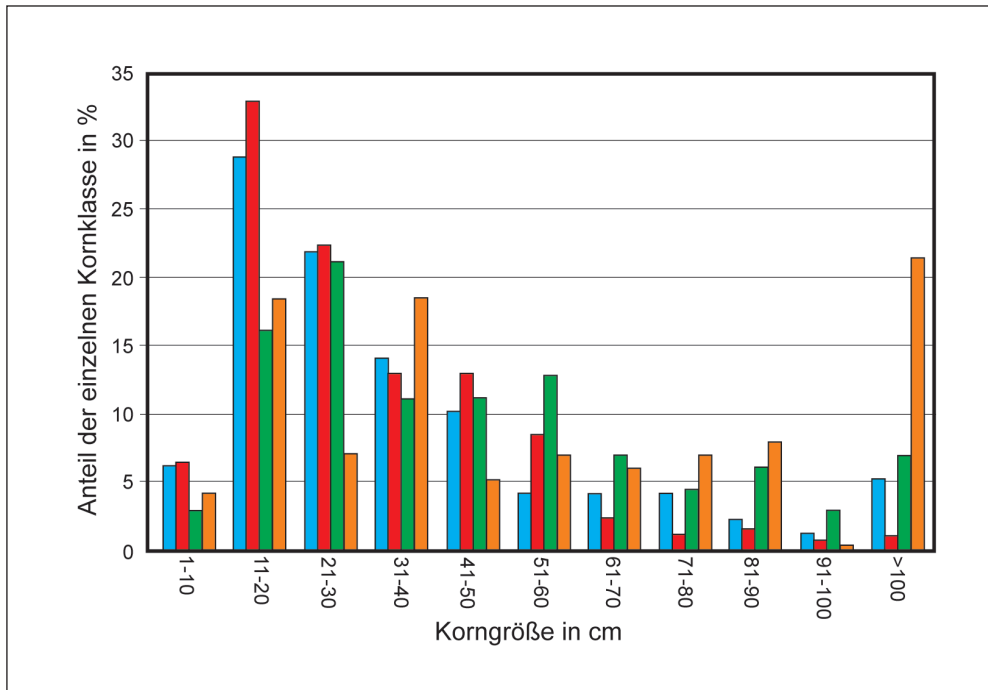


Abb. 8: Korngrößenverteilung der grobkörnigen, oberflächlichen Schuttlage auf einem aktiven Blockgletscher im Wannenkare (Windachtal, westliche Stubai Alpen), gemessen auf vier verschiedenen Flächen (siehe unterschiedliche Farben). Die Korngröße bewegt sich meist zwischen 11 und 50 cm, auch Blöcke mit einem Durchmesser von > 100 cm sind nicht selten.

selten (Abb. 8). Auf feinblockigen Blockgletschern liegt die durchschnittliche Korngröße unter 20 cm.

Die Oberflächenrauigkeit hat auch einen wesentlichen Einfluss auf das thermische Regime. Grobblockige Oberflächen führen im Gegensatz zu feinkörnigen Substraten zu einer sehr deutlichen Herabsetzung der durchschnittlichen Untergrundtemperatur.

Die Korngröße der Schuttlage hängt im Wesentlichen von a) der Gesteinsart im Liefergebiet und b) dem Grad der Deformation der Gesteine (Lagerungsverhältnisse, Klüfte, Störungen) ab.

In den Ötztaler Alpen, die im Wesentlichen aus Glimmerschiefern, Paragneisen, Orthogneisen und Amphiboliten aufgebaut sind, handelt es sich fast durchwegs um grobblockige Blockgletscher (z.B. Berger et al. 2004; Krainer & Mostler 2000a, 2004). Feinblockige Blockgletscher findet man beispielsweise in den Hohen Tauern im Bereich der Oberen Schieferhülle, die aus diversen Phylliten und Kalkglimmerschiefern besteht, welche feinsplättrig verwittern. Auch in den Dolomiten und in den Nördlichen Kalkalpen ist die Schuttlage der Blockgletscher meist deutlich feinkörniger als in den Ötztaler Alpen (Krai-

ner et al. 2010, 2012). Auf vielen Blockgletschern schwankt die Korngröße auf der Oberfläche sehr stark und feinkörnige Bereiche grenzen oft an sehr grobkörnige Bereiche.

Kornsummenkurven von Proben, die im Bereich der Stirn entnommen wurden und einen höheren Feinanteil aufweisen, zeigen durchwegs einen flachen Verlauf, ähnlich wie bei Grundmoränen. Die Werte der Sortierung, berechnet nach der „Inclusive Graphic Standard Deviation“ (Folk & Ward 1957) liegen

durchwegs  $> 2 \phi$  (sehr schlecht bis extrem schlecht sortiert; z.B. Berger et al. 2004, Krainer & Mostler 2004, Krainer et al. 2010).

### Temperatur in der Schuttlage

Die Temperatur an der Oberfläche der Schuttlage bzw. an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS: Bottom Temperature of Winter Snowcover; Haeberli 1973) gibt Aus-

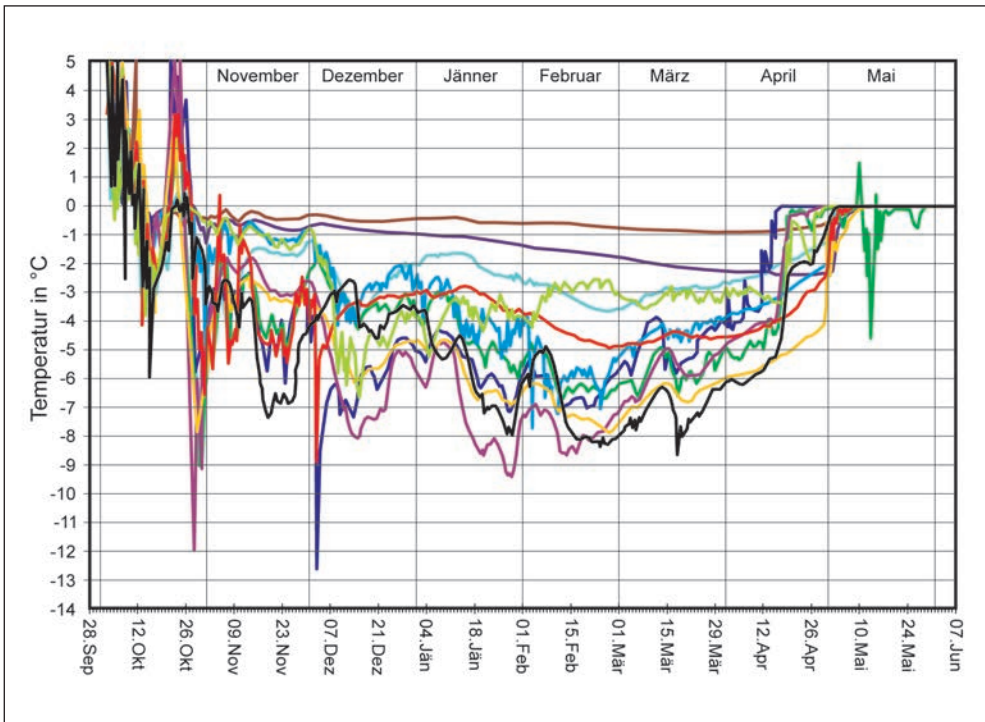


Abb. 9: Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke an mehreren Stellen auf einem aktiven Blockgletscher im Wannenkarn (Windachtal, westliche Stubaier Alpen) und neben dem Blockgletscher (oberste 2 Linien: braun und lila). Die BTS-Werte am Blockgletscher sind unterschiedlich (je nach Mächtigkeit der Schneedecke, Korngröße und Mächtigkeit der Schuttlage), zeigen aber für den Zeitraum Jänner bis März Temperaturen, die meist zwischen -3 und -8 °C liegen, was auf das Vorhandensein von Permafrosteis im Untergrund hinweist. Die BTS-Werte, gemessen neben dem Blockgletscher auf permafrostfreiem Untergrund, sind deutlich höher.

kunft darüber, ob im Untergrund Permafrostbedingungen vorherrschen oder nicht. Eine Schneedecke von ca. 1 m Mächtigkeit wirkt wie eine Isolierschicht, die von der atmosphärischen Luft nicht mehr durchdrungen wird. Entsprechend wird die Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke im Wesentlichen vom thermischen Verhalten des Untergrundes beeinflusst. Ist Eis im Untergrund vorhanden, sind die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke deutlich tiefer als an Stellen, wo im Untergrund kein Eis vorhanden ist.

Inzwischen liegen von zahlreichen Blockgletschern, auch in den Ötztaler Alpen BTS-Messungen vor. Auf aktiven Blockgletschern liegen in den Wintermonaten (Jänner bis März) die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke fast immer unter  $-3\text{ °C}$ , z.T. sogar unter  $-10\text{ °C}$ . Sobald die Schneedecke etwa 1 m erreicht, sind an der Basis auch keine Tagesschwankungen im Temperaturgang zu beobachten (Abb. 9). Längerfristige Schwankungen sind sehr wohl zu erkennen. Wärmere Phasen oder extrem kalte Phasen im Winter sind oft auch an der Basis der winterlichen Schneedecke zu erkennen, meist mit einer zeitlichen Verzögerung. Dies hängt vermutlich mit der Oberflächenmorphologie der Blockgletscher zusammen. Von den Rücken wird im Winter der Schnee oft weggeweht, sodass die atmosphärische Luft langsam in den Blockgletscher eindringen kann.

In der Schuttlage ist die Temperatur an der Oberfläche (= Basis der Schneedecke) am tiefsten. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Temperatur innerhalb der Schuttlage leicht

zu, bis in eine Tiefe von 2 m um rund  $1\text{--}2\text{ °C}$ . Temperaturschwankungen werden mit zunehmender Tiefe zunehmend gedämpft.

Mit Beginn der Schneeschmelze, die meist Ende April bis Anfang Mai einsetzt, steigt die Temperatur an der Basis der Schneedecke innerhalb weniger Tage rasch auf  $0\text{ °C}$  an und verbleibt bei diesem Wert, bis die Schneedecke über dem Temperatursensor völlig abgeschmolzen ist.

Bei fehlender Schneebedeckung in den Sommermonaten sind dagegen in der obersten Schuttlage deutliche Tageszyklen (v.a. bei Schönwetter) zu beobachten, die mit zunehmender Tiefe immer undeutlicher werden. Die Temperatur nimmt innerhalb der Schuttlage in den Sommermonaten rasch ab, in 2 m Tiefe ist kein Tagesgang mehr zu erkennen und die Temperatur liegt in dieser Tiefe im Sommer meist bei max.  $2\text{--}3\text{ °C}$  (Krainer & Mostler 2000a, 2000b, 2004; Berger et al. 2004; Krainer et al. 2010, 2012a).

## Fließbewegungen

Bewegungsmessungen an Blockgletschern werden seit fast 100 Jahren durchgeführt. In Österreich wurden solche Messungen erstmals am Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar und in der Inneren Ölgrube (Kauertal) durchgeführt (Pillewitzer 1938, 1957).

Die meisten aktiven Blockgletscher bewegen sich mit Geschwindigkeiten von einigen cm bis 1 m pro Jahr (Haerberli 1985, Whalley & Martin 1992). Laut Barsch (1996) liegen die Bewegungsraten zwischen  $1\text{--}2\text{ cm}$  und

1–2 m pro Jahr. Meist liegen die Bewegungen unter 1 m pro Jahr (siehe z.B. Calkin et al. 1987; Benedict et al. 1986; Kaufmann 1996, 2012; Koning & Smith 1999; Isaksen et al. 2000; Kaufmann & Ladstädter 2002, 2004; Lambiel & Delaloye 2004; Janke 2005; Kaufmann et al. 2006, 2007; Krainer et al. 2010, 2012a). Einige wenige Blockgletscher zeigen höhere Bewegungen von bis zu 2 m pro Jahr (Blockgletscher Innere Ölgrube – Abb. 10 – und Kaiserberg) und 3 m pro Jahr (Blockgletscher Reichenkar, Krainer & Mostler 2006). Der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar bewegte sich mit Geschwindigkeiten von bis zu 5 m pro Jahr (Schneider & Schneider 2001). Der Blockgletscher

im Reichenkar zeigt das ganze Jahr hindurch konstante Bewegungsraten, während der Blockgletscher in der Inneren Ölgrube im Sommer deutlich höhere Fließgeschwindigkeiten aufweist als im Winter (Krainer & Mostler 2006). Bei einigen Blockgletschern haben die Fließgeschwindigkeiten von 1990 bis 2003 deutlich zugenommen, danach wieder leicht abgenommen (Krainer & Mostler 2006, Delaloye et al. 2008).

Die Bewegung von aktiven Blockgletschern erfolgt ähnlich wie bei Gletschern durch interne Deformation. Zusätzlich spielt bei einigen Blockgletschern auch basales Gleiten eine wichtige Rolle (Hausmann et al. 2007, 2012; Krainer & Mostler 2006). Durch Deforma-

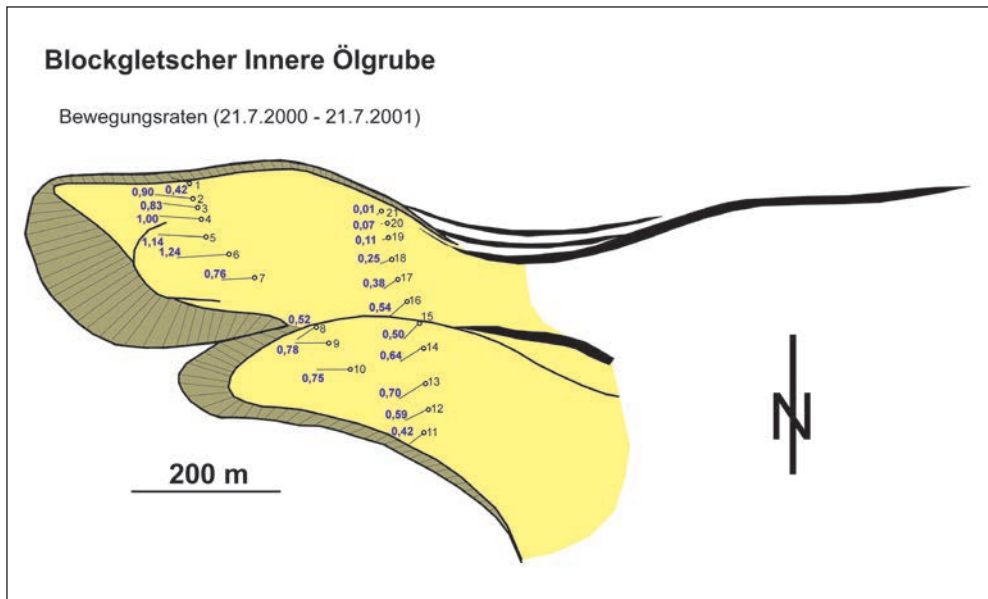


Abb. 10: Bewegungsraten am aktiven Blockgletscher der Inneren Ölgrube (Kauental) für den Zeitraum 21. Juli 2000 bis 21. Juli 2001, gemessen mit differentiellem GPS. Die Kreise zeigen die Positionen der Messmarken am Beginn der Messungen, Länge und Richtung der Pfeile die relative Geschwindigkeit und Fließrichtung des Blockgletschers an diesen Positionen. Die Zahlen (blau) zeigen die tatsächliche Fließbewegung während des Messzeitraums in m an.

tionsmessungen in Bohrlöchern auf aktiven Blockgletschern konnten auch tatsächlich basale Gleithorizonte nachgewiesen werden (Arenson et al. 2002, Krainer et al. 2014).

## Hydrologie

Aktive Blockgletscher sind durch sehr komplexe hydrologische Verhältnisse charakterisiert. Lange Zeit war über die Hydrologie von Blockgletschern nur wenig bekannt, es existierten nur Einzelmessungen betreffend Abflussmenge und Wassertemperatur an der Blockgletscherquelle (siehe Zusammenfassung in Haeberli 1985, Whalley & Martin 1992, Barsch 1996). Krainer & Mostler (2002) haben erstmals bei mehreren aktiven Blockgletschern Pegelmessstellen eingerichtet, um Dauermessungen durchzuführen. Neben dem Abfluss wurden auch Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit und andere Parameter gemessen (Krainer et al. 2007).

Generell fließt Wasser von Beginn der Schneeschmelze bis zum Wiedergefrieren im Spätherbst hauptsächlich in der ungefrorenen Schuttlage entlang von Kanälen an der Oberfläche des gefrorenen Permafrostkörpers. Ähnlich wie bei Gletschern können diese Kanäle auch tief in den gefrorenen Körper eingeschnitten sein, auch entlang von Spalten kann Wasser in den gefrorenen Körper eindringen und an der Basis des Blockgletschers im feinkörnigen Schutt weiterfließen. Meist tritt das Wasser in Form einer oder mehrere Blockgletscherquellen am Fuße der steilen Stirn zutage und fließt als oberflächliches Ge-

rinne ab. Viele Blockgletscher zeigen keinen oberflächlichen Abfluss, das Wasser fließt im Schutt des Blockgletschers ab.

Da das Wasser in aktiven Blockgletschern in Kontakt mit dem Eis fließt, liegt die Wassertemperatur an der Quelle typischerweise den gesamten Sommer hindurch konstant unter 1,5 °C, meist zwischen 0,5 und 1 °C.

Die bisherigen Untersuchungen zeigen, dass das Abflussverhalten von aktiven Blockgletschern vor allem vom lokalen Wettergeschehen, vom thermischen Verhalten und den physikalischen Eigenschaften (Korngrößenverteilung, Mächtigkeit der Schuttlage), der Größe des Einzugsgebietes und den Festgesteinen im Einzugsgebiet gesteuert wird.

Generell ist der Abfluss aktiver Blockgletscher gekennzeichnet durch ausgeprägte saisonale und tägliche Schwankungen (Abb. 11). Während der Hauptschneesmelze im Frühling und Frühsommer (Mitte Mai bis Anfang Juli) sowie während sommerlicher Starkniederschläge fließt ein Großteil des Wassers auf der Oberfläche des gefrorenen Permafrostkörpers im Schutt rasch ab und verursacht Spitzenabflüsse. Warme Schönwetterphasen während der Schneeschmelze verursachen bei mittelgroßen bis großen Blockgletschern einen ausgeprägten Tagesgang im Abfluss mit den niedrigsten Abflusswerten um die Mittagszeit und Abflussspitzen in den späten Abendstunden. Die Tagesschwankungen können bis zu 150 l/s betragen. Im Spätsommer und Herbst geht der Abfluss kontinuierlich zurück, wird nur durch einzelne niederschlagsinduzierte Spitzen unterbrochen. Ab dem Spätherbst bis zum Beginn der Schneeschmelze ist der Ab-

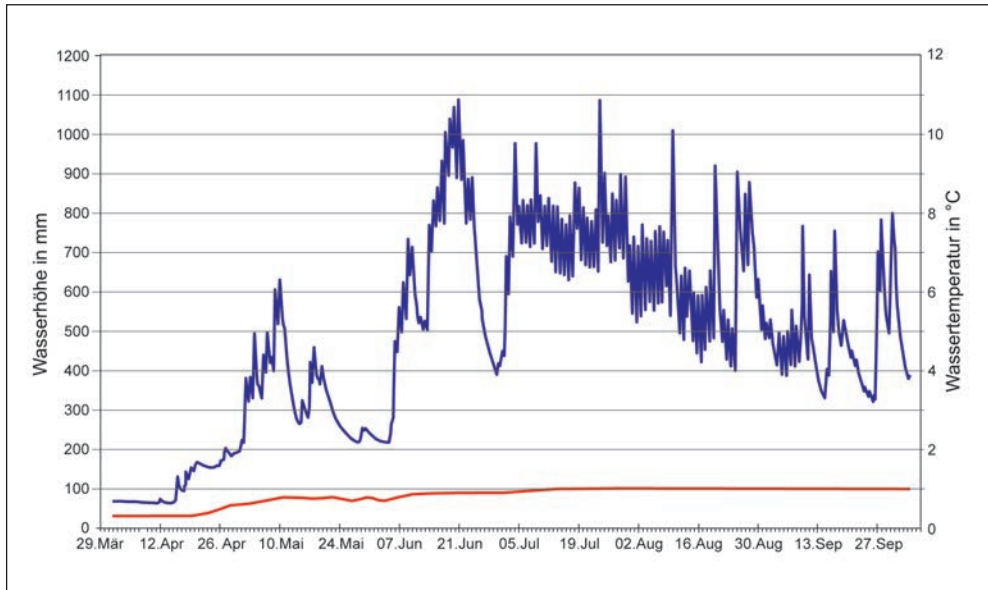


Abb. 11: Abflussmenge (blaue Linie) und Wassertemperatur (rote Linie) des Blockgletschers im Inneren Reichenkar für das Jahr 2013. Die Schneeschmelze setzte Mitte April zögerlich ein und erreichte um den 10. Mai einen ersten Höhepunkt. Anschließend ging der Abfluss, bedingt durch die kühle Witterung stark zurück und erst Anfang Juni kam es zu einem starken Anstieg des Abflusses mit Abflussspitzen um den 21. Juni. Von Juli bis Ende September ist ein kontinuierlicher Rückgang der Abflussmenge zu beobachten. Dieser wurde immer wieder durch einzelne Abflussspitzen unterbrochen, ausgelöst durch Niederschlagsereignisse. Im Juli und August sind auch deutliche Tageszyklen erkennbar.

fluss entweder sehr gering (maximal wenige Liter pro Sekunde) oder die Blockgletscherquelle liegt überhaupt trocken. Bei mittelgroßen und großen Blockgletschern mit einem Einzugsgebiet von 1 bis 1,5 km<sup>2</sup> liegen die Abflussspitzen während der Hauptschneeschmelze meist zwischen 300 und 500 l/s, im heißen Sommer 2003 wurden extreme Abflussspitzen von knapp über 1 m<sup>3</sup>/s gemessen. Deutlich geringere oberflächliche Abflüsse zeigen Blockgletscher in Gebirgsgruppen, die hauptsächlich aus Kalk- und Dolomitgesteinen aufgebaut sind (Dolomiten, Nördliche Kalkalpen). Dort fließt ein Großteil des Was-

sers unterirdisch über Kluft- und/oder Karstsysteme ab (Krainer et al. 2010, 2012a).

Von Mitte Mai bis Anfang Juli setzt sich der Gesamtabfluss zum Großteil aus Schmelzwasser des winterlichen Schnees sowie aus Niederschlagswasser zusammen. Der Anteil an Wasser, das durch das Abschmelzen des Permafrostes freigesetzt wird, sowie der Anteil an Grundwasser sind sehr gering. Zum Herbst hin steigt dann der Anteil an Eisschmelze und Grundwasser (und damit auch die elektrische Leitfähigkeit) an.

Markierungsversuche mit Farbtracern haben gezeigt, dass das Wasser mit einer Fließgeschwin-



digkeit von 1 bis 5 m pro Minute durch den Blockgletscher fließt, je nach Korngröße und Gefälle.

In den Gebirgsgruppen, die aus Altkristallin bestehen (Glimmerschiefer, Paragneise, Orthogneise, Amphibolite) ist die elektrische Leitfähigkeit der Blockgletscherquellen meist niedrig, wobei deutliche saisonale Schwankungen zu beobachten sind. Am niedrigsten ist die elektrische Leitfähigkeit bei hohen Abflüssen während der Schneeschmelze im Frühling und Frühsommer sowie bei sommerlichen Starkniederschlägen, bedingt durch den hohen Anteil an Schmelzwasser und Niederschlagswasser. Meist liegen die Werte zwischen 20 und 80  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Zum Herbst hin steigt die elektrische Leitfähigkeit an, weil auch der Anteil an Grundwasser, das generell eine höhere elektrische Leitfähigkeit aufweist, am Gesamtabfluss kontinuierlich ansteigt. Im November werden meist Werte zwischen 100 und 200  $\mu\text{S}/\text{cm}$  erreicht. Auch das durch Abschmelzen von Permafrosteis freigesetzte Wasser kann lokal eine deutlich höhere elektrische Leitfähigkeit aufweisen. Daneben gibt es aktive Blockgletscher, deren Quellen außergewöhnlich hohe elektrische Leitfähigkeiten aufweisen mit Werten von einigen 100  $\mu\text{S}/\text{cm}$  im Frühjahr bis zu mehr als 1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  im Herbst. Diese Quellen zeigen auch eine interessante Wasserchemie und weisen z.T. außergewöhnlich hohe Konzentrationen an Schwermetallen wie Nickel, Mangan, Zink und Cobalt auf. Geochemische Untersuchungen am Eiskern der Bohrung am Blockgletscher Lazaun im Schnalstal (Südtirol), dessen Blockgletscherquelle ebenfalls eine erhöhte

elektrische Leitfähigkeit und hohe Konzentration an Nickel aufweist, haben gezeigt, dass das Nickel aus dem Eis des Permafrostkörpers freigesetzt wird. Vermutlich ist das auch bei anderen Blockgletscherquellen mit erhöhten Nickel-Konzentrationen der Fall.

#### 4. Alter und Entstehung

---

Das Alter von Blockgletschern ist schwer zu bestimmen, die besten Daten liefern absolute Altersdatierungen ( $^{14}\text{C}$ -Alter) an organischem Material im Permafrosteis (z.B. in das Eis eingetragene kleine Pflanzenreste).

Aktive Blockgletscher in den meisten Gebirgsgruppe liegen altersmäßig innerhalb der maximalen Eisausdehnung während des Egesen-Stadiums mit dem Höhepunkt vor ca. 12.700 Jahren und müssen daher jünger sein. Reliktische (fossile) Blockgletscher können älter sein, müssen aber nach dem Höhepunkt der letzten großen Vereisungsphase (Würm) mit ihrem Höhepunkt vor ca. 20.000 Jahren, also im Spätglazial entstanden sein. Für die reliktsichen Blockgletscher in den östlichen Ostalpen diskutieren Kellerer-Pirklbauer et al. (2012) eine Entstehung im Spätglazial. Viele dieser Blockgletscher entwickelten sich zu reliktsichen (fossilen) Blockgletschern in der Übergangszeit vom Spätglazial zum Holozän oder bereits früher.

Von Blockgletschern liegen bislang nur wenige absolute Altersdaten vor. Zuletzt konnten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an Pflanzenresten im Eis des

Blockgletschers Lazaun im Schnalstal (Südtirol) durchgeführt werden, die an der Basis ein Alter von bis zu 10.300 Jahren ergaben. Demnach begann sich dieser Blockgletscher unmittelbar nach dem Egesen-Stadium zu bilden und blieb bis heute intakt, auch in den wärmeren Perioden ist das Eis nicht vollständig geschmolzen (Krainer et al. 2014).

Einige aktive Blockgletscher sind aber deutlich jünger und haben sich beispielsweise aus stark schuttbedeckten, zurückschmelzenden Kargletschern der Kleinen Eiszeit mit ihrem Höhepunkt um 1850 entwickelt (Berger et al. 2004; Krainer et al. 2010, 2012a).

In den österreichischen Alpen wurden bislang einige Blockgletscher nach der Schmidt-Hammer-Methode datiert (Kellerer-Pirklbauer 2009, Rode & Kellerer-Pirklbauer 2012). Demnach setzte die Entstehung der 5 derart untersuchten intakten Blockgletscher nach dem Egesen-Stadium, sehr wahrscheinlich nach dem Präboreal ein. Die 4 reliktschen (fossilen) Blockgletscher begannen sich vermutlich während des Senders/Clavadel oder Daun-Stadiums, aber sehr wahrscheinlich nicht während des Gschnitz-Stadiums zu bilden (Rode & Kellerer-Pirklbauer 2012).

Im Larstigtal in den Stubai Alpen wurden an zwei fossilen Blockgletschern Expositionsalter von 10.500 bis 10.800 Jahren ermittelt (Ivy-Ochs et al. 2009).

Die Entstehung von Blockgletschern wurde lange unterschiedlich interpretiert. Barsch (1992, 1996) und Haerberli (1985, 1989) haben Blockgletscher ausschließlich als Erscheinungen des alpinen Permafrostes aufgefasst und andere Entstehungsmöglichkeiten strikt

abgelehnt. Diese Auffassung basiert auch auf der klassischen Arbeit von Wahrhaftig & Cox (1959) über Blockgletscher in der Alaska Range. Erstmals haben Potter (1972) und in der Folge Ackert (1998), Clark et al. (1996, 1998) und Potter et al. (1998) am Beispiel des Galena Creek Blockgletschers in Wyoming (USA) gezeigt, dass Blockgletscher auch einen Kern aus massivem, reinem, geschichtetem Eis besitzen können. Inzwischen konnten auch in den Alpen einige Blockgletscher mit einem Kern aus grobkörnigem, gebändertem Gletschereis nachgewiesen werden.

## 5. Bedeutung der Blockgletscher

---

Permafrost ist in den Alpen oberhalb der Waldgrenze weit verbreitet, kann lokal Mächtigkeiten von über 100 m erreichen und hat im Allgemeinen eine stabilisierende Wirkung für große Schuttmassen und steile Felswände. Über Veränderungen des Permafrostes (z.B. Blockgletschereis unter Schuttauflage) liegen nur vereinzelte Punktinformationen vor, da Bohrlochtemperaturmessungen die einzige Möglichkeit darstellen, die Permafrostbedingungen direkt zu untersuchen.

Zahlreiche Beobachtungen in den letzten Jahren weisen im Alpenraum auf eine Zunahme von Felssturzereignissen als direkte Folge der gegenwärtigen Erwärmung hin.

Steile, nordexponierte Flanken (z.B. Bligg Spitze und Weißsee Spitze im Kaunertal) scheinen in diesem Zusammenhang beson-

ders stark betroffen zu sein. Naturgefahren (Muren, Steinschlag), die von Blockgletschern ausgehen, sind allerdings aus den österreichischen Alpen bislang nicht bekannt. Beispiele dafür sind auch alpenweit gesehen sehr selten (z.B. Blockgletscher Murfreit auf der Nordseite der Sella, Krainer et al. 2012a).

Das Eisvolumen der zahlreichen inaktiven und aktiven Blockgletscher ist im Vergleich zum Eisvolumen der Gletscher in Österreich gering. Die bisherigen Untersuchungen haben gezeigt, dass die Menge an Wasser, die durch das verstärkte Abschmelzen des Permafrostes der Blockgletscher freigesetzt wird, im Vergleich zum Gesamtabfluss sehr gering ist (< 5 %). Aus hydrologischen Untersuchungen im Krummgampental (hinteres Kaunertal) geht hervor, dass das vollständige Abschmelzen des Permafrostes in den Blockgletschern und im Hangschutt die Speicherkapazität der Sedimente erhöht, was zu einer Reduktion der Abflussspitzen um bis zu 20 % sowie einer Zunahme des Abflusses während der Trockenwetterphase im Spätherbst und Winter führen wird (Hausmann et al. 2013, Rogger et al. in Vorb.).

In den letzten Jahren wurden im Wasser einiger Blockgletscherquellen in Südtirol (Lazaunalm im Schnalstal, Rossbänk im Ultental) und in Nordtirol (Krummgampental und Wurmetal im Kaunertal, Windachtal und Inneres Hochebenkar bei Obergurgl) teilweise extrem hohe Konzentrationen an Schwermetallen (v.a. Nickel, auch Mangan, Cobalt, Zink) gemessen, die oft weit über dem Grenzwert für Trinkwasser liegen (Thies et al. 2007, Nickus et al. 2014). Detailuntersuchungen an

einigen Quellen haben auch ergeben, dass die Konzentration der Schwermetalle während der Hauptschneesmelze am geringsten ist und mit abnehmender Quellschüttung zum Herbst hin kontinuierlich ansteigt. Dies wurde als Hinweis gewertet, dass die Schwermetalle aus dem Permafrostes freigesetzt werden. Die Analyse des Eiskernes vom Blockgletscher Lazaun hat diese Annahme bestätigt, in einzelnen Horizonten des Kernes wurden im Eis extrem hohe Konzentrationen an Schwermetallen, v.a. Nickel, gemessen. Die Herkunft des Nickels konnte bislang nicht geklärt werden. Bisherige Analysen zeigen, dass die Festgesteine im Einzugsgebiet der Blockgletscher mit erhöhten Nickel-Gehalten im Wasser keine erhöhten Konzentrationen an Nickel aufweisen.

## Literatur

---

- Ackert, R.P. (1998) A rock glacier/debris-covered glacier system at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming. *Geografiska Annaler* 80: 267-276.
- Arenson, L., Hoelzle, M. & Springman, S. (2002) Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 13: 117-135.
- Barsch, D. (1992) Permafrost Creep and Rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 175-188.
- Barsch, D. (1996) Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geocology in

- High Mountain Environments. Springer Verlag, Berlin, 331 pp.
- Benedict, J.B., Benedict, R.J. & Sanville, D. (1986) Arapaho Rock Glacier, Front Range, Colorado, U.S.A.: A 25-year Resurvey. *Arctic and Alpine Research* 18: 349-352.
- Berger, J., Krainer, K. & Mostler, W. (2004) Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research* 62: 233-242.
- Calkin, P.E., Haworth, L.A., & Ellis, J.M. (1987) Rock glaciers of Central Brooks Range, Alaska, U.S.A. In: Giardino, J.R., Shroder, J.F. & Vitek, J.D. (eds), *Rock Glaciers*. Allen & Unwin, London: 65-82.
- Clark, D.H., Steig, E.J., Potter, N., Fitzpatrick, J., Updike, A. & Clark, G.M. (1996) Old ice in rock glaciers may provide long-term climate records. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 77: 217, 221-222.
- Clark, D.H., Steig, E.J., Potter, N. & Gillespie, A.R. (1998) Genetic variability of rock glaciers. *Geografiska Annaler* 80A: 175-182.
- Isaksen, K., Odegard, R.S., Eiken, T & Sollid, J.L. (2000) Composition, flow and development of two tongue-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes* 11: 241-257.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Ikeda, A., Hausmann, H., Kääh, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I. & Thibert, E. (2008) Recent interannual variations of rockglaciers creep in the European Alps. In: Kane, D.L. & Hinkel, K.M. (eds), *Proceedings, Ninth International Conference on Permafrost (NICOP)*, University of Alaska, Fairbanks, 343-348.
- Ebohon, B. and Schrott, L. (2008) Modelling Mountain Permafrost Distribution. A New Permafrost Map of Austria. In: Kane D.L. & Hinkel K.M. (eds), *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost (NICOP)*, University of Alaska, Fairbanks, USA, pp. 397-402.
- Finstervalder, S. (1928) Begleitworte zur Karte des Gepatschferners. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 16: 20-41.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957) Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Gärtner-Roer, I. (2010) Permafrost. In: Voigt, Th., Füssel, H.-M., Gärtner-Roer, I., Huggel, Ch., Marty, Ch., & Zemp, M. (eds), *Impacts of climate change on snow, ice, and permafrost in Europe: Observed trends, future projections, and socioeconomic relevance*, ETC/ACC Technical Paper 2010/13, 66-76.
- Haerberli, W. (1973) Die Basistemperaturen der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 9: 221-227.

- Haerberli, W. (1985) Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich* 77: 1- 142.
- Haerberli, W. (1989) Glacier ice-cored rock glaciers in the Yukon Territory, Canada? *Journal of Glaciology* 35: 294-295.
- Haerberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elco nin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. & Vonder Mühl, D. (2006) Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 189-214.
- Haerberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Dela loye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M. & Phillips, M. (2010) Mountain permafrost: Development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology* 56 (200; special issue): 1043-1058.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E. & Mostler, W. (2007) Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. *Permafrost and Periglacial Processes* 18: 351-367.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E. & Ullrich, C. (2012) Internal structure, ice content and dynamics of Ölgrube and Kaiserberg rock glaciers (Ötztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 12-31.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., Rogger, M., Chirico, G.B. & Blöschl, G. (2013) Sediment and water storage in an Alpine permafrost catchment area, Krummgampen Valley, Ötztal Alps, Austria. *Austrian Academy of Sciences - ISDR Final Report 2007 - 2011*: 40-51.
- Ikeda, A. & Matsuoka, N. (2006) Pebbly versus boulder rock glaciers: Morphology, structure and processes. *Geomorphology* 73: 279-296.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P.W. & Schlüchter, C. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* 28: 2137-2149.
- Janke, J.R. (2005) Long-term flow measurements (1961 – 2002) of Arapaho, Taylor, and Fair rock glaciers, Front Range, Colorado. *Physical Geography* 26: 313-336.
- Käab, A. (2007) Rock Glaciers and Protalus Forms. In: Elias, S.A. (ed), *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier: 2236-2242.
- Kaufmann, V. (1996) Der Dösener Blockgletscher – Studienkarten und Bewegungsmessungen. *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Univ. Graz* 33: 141-162.
- Kaufmann, V. (2012) The evolution of rock glacier monitoring using terrestrial photogrammetry: the example of Äußeres Hochebenkar rock glacier (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 63-77.

- Kaufmann V. & Ladstädter R. (2002) Spatio-temporal analysis of the dynamic behaviour of the Hohebenkar rock glaciers (Oetztal Alps, Austria) by means of digital photogrammetric methods. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* 37: 119-140.
- Kaufmann, V. & Ladstädter, R. (2004) Documentation of the movement of the Hinteres Langtalkar Rock Glacier. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. 35, Part B7, Proceedings, 20th Congress of ISPRS, 12-23 July 2004, Istanbul, Turkey, 893-898.
- Kaufmann, V., Ladstädter, R. & Lieb, G.K. (2006) Quantitative assessment of the creep process of Weissenkar rock glacier (Central Alps, Austria). In: Kaufmann, V. & Sulzer, W. (eds), *Proceedings of the 8th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography (HMRSC-VIII)*, Kathmandu, La Paz, Bolivia, March 2005), 77-86.
- Kaufmann, V., Ladstädter, R. & Kienast, G. (2007) 10 years of monitoring of the Doesen rock glacier (Ankogel group, Austria) – A review of the research activities for the time period 1995-2005. In: Petrovič, D. (ed), *Proceedings of the 5<sup>th</sup> Mountain Cartography Workshop*, Bohinj, Slovenia, 29 March-April 2006, pp. 129-144.
- Kellerer-Pirklbauer, A. (2008) The Schmidt-hammer as a relative age dating tool for rock glacier surfaces: Examples from Northern and Central Europe. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost (NICOP)*, University of Alaska, Fairbanks, June 29 – July 3, 2008: 913-918.
- Kellerer-Pirklbauer, A. (2009) Wie alt sind Blockgletscher in den Österreichischen Alpen? Das Beispiel der Blockgletscher im Dösender Tal, Ankogelgruppe, datiert mit Hilfe der Schmidt-Hammer Methode. *alpine space – man & environment*, Vol. 6, *Klima im Wandel - 20 000 Jahre Klimaentwicklung in Österreich*, 65-76.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G.K. & Kleinfurchnner, H. (2012) A new rock glacier inventory of the eastern European Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 78-93.
- Koning, D.M. & Smith, D.J. (1999) Movement of King's Throne Rock Glacier, Mount Rae area, Canadian Rocky Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes* 10: 151-162.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000a) Reichenkar rock glacier: a glacier derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria. *Permafrost and Periglacial Processes* 11: 267-275.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000b) Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge: Der Reichenkar Blockgletscher in den westlichen Stubai Alpen. *Geoforum Umhausen*, Bd. 1: 28-43, Innsbruck.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2002) Hydrology of active rock glaciers: Examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 34: 142-149.

- Krainer, K. & Mostler, W. (2004) Aufbau und Entstehung des aktiven Blockgletschers im Sulzkar, westliche Stubaier Alpen. *Geo.Alp* 1: 37-55.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2006) Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. *Geografiska Annaler* 88A: 267-280.
- Krainer, K. & Ribis, M. (2012) A rock glacier inventory of the Tyrolean Alps (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences* 105(2): 32-47.
- 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.
- Krainer, K., Lang, K. & Hausmann, H. (2010) Active rock glaciers at Croda Rossa/Hohe Gaisl, eastern Dolomites (Alto Adige/South Tyrol, northern Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 33: 25-36.
- Krainer, K., Mostler, W. & Spötl, C. (2007) Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian Journal of Earth Sciences* 100: 102-112.
- Krainer, K., Mussner, L., Behm, M. & Hausmann, H. (2012a) Multi-disciplinary investigation of an active rock glacier in the Sella Group (Dolomites; Northern Italy). *Austrian Journal of Earth Sciences* 105(2): 48-62.
- Krainer, K., Kellerer-Pirklbauer, A., Kaufmann, V., Lieb, G.K., Schrott, L. & Hausmann, H. (2012b) Permafrost research in Austria: History and recent advances. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 2-11.
- Krainer, K., Bressan, D., Dietre, B., Haas, J.N., Hajdas, I., Lang, K., Mair, V., Nickus, U., Reidl, D., Thies, H. & Tonidandel, D. (2014) A 10300-year old ice core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy) (eingereicht).
- Lambiel, C. & Delaloye, R. (2004) Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: Examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 229-241.
- Lieb, G.K. (1998) High-mountain permafrost in the Austrian Alps (Europe). In: Lewkowicz, A.G. & Allard, M. (eds), *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Permafrost Conference, Yellowknife, Canada*, pp. 663-668.
- Nickus, U., Abermann, J., Fischer, A., Krainer, K., Schneider, H., Span, N. & Thies, H. (2014) Rock Glacier Äußeres Hochebenkar (Austria) – Recent results of a monitoring network. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* (im Druck).
- Pillewizer, W. (1938) Photogrammetrische Gletscheruntersuchungen im Sommer 1938. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde* 1938(9/19): 367-372.
- Pillewizer, W. (1957) Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen. *Geomorphologische Abhandlungen des*

- Geographischen Institutes der FU Berlin (Otto-Maull-Festschrift) 5: 37-50.
- Potter, N. (1972) Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka Mountains, Wyoming. Geological Society of America, Bulletin 83: 3025-3058.
- Potter, N., Steig, E.J., Clark, D.H., Speece, M.A., Clark, G.M. & Updike, A.B. (1998) Galena Creek rock glacier revisited – new observations on an old controversy. Geografiska Annaler 80A: 251-265.
- Rode, M. & Kellerer-Pirklbauer, A. (2012) Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD) of rock glaciers in the Schöderkogel-Eisenhut area, Schladminger Tauern Range, Austria. The Holocene 22: 761-771.
- Rogger, M., Chirico, G.B., Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E. & Blöschl, G. (eingereicht) Impact of mountain permafrost on flow path and runoff response in a high alpine catchment.
- Schneider, B. & Schneider, H. (2001) Zur 60jährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitsschwankungen am Blockgletscher im Äusseren Hochebenkar, Öztaler Alpen, Tirol. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 37(1): 1-33.
- Shroder, J.F., Bishop, M.P., Copland, L. & Sloan, V.F. (2000) Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. Geografiska Annaler 82A: 17-31.
- Stocker, K. (2012a) Geologie und Blockgletscher der Madererspitze (Vorarlberg). Unveröff. Masterarbeit, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, 134 Seiten.
- Stocker, K. (2012b) Blockgletscher in Vorarlberg und in der Verwallgruppe. Museumsverein Jahrbuch Vorarlberger Landesmuseum 2012: 124-139.
- Thies, H., Nickus, U., Mair, V., Tessadri, R., Tait, D., Thaler, B. & Psenner, R. (2007) Unexpected response of high alpine lake waters to climate warming. Environmental Science and Technology 41: 7424-7429.
- Vitek, J.D. & Giardino, J.R. (1987) Rock glaciers: a review of the knowledge base. In: Giardino, J.R., Shroder, J.F. & Vitek, J.D. (eds), Rock Glaciers. Allen & Unwin, London: 1-26.
- Wahrhaftig, C. & Cox, A. (1959) Rock glaciers in the Alaska Range. Geological Society of America, Bulletin 70: 383-436.
- Whalley, W.B. & Martin, H.E. (1992) Rock glaciers, Part 2: models and mechanisms. Progress in Physical Geography 16: 127-186.

## Verzeichnis des Autors

---

Karl Krainer  
Universität Innsbruck  
Institut für Geologie  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
Karl.Krainer@uibk.ac.at



# Kapitel 2 | Blockgletscher in den Ötztaler und Stubaier Alpen: Eine Übersicht

Karl Krainer

## *Zusammenfassung*

Mehr als ein Drittel aller in Tirol identifizierten Blockgletscher (1.202 von insgesamt 3.145) liegt in den Stubaier und Ötztaler Alpen, davon 421 im Einzugsgebiet der Ötztaler Ache. Etwa 58 % aller Blockgletscher in den Stubaier und Ötztaler Alpen enthalten noch Eis und sind damit als intakt (aktiv und inaktiv) einzustufen, im Einzugsgebiet der Ötztaler Ache sind es sogar 66 %, die als intakt zu bezeichnen sind. Die mittlere Höhe der Stirn der aktiven Blockgletscher im Einzugsgebiet der Ötztaler Ache liegt bei 2.704 m, jene der inaktiven bei 2.633 m und der fossilen Blockgletscher bei 2.415 m. Nach Norden (NW bis NO) ausgerichtete Blockgletscher sind wesentlich häufiger als solche, die in eine südliche Richtung exponiert sind (SO bis SW). Bei aktiven Blockgletschern ist auch ein deutlicher Höhenunterschied zwischen nord- und südexponierten Blockgletschern erkennbar. Nordexponierte Blockgletscher liegen um bis zu 400 Höhenmeter niedriger als südexponierte Blockgletscher. Einige größere aktive Blockgletscher (Reichenkar, Sulzkar, Hochebenkar, Ölgrube und Kaiserbergtal) wurden in den letzten Jahren im Detail un-

tersucht. Alle zeigen ähnliche morphologische und hydrologische Merkmale, ähnliche Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke sowie einen ähnlichen internen Aufbau: eine ungefrorene, durchschnittlich 5 m mächtige Schuttlage an der Oberfläche, einen 19–31 m mächtigen Permafrostkörper, der von einer ungefrorenen, feinkörnigen Sedimentlage mit einer Mächtigkeit von bis zu 15 m unterlagert wird. Darunter folgt der Festgesteinsuntergrund. Diese Blockgletscher weisen teilweise auch beachtliche jährliche Fließgeschwindigkeiten von bis zu 3 m auf.

## *Abstract*

More than one third of all identified rock glaciers in Tyrol (1,202 out of 3,145) are located in the Stubai and Ötztal Alps. In the catchment area of the Ötztal Ache 421 rock glaciers were identified. Approximately 58 % of all rock glaciers in the Stubai and Ötztal Alps still contain ice and are therefore classified as intact (active and inactive). In the catchment area of the Ötztal Ache, 66 % of all rock glaciers are identified as intact. The mean eleva-

tion of the front of the active rock glaciers in the catchment area of the Ötztal Ache is at 2,704 m, that of inactive at 2,633 m and of fossil rock glaciers at 2,415 m. Rock glaciers exposed towards a northern direction (NW to NE) are significantly more abundant than those exposed towards a southern direction (SE to SW). A significant difference in elevation is observed between north- and south-exposed active rock glaciers. North-facing rock glaciers occur at elevations which are up to 400 m lower than that of south-facing ones. Some larger active rock glaciers (Reichenkar, Sulzkar, Hochebenkar, Ölgrube, and Kaiserbergtal) were studied in detail in recent years. They show similar morphological and hydrological characteristics, similar temperatures at the base of the winter snow cover as well as a similar internal structure. They are composed of an unfrozen, on average 5 m thick debris layer on the surface, underlain by a 19–31 m thick permafrost body and an unfrozen fine-grained sediment layer with a thickness of up to 15 m between the permafrost body and the bedrock. Some of these rock glaciers are characterised by considerably high annual flow rates of up to 3 m.

## 1. Einleitung

---

Alpiner Permafrost ist in den Alpen weit verbreitet, wobei Blockgletscher die häufigste und auffallendste Form darstellen (Gärtner-Roer 2010, Boeckli et al. 2012). In den letzten

beiden Jahrzehnten konnte der Kenntnisstand über die Verbreitung des Permafrostes in den Alpen bedeutend erweitert werden. Für den östlichen Teil der Ostalpen hat Lieb (1986, 1991, 1996) erstmals ein Blockgletscherinventar zusammengestellt, das zuletzt komplett überarbeitet und neu präsentiert wurde (Lieb et al. 2010, Kellerer-Pirklbauer et al. 2012). Inzwischen wurden auch alle Blockgletscher von Nordtirol (Krainer & Ribis 2012), Vorarlberg (Stocker 2012) und Südtirol (Bollmann et al. 2012) inventarmäßig erfasst. Insgesamt konnten in den österreichischen Alpen mehr als 4.500 Blockgletscher festgestellt werden. Die meisten Blockgletscher in Österreich liegen in den Zentralalpen, insbesondere in jenen Gebirgsgruppen, die aus Altkristallin-gesteinen (Glimmerschiefer, Paragneise, Orthogneise, Amphibolite) aufgebaut sind. Die vorliegende Arbeit bietet einen Überblick über die Verbreitung der Blockgletscher in den Ötztaler Alpen, insbesondere im Einzugsgebiet der Ötztaler Ache.

## 2. Blockgletscher in den Ötztaler und Stubai Alpen

---

Allein in den Ötztaler und Stubai Alpen wurden 1.202 Blockgletscher identifiziert, das ist mehr als ein Drittel (38 %) aller Blockgletscher Tirols. Damit sind die Ötztaler Alpen nicht nur die am stärksten vergletscherte Gebirgsgruppe in Österreich, sondern weisen auch die mit Abstand höchste Dichte an

Blockgletschern auf. Von den 1.202 Blockgletschern, die immerhin eine Fläche von 73,5 km<sup>2</sup> bedecken, wurden 352 als aktiv, 345 als inaktiv und 505 als fossil (reliktisch) eingestuft (Krainer & Ribis 2012).

### Blockgletscher im Einzugsgebiet der Öztaler Ache

Im Ötztal, im Einzugsgebiet der Öztaler Ache, wurden 421 Blockgletscher festgestellt, die insgesamt eine Fläche von 30,5 km<sup>2</sup> bedecken (Abb. 1). Davon wurden 135 als aktiv, 142 als inaktiv und 174 als fossil (reliktisch) eingestuft. Die Unterscheidung zwischen aktiven und inaktiven bzw. inaktiven und fossilen Blockgletschern ist jedoch auf den Orthofotos meist schwierig (siehe Krainer & Ribis 2012). Als aktiv wurden alle Blockgletscher eingestuft, die eine steile, unbewachsene Stirn aufweisen. Fossile Blockgletscher besitzen dagegen eine abgeflachte, meist völlig von Vegetation bedeckte Stirn (Krainer & Ribis 2012). Im Einzugsgebiet der Gurgler Ache wurden 68 Blockgletscher identifiziert, davon wurden 29 als aktiv, 24 als inaktiv und 15 als fossil eingestuft (Abb. 2, Tab. 1).

### Aktive Blockgletscher

Die 135 aktiven Blockgletscher bedecken eine Fläche von 14,2 km<sup>2</sup>. Die mittlere Höhe der Stirn liegt auf 2.704 m. Die niedrigste Stirn liegt auf 2.300 m, die höchste auf 3.100 m, die mittlere Höhe liegt bei 2.781 m und die

mittlere Höhe der Wurzelzone bei 2.809 m. Die Länge bewegt sich zwischen 70 und 1.650 m. Die mittlere Länge beträgt 472 m. Die Breite schwankt zwischen 70 und 980 m, die mittlere Breite beträgt 226 m. Die Fläche schwankt zwischen 0,005 und 0,59 km<sup>2</sup>, die mittlere Fläche beträgt 0,105 km<sup>2</sup>.

Von den 135 Blockgletschern besitzen 11 ziemlich sicher und weitere 19 vermutlich einen massiven Eiskern. Ein Blockgletscher hat sich vermutlich aus einer Moräne entwickelt, vier aus Hangschutt und Moräne, die restlichen 100 wurden als Hangschutt-Blockgletscher eingestuft. Bis auf 10 (lappenförmig) sind alle Blockgletscher zungenförmig.

### Inaktive Blockgletscher

Die 142 inaktiven Blockgletscher bedecken eine Fläche von 8,1 km<sup>2</sup>. Die mittlere Höhe der Stirn liegt auf 2.633 m. Die niedrigste Stirn reicht bis auf 2.260 m, die höchste Stirn wurde auf 3.240 m gemessen, die mittlere Höhe liegt bei 2.694 m. Die mittlere Höhe der Wurzelzone der inaktiven Blockgletscher liegt nur unwesentlich niedriger als jene der aktiven Blockgletscher, sie liegt bei 2.765 m. Die Länge bewegt sich zwischen 90 und 1.070 m. Die mittlere Länge beträgt 324 m. Die Breite schwankt zwischen 50 und 900 m, die mittlere Breite beträgt 186 m. Die Fläche schwankt zwischen 0,005 und 0,736 km<sup>2</sup>, die mittlere Fläche beträgt 0,057 km<sup>2</sup>.

Von den 142 inaktiven Blockgletschern besitzen vermutlich drei einen massiven Eiskern. Aus Moränen haben sich ziemlich sicher sechs

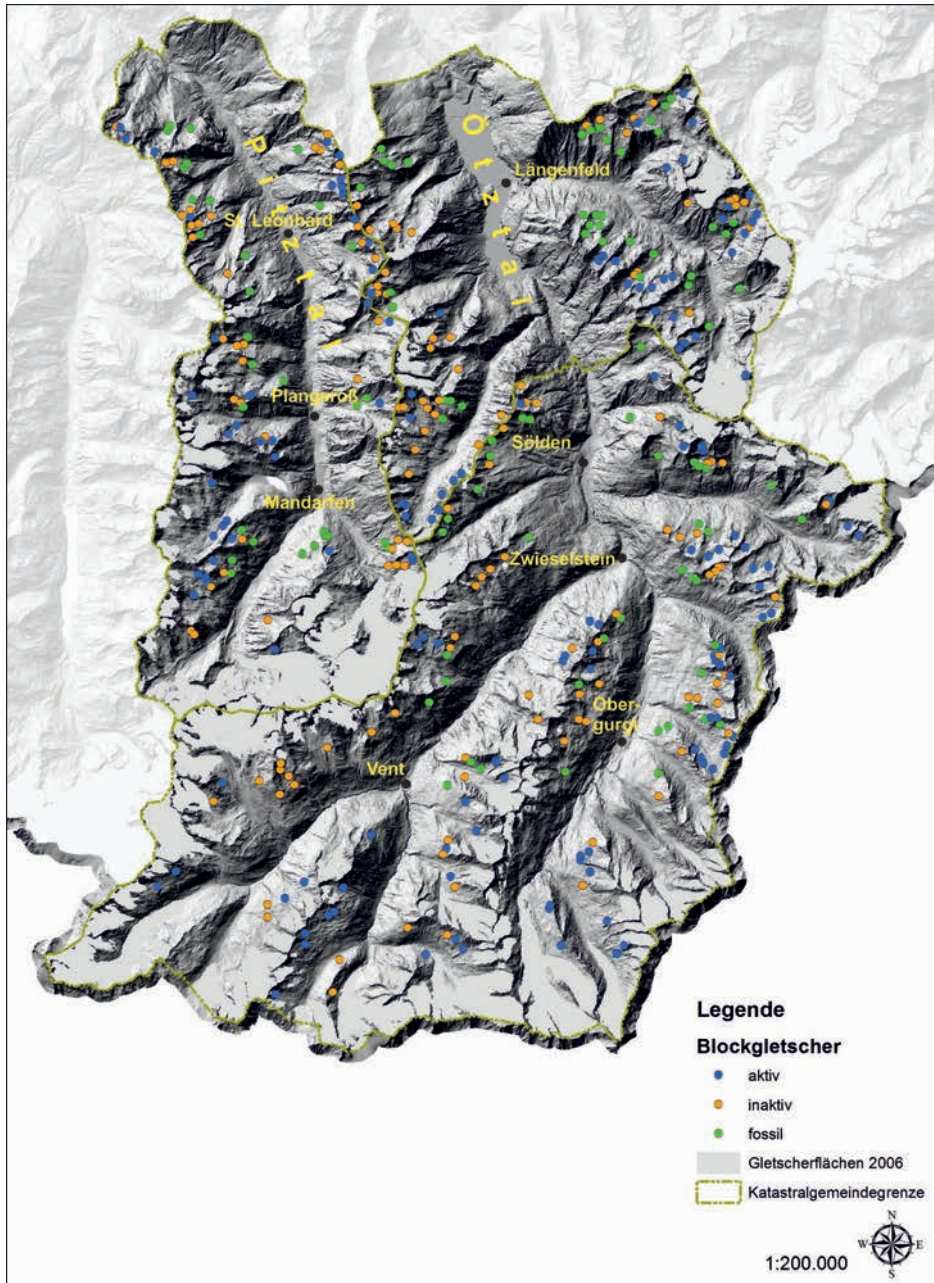


Abb. 1: Verbreitung der Blockgletscher im Einzugsgebiet des Ötztals (Ötztaler Ache) und Pitztals (Pitze), innerhalb der Katastralgemeindegrenzen von St. Leonhard im Pitztal, Sölden und Längenfeld (zusammengestellt von Markus Ribis)

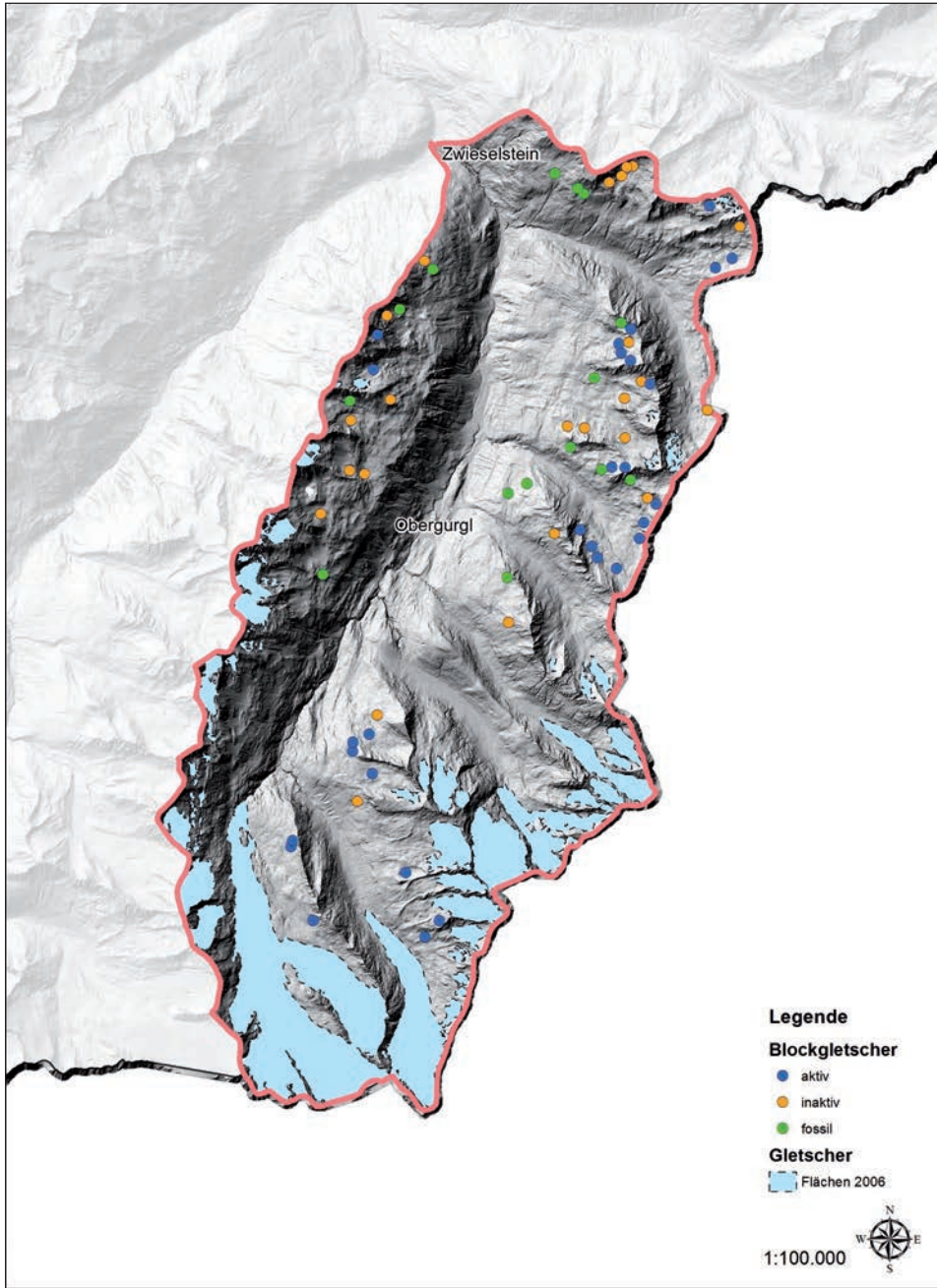


Abb. 2: Verbreitung der Blockgletscher im Einzugsgebiet der Gurgler Ache (zusammengestellt von Markus Ribis)

Tab. 1: Anzahl der Blockgletscher im Einzugsgebiet des Ötztals, gegliedert nach dem Einzugsgebiet der einzelnen Seitenbäche und nach dem Status der Blockgletscher (aktiv, inaktiv, fossil), inklusive Informationen zu Lage und Größe der Blockgletscher mit Durchschnittswerten und Spannweite

<b>Gurgler Ache (68)</b>						
	Höhe					
	mittl. Höhe	Hohe Stirn	Wurzelzone	Länge (m)	Breite (m)	Fläche (km <sup>2</sup> )
aktiv (29)	2798 (2660-2940)	2731 (2360-2910)	2874 (2740-3040)	427 (90-1620)	211 (70-590)	2,796 (0,005-0,578)
inaktiv (24)	2733 (2470-2900)	2652 (2410-2800)	2799 (2540-3010)	347 (95-980)	191 (50-615)	1,48 (0,008-0,335)
fossil (15)	2600 (2330-2820)	2544 (2280-2755)	2653 (2400-2920)	222 (95-550)	198 (85-630)	0,518 (0,009-0,096)
<b>Venter Ache (65)</b>						
	Höhe					
	mittl. Höhe	Hohe Stirn	Wurzelzone	Länge (m)	Breite (m)	Fläche (km <sup>2</sup> )
aktiv (29)	2914 (2540-3150)	2840 (2450-3100)	2994 (2640-3230)	417 (110-1100)	187 (70-475)	2,259 (0,008-0,285)
inaktiv (30)	2871 (2610-3270)	2803 (2510-3240)	2735 (2680-3300)	302 (110-740)	193 (50-610)	1,595 (0,006-0,157)
fossil (6)	2708 (2550-2770)	2657 (2490-2700)	2762 (2590-2840)	217 (160-330)	161 (85-340)	0,178 (0,023-0,037)
<b>Windache (27)</b>						
	Höhe					
	mittl. Höhe	Hohe Stirn	Wurzelzone	Länge (m)	Breite (m)	Fläche (km <sup>2</sup> )
aktiv (12)	2797 (2720-2930)	2710 (2540-2850)	2902 (2800-3100)	566 (180-1310)	250 (95-595)	1,821 (0,018-0,590)
inaktiv (7)	2700 (2530-2850)	2636 (2470-2800)	2777 (2590-2940)	321 (100-525)	196 (75-580)	0,42 (0,009-0,211)
fossil (8)	2604 (2430-2730)	2541 (2340-2700)	2671 (2450-2780)	294 (85-1025)	261 (75-610)	0,587 (0,007-0,333)
<b>Fischbach (69)</b>						
	Höhe					
	mittl. Höhe	Hohe Stirn	Wurzelzone	Länge (m)	Breite (m)	Fläche (km <sup>2</sup> )
aktiv (29)	2718 (2530-3080)	2627 (2300-3020)	2820 (2610-3140)	601 (190-1650)	289 (110-980)	4,36 (0,02-0,544)
inaktiv (14)	2670 (2520-2830)	2612 (2480-2780)	2743 (2540-2920)	378 (110-750)	229 (125-415)	1,012 (0,013-0,113)
fossil (26)	2465 (2170-2730)	2410 (2120-2720)	2510 (2200-2750)	263 (75-630)	236 (60-870)	1,401 (0,011-0,227)

<b>Polles Bach (27)</b>						
	Höhe					
	mittl. Höhe	Hohe Stirn	Wurzelzone	Länge (m)	Breite (m)	Fläche (km <sup>2</sup> )
aktiv (10)	2808 (2680-2970)	2749 (2630-2850)	2889 (2750-3080)	371 (135-740)	198 (100-410)	0,692 (0,015-0,223)
inaktiv (13)	2722 (2410-2870)	2673 (2360-2870)	2793 (2440-3060)	247 (90-830)	160 (55-330)	0,454 (0,005-0,083)
fossil (4)	2602 (2430-2710)	2517 (2360-2670)	2650 (2500-2740)	231 (130-370)	320 (65-520)	0,232 (0,009-0,086)
<b>Horlachbach (69)</b>						
	Höhe					
	mittl. Höhe	Hohe Stirn	Wurzelzone	Länge (m)	Breite (m)	Fläche (km <sup>2</sup> )
aktiv (8)	2665 (2510-2900)	2591 (2440-2870)	2750 (2600-2930)	429 (70-865)	217 (100-400)	0,73 (0,012-0,282)
inaktiv (16)	2576 (2300-2830)	2510 (2260-2790)	2650 (2340-2880)	383 (125-1070)	191 (70-900)	1,481 (0,009-0,736)
fossil (45)	2452 (2130-2710)	2399 (2100-2670)	2510 (2200-2800)	283 (100-780)	135 (50-340)	1,687 (0,006-0,191)
<b>Nederbach (48)</b>						
	Höhe					
	mittl. Höhe	Hohe Stirn	Wurzelzone	Länge (m)	Breite (m)	Fläche (km <sup>2</sup> )
aktiv (8)	2610 (2510-2790)	2535 (2380-2710)	2706 (2590-2880)	416 (175-850)	209 (105-350)	0,685 (0,018-0,232)
inaktiv (11)	2517 (2380-2650)	2468 (2340-2610)	2595 (2430-2720)	265 (90-500)	145 (55-440)	0,419 (0,09-0,130)
fossil (29)	2305 (2050-2570)	2255 (1970-2555)	2360 (2080-2660)	300 (80-990)	229 (90-570)	1,581 (0,013-0,293)
<b>Öztaler Ache (78)</b>						
	Höhe					
	mittl. Höhe	Hohe Stirn	Wurzelzone	Länge (m)	Breite (m)	Fläche (km <sup>2</sup> )
aktiv (10)	2711 (2550-2960)	2624 (2470-2890)	2795 (2660-3020)	459 (170-1020)	220 (115-420)	0,812 (0,019-0,230)
inaktiv (27)	2612 (2400-2870)	2555 (2370-2780)	2680 (2460-2970)	316 (155-570)	174 (75-615)	1,209 (0,011-0,144)
fossil (41)	2486 (2160-2760)	2432 (2000-2610)	2545 (2230-2900)	316 (65-1005)	166 (40-600)	2,082 (0,003-0,443)

Blockgletscher und vermutlich auch zwei weitere entwickelt. Insgesamt drei Blockgletscher haben sich aus Hangschutt und Moräne entwickelt. 128 Blockgletscher wurden als eiszeitliche Hangschuttblockgletscher eingestuft. 33 Blockgletscher sind lappenförmig, 107 sind zungenförmig, ein Blockgletscher besitzt zwei Zungen, ein weiterer ist als komplex zu bezeichnen.

### Fossile (reliktische) Blockgletscher

Die 174 fossilen Blockgletscher bedecken eine Fläche von 8,3 km<sup>2</sup>. Die mittlere Höhe der Stirn liegt deutlich niedriger als jene der aktiven und inaktiven Blockgletscher, nämlich auf 2.415 m. Bei einem Blockgletscher reicht die Stirn bis auf eine Seehöhe von 1.970 m herab. Die höchstgelegene Stirn eines fossilen Blockgletschers wurde auf 2.755 m festgestellt. Entsprechend liegen auch die mittlere Höhe mit 2.469 m und die mittlere Höhe der Wurzelzone mit 2.525 m deutlich niedriger als bei aktiven und inaktiven Blockgletschern. Die Länge bewegt sich zwischen 65 und 1.025 m. Die mittlere Länge beträgt 282 m. Die Breite schwankt zwischen 40 und 870 m, die mittlere Breite beträgt 190 m. Die Fläche schwankt zwischen 0,003 und 0,443 km<sup>2</sup>, die mittlere Fläche beträgt 0,047 km<sup>2</sup>.

Von den 174 fossilen Blockgletschern besaßen vermutlich zwei einen Eiskern, drei haben sich aus Moränen, drei weitere möglicherweise aus Moränen entwickelt. Insgesamt 166 sind als eiszeitlich (meist typische „Hangschutt-Blockgletscher“) einzustufen. 43 Blockglet-

scher sind lappenförmig, 129 zungenförmig, einer komplex und einer besitzt zwei Zungen. Die Auswertung der Inventardaten zeigt, dass die mittlere Höhe der inaktiven Blockgletscher im Einzugsgebiet der Öztaler Ache knapp 100 m tiefer liegt als jene der aktiven Blockgletscher. Fossile Blockgletscher liegen deutlich tiefer, nämlich durchschnittlich 225 m unter der mittleren Höhe der inaktiven Blockgletscher.

Die Höhenlage der Blockgletscher ist auch stark abhängig von der Exposition. Nach Norden, Nordwesten und Nordosten ausgerichtete Blockgletscher liegen deutlich tiefer als nach Süden, Südosten und Südwesten ausgerichtete Blockgletscher. Dieser Unterschied ist bei den aktiven Blockgletschern am deutlichsten ausgeprägt, der Höhenunterschied beträgt bis zu 400 m. Bei den fossilen Blockgletschern ist dieser Unterschied nicht so deutlich ausgeprägt.

### 3. Detailuntersuchungen an aktiven Blockgletschern

---

Von den aktiven Blockgletschern wurden im Einzugsgebiet der Öztaler Ache folgende im Detail untersucht: Äußeres Hochebenkar (Victoris 1972, Haeblerli & Patzelt 1982, Schneider & Schneider 2001, Kaufmann & Ladstädter 2002, Ladstädter & Kaufmann 2005, Kaufmann 2012) und Inneres Reichenkar (Krainer & Mostler 2000a, 2000b, 2002, 2006; Krainer et al. 2002, 2007; Hausmann et



al. 2007), Sulzkar (Krainer & Mostler 2004), Bereich Rosskar – Schrankar (Figl 2004) und Windachtal (Schmidt 2014).

### Der aktive Blockgletscher im Inneren Reichenkar

Das Innere Reichenkar liegt ca. 3 km südlich von Gries im Sulztal in den westlichen Stubaier Alpen. Dieses Kar wird von einem großen, zungenförmigen, aktiven Blockgletscher eingenommen, der als Reichenkar-Blockgletscher bezeichnet wird (Abb. 3).

Der Blockgletscher wird hauptsächlich aus den steilen, östlichen Karwänden mit Ver-

witterungsschutt versorgt. Die Schuttfahnen ziehen vom Wandfuß zum Blockgletscher hinunter, biegen bei Erreichen des Blockgletschers um und bilden schließlich am Blockgletscher markante longitudinale Rücken und Vertiefungen.

Der steile mittlere Abschnitt ist durch eine unruhige Oberfläche charakterisiert, hervorgerufen durch besonders aktive Schuttloben und mehrere quer zur Fließrichtung ausgerichtete, schuttverfüllte Spalten. Der relativ flache Zungenbereich weist an der Oberfläche zahlreiche transversale Loben auf.

Der Blockgletscher ist 1.400 m lang, im oberen Teil bis zu 260 m, im mittleren und unteren Teil 170–190 m breit und bedeckt eine



Abb. 3: Der aktive Blockgletscher im Inneren Reichenkar (westliche Stubaier Alpen) (2006)

Fläche von 0,27 km<sup>2</sup>. Die ca. 40° steile und über 30 m mächtige Stirn endet in einer Seehöhe von 2.310 m und überfährt eine Alm- wiese (Abb. 4). Am Fuße der Stirn entspringt eine Blockgletscherquelle, an der nahezu die gesamte Schmelzwassermenge des Blockglet- schers zutage tritt.

Der Festgesteinsuntergrund im Einzugsgebiet des Blockgletschers setzt sich aus SO–NW- streichenden, steil nach Norden einfallenden, stark geklüfteten und von zahlreichen Störungen durchzogenen Amphiboliten und Eklogi- ten zusammen. Im Kammbereich und entlang von Störungen sind diese Gesteine infolge der Frostverwitterung stark aufgelockert, was zu einem starken Schuttanfall führt. Der Block-

gletscher besteht daher ausschließlich aus Am- phibolit- und Eklogitschutt.

Der Reichenkar-Blockgletscher weist eine Reihe von morphologischen Merkmalen auf, die eindeutig belegen, dass dieser Blockglet- scher sich aus einem stark schuttbedeckten Kargletscher entwickelt hat. Vor allem im Bereich der Depression, die in den Sommern 2012 und 2013 stark eingesunken ist, ist klar zu erkennen, dass das Gletschereis unter den Blockgletscher hineinzieht. Dieses Gletscher- eis kam im Sommer 2000 ca. 100 m nördlich der Depression zum Vorschein. Im Sommer 1997 war auch im steilen mittleren Abschnitt massives Gletschereis aufgeschlossen.

Die Korngrößenverteilung der Schuttlage,



Abb. 4: Die steile Stirn des aktiven Blockgletschers im Inneren Reichenkar (2012)

von wesentlicher Bedeutung für das thermische Verhalten und die hydrologischen Prozesse, ist sehr unterschiedlich, zeigt aber die für Kristallgebiete typischen Werte. Die Gerölldurchmesser liegen meist im dm-Bereich. Die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) sind am Blockgletscher deutlich tiefer (bis  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) als außerhalb des Blockgletschers auf permafrostfreiem Untergrund, wo die BTS im Bereich der Pegelmessstelle und unmittelbar östlich der Stirn immer um den Gefrierpunkt lag. Lediglich auf der Westseite der Stirn wurden über Hangschutt tiefere BTS gemessen, was eventuell auf Permafrost im Untergrund hinweist. Das Abflussverhalten des Blockgletschers ist charakterisiert durch ausgeprägte saisonale und tägliche Schwankungen. Solange der Blockgletscher während der Abschmelzperiode von Schnee bedeckt ist, ist der Abfluss hoch. Erst im Spätsommer und Herbst, nachdem die winterlichen Schneerücklagen mehr oder weniger vollständig abgeschmolzen sind, geht auch der Abfluss stark zurück. Ab etwa Mitte Dezember bis zum Beginn der Schneeschmelze weist der Blockgletscher keinen Abfluss auf. Kaltlufteinbrüche im Sommer führen kurzfristig zu einer starken Abnahme des Abflusses, während warme Schönwettertage und sommerliche Regenfälle hohe Abflussspitzen verursachen.

Im Spätfrühling und Frühsommer ist der Großteil des Abflusses auf Schnee- und Eisschmelze und Niederschlag (Regen) zurückzuführen, während im Spätsommer und Herbst ein beträchtlicher Teil Grund- und Bergwasser darstellt. Dies kommt in der elektrischen Leit-

fähigkeit klar zum Ausdruck. Diese schwankt zwischen 20 und 40  $\mu\text{S}/\text{cm}$  im Spätfrühling und Frühsommer und zwischen 70 und 100  $\mu\text{S}/\text{cm}$  im Herbst. Sie ist umso niedriger, je höher der Abfluss ist.

Die Wassertemperatur bleibt dagegen die gesamte Schmelzperiode hindurch konstant knapp unter  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , was darauf hinweist, dass die Schmelzwässer bis in den Stirnbereich in Kontakt mit Eis im Blockgletscher fließen.

Die Bewegungsraten des Blockgletschers lagen zwischen 2000 und 2006 im Stirnbereich bei maximal 2,5 m/Jahr, im mittleren Steilabschnitt bewegten sich einzelne Blöcke bis zu knapp 7 m/Jahr. Diese im Stirnbereich trotz geringer Neigung beachtliche Fließgeschwindigkeit kann mit interner Deformation nicht erklärt werden, vermutlich spielt hier auch basales Gleiten eine große Rolle. Die oberflächliche Schuttlage ist im unteren Abschnitt des Blockgletschers 1–12 m mächtig, der darunterliegende Permafrostkörper besitzt eine durchschnittliche Mächtigkeit von 25 m. Zwischen Permafrostkörper und Festgesteinsuntergrund befindet sich noch eine ungefrorene, feinkörnige Sedimentlage mit einer Mächtigkeit von 3–12 m. Der Eisgehalt des Permafrostkörpers liegt bei 45–60 % (Details in Krainer & Mostler 2000a, 2000b, 2002, 2006; Krainer et al. 2002, 2007; Hausmann et al. 2007).

### Der aktive Blockgletscher im Sulzkar

Der Sulzkar-Blockgletscher ist einer der größeren von ungefähr 20 aktiven Blockglet-

schern im Einzugsgebiet des Sulztales in den westlichen Stubaiern (Tirol).

Der Blockgletscher liegt im Sulzkar, 4 km SSO von Gries im Sulztal. Das Sulzkar ist ein knapp 2,5 km langes, glazial überprägtes, nach Nordosten ausgerichtetes Seitental, das in Form eines Hängetales in das Sulztal mündet.

Der Festgesteinsuntergrund im Bereich des Sulzkares ist aus metamorphen Gesteinen des Öztaler-Stubaiern Altkristallinkomplexes (Glimmerschiefer, Biotit-Plagioklasgneis, Bänderamphibolit, Amphibolit und Eklogit) aufgebaut. Alle Gesteine sind durch die zahlreichen Störungen stark zerlegt, am stärksten die Paragneise zwischen Gamezwart und Sulzkarscharte. Vor allem die Gratbereiche sind durch die zusätzlich wirksame Frostverwitterung durchwegs stark aufgelockert. Entsprechend groß ist der Schuttanfall.

Der Sulzkar Blockgletscher ist ein aktiver, zungenförmiger Blockgletscher mit einer typischen Morphologie (Abb. 5). Der Blockgletscher entspringt in einem Kar, das früher von einem kleinen Kargletscher eingenommen wurde (auf älteren Karten noch verzeichnet). Dieser Kargletscher ist inzwischen bis auf ein kleines Eis-/Firnfeld abgeschmolzen. Allerdings befindet sich im Bereich der Depression unter einer geringmächtigen Schuttbedeckung massives Gletschereis.

Der höchste Punkt des Blockgletschers liegt auf ca. 2.720 m, die aktive Zunge auf 2.540 m. Die Zunge weist eine steile Stirn mit einer Neigung von 40 bis 41° auf und ist frisch (d.h. in Bewegung). Im Bereich der Stirn ist der Blockgletscher ca. 25–30 m mächtig. Es sind zwei Zungen ausgebildet: eine westliche

Hauptzunge (stärker aktiv) und eine kleinere, östliche Zunge.

Die Oberfläche des Blockgletschers weist eine ausgeprägte Morphologie auf: longitudinale Rücken und Vertiefungen im mittleren und oberen Abschnitt, sowie transversale Loben im unteren Abschnitt.

Die Länge des Blockgletschers beträgt 750 m, die maximale Breite 260 m. Die Neigung des Blockgletschers ist relativ gering, sie liegt bei ca. 10°. Die Gratbereiche im Einzugsgebiet überragen den Blockgletscher um 200 bis 300 m im Osten, Südosten und Süden, und um 400 bis 500 m im Westen.



Abb. 5: Der aktive Blockgletscher im Sulzkar (westliche Stubaiern Alpen) mit seiner ausgeprägten, durch die Fließbewegung entstandenen Oberflächenmorphologie (1998)

Am Fuße der Felswand konnte im Bereich der Wurzelzone an 2 Stellen unter einer dünnen Schuttdecke massives Eis (Reste des Kargletschers) festgestellt werden. Dieses Eis zieht offensichtlich unter der Schuttdecke bis unter die aktive Lage des Blockgletschers.

Der Blockgletscher ist nach N bis NNO ausgerichtet. Er überfährt einen fossilen Blockgletscher, dessen Zunge in 2.380 m liegt. Der fossile Blockgletscher ist stark von Vegetation bewachsen und zeigt stellenweise eine typische Toteislandschaft als Folge des Abschmelzens von massivem Eis. Auf der SO-Seite wird der fossile Blockgletscher randlich von Hangschutt überdeckt.

An der Stirn des fossilen Blockgletschers entspringt eine Blockgletscherquelle, die sowohl vom aktiven Blockgletscher als auch von den Schmelzwässern des Muschenkar Ferners gespeist wird (Details in Krainer & Mostler 2004).

### **Blockgletscher Wannenkar / Windachtal**

Auf der Westseite des Windachtales liegen in den Karen zwischen dem Brunnenkogelhaus und dem Schrakogel (Schönkar, Goaßkar, Wannenkar, Hagelkarle und Schrakar) insgesamt 12 Blockgletscher, die meisten davon sind noch aktiv. Zwei Blockgletscher im Wannenkar wurden genauer untersucht: Blockgletscher Wannenkar 1 und Wannenkar 2.

Die Festgesteine im Einzugsgebiet der beiden Blockgletscher bestehen aus Glimmerschiefern und Paragneisen des Öztal-Stubai-Kristallins. Die Schieferung fällt meist steil

(60–70°) nach Norden ein, die Gesteine werden von Störungen durchzogen und sind vor allem dort, aber auch im Kambereich als Folge der Frostverwitterung stark zerlegt und aufgelockert.

Blockgletscher Wannenkar 1 hat seine Wurzelzone unterhalb des Wannenkarsattels auf 2.840 m Seehöhe, zieht in nordöstlicher Richtung in das Wannenkar und endet mit einer steilen Stirn auf 2.670 m, ca. 70 m vom Ufer des Wannenkarsees entfernt. Der Blockgletscher ist 765 m lang, bis zu 340 m breit und bedeckt eine Fläche von 0,235 km<sup>2</sup>. Er besitzt eine Depression im Bereich der Wurzelzone (kleiner Tümpel). Die Oberfläche des Blockgletschers ist durch eine markante Morphologie aus longitudinalen Rücken und Vertiefungen im oberen und mittleren Bereich sowie aus transversalen Rücken und Vertiefungen (Loben) im Stirnbereich gekennzeichnet. Die Stirn ist sehr steil und nicht von Vegetation bedeckt.

Blockgletscher Wannenkar 2 reicht vom Wandfuß an der Nordwestseite des Wannenkogels (Wurzelzone auf 2.840 m) bis zum Wannenkarsee, die Stirn endet im See (2.640 m, Abb. 6). Der Blockgletscher ist 590 m lang, bis zu 230 m breit und bedeckt eine Fläche von 0,1 km<sup>2</sup>. In der Wurzelzone ist eine leichte Depression ausgebildet, im mittleren Bereich und im Stirnbereich zeigt der Blockgletscher deutlich ausgebildete transversale Loben.

Luftbildvergleiche zeigen, dass sich die Stirn des Blockgletschers Wannenkar 1 im Zeitraum von 1971 bis 2003 um 15 m vorbewegt hat, was eine durchschnittliche Bewegungs-



Abb. 6: Der leicht aktive Blockgletscher im Wannenkarsee (Windachtal, westliche Stubai Alpen), der mit seiner Stirn im Wannenkarsee endet. (2013)

rate von 47 cm/Jahr ergibt. Beim Blockgletscher Wannenkarsee 2 liegen die durchschnittlichen Bewegungsraten im Stirnbereich bei 10 cm/Jahr.

Die Schuttlage an der Oberfläche des Blockgletschers Wannenkarsee 1 ist grobkörnig, es dominieren Korngrößen zwischen 10 und 50 cm. Der Anteil an Klassen mit Korngröße über 50 cm und unter 10 cm ist gering, auch Blöcke mit einem Durchmesser > 100 cm sind nicht selten. Am Blockgletscher Wannenkarsee 2 ist die Korngrößenverteilung ähnlich, es dominieren Korngrößen mit Durchmessern zwischen 10 und 40 cm. Im Stirnbereich liegen sehr viele große Blöcke, der Anteil an Blöcken

mit einem Durchmesser von > 100 cm liegt über 10 %. Die Siebkurven der Blockgletscher Wannenkarsee 1 und 2 zeigen einen ähnlichen Verlauf, alle Proben weisen eine schlechte bis sehr schlechte Sortierung auf (1,96–3,6 phi). In den Wintermonaten 2011/12 und 2012/13 wurden auf beiden Blockgletschern und neben den Blockgletschern BTS-Messungen durchgeführt. Auf den Blockgletschern wurden immer deutlich tiefere Temperaturen gemessen als neben den Blockgletschern. An zwei Stellen wurden auch neben den Blockgletschern tiefe Temperaturen aufgezeichnet, die auf das Vorhandensein von Permafrosteis im Schutt hinweisen. Im Winter 2011/12

wurden am Blockgletscher Wannekar 1 zwischen Dezember und Ende März Temperaturen von durchwegs unter  $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$  gemessen, am 7. Februar wurde mit  $-17,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  die tiefste Temperatur erreicht. Auch im folgenden Winter wurden auf den Blockgletschern Temperaturen gemessen, die eindeutig auf das Vorhandensein von Permafrosteis hinweisen (Details in Schmidt 2014).

Beim Wannekar 1 sind am Fuße der Stirn während der Schneeschmelze bis zu 14 Quellen zu beobachten, die jedoch meist nur eine geringe Schüttung aufweisen und alle in den Wannekarsee münden. Zum Herbst hin fallen einige dieser Quellen trocken. Bei Wannekar 2 müssen die Quellen direkt in den See münden. Im Spätsommer sind hier im Bereich der Senke mehrere kleine Quellen aktiv. Alle Quellen sind durch eine niedrige Quelltemperatur (meist unter  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) sowie durch eine relativ niedrige elektrische Leitfähigkeit während der Hauptschneeschmelze (Mai, Juni) charakterisiert, die jedoch zum Herbst hin stark ansteigt und Werte von über  $500\text{ }\mu\text{S/cm}$ , z.T. über  $1000\text{ }\mu\text{S/cm}$  erreicht. Der pH-Wert liegt im sauren Bereich ( $4,5\text{--}4,8$ ). Einige Quellen wurden chemisch analysiert und sind durch hohe Konzentrationen an Aluminium, Mangan, Nickel, Cobalt, auch an Calcium, Magnesium und Schwefelsäure gekennzeichnet (Nickel bis  $1,34\text{ mg/l}$ ). Am Abfluss des Wannekarsees wurde ein Pegel installiert, um das Abflussverhalten genauer zu untersuchen. Hohe Abflussmengen wurden im Juni und Juli gemessen ( $> 200\text{ l/s}$ ) mit ausgeprägten Tagesschwankungen. Ab Ende Juli geht der Abfluss dann

kontinuierlich zurück und erreicht im Oktober nur mehr Werte um  $15\text{--}20\text{ l/s}$ . Die Wassertemperatur des Sees erreicht im August mit knapp  $13\text{ }^{\circ}\text{C}$  ihren höchsten Wert.

Beide Blockgletscher im Wannekar sind aufgrund ihrer Morphologie, BTS-Temperaturen, Quelltemperaturen und Luftbildvergleiche als aktiv einzustufen. Die Blockgletscherquellen sind durch auffallend hohe elektrische Leitfähigkeiten gekennzeichnet, die vor allem zum Herbst hin stark ansteigen. Auffallend sind auch die hohen Konzentrationen an Nickel bei Quellen im Wannekar, aber auch bei einigen Blockgletscherquellen in den benachbarten Karen (Details in Schmidt 2014).

### Der aktive Blockgletscher in der Inneren Ölgrube

Dieser Blockgletscher liegt in einem kleinen Seitental auf der Ostseite des Kaunertales bzw. an der Westseite des Kaunergrates in den westlichen Öztaler Alpen (Abb. 7, 8). Gesteine im Einzugsgebiet sind Paragneise, Glimmerschiefer und Orthogneise des Öztal-Stubai-Kristallins. Der Blockgletscher setzt sich aus zwei aneinandergrenzenden Zungen zusammen, beide Zungen sind bis zu  $250\text{ m}$  breit und bis zu  $880\text{ m}$  lang und bedecken eine Fläche von  $0,15\text{ km}^2$ . Die bis zu  $70\text{ m}$  mächtige und imposante Stirn ist  $40\text{--}45^{\circ}$  steil und endet auf einer Seehöhe von ca.  $2.380\text{ m}$ . Auf der Oberfläche sind ausgeprägte transversale Loben entwickelt. Die Korngröße der oberflächlichen Schuttlage liegt meist zwischen  $20$



Abb. 7: Der aktive Blockgletscher in der Inneren Ölgrube (Kaunertal) (2007)

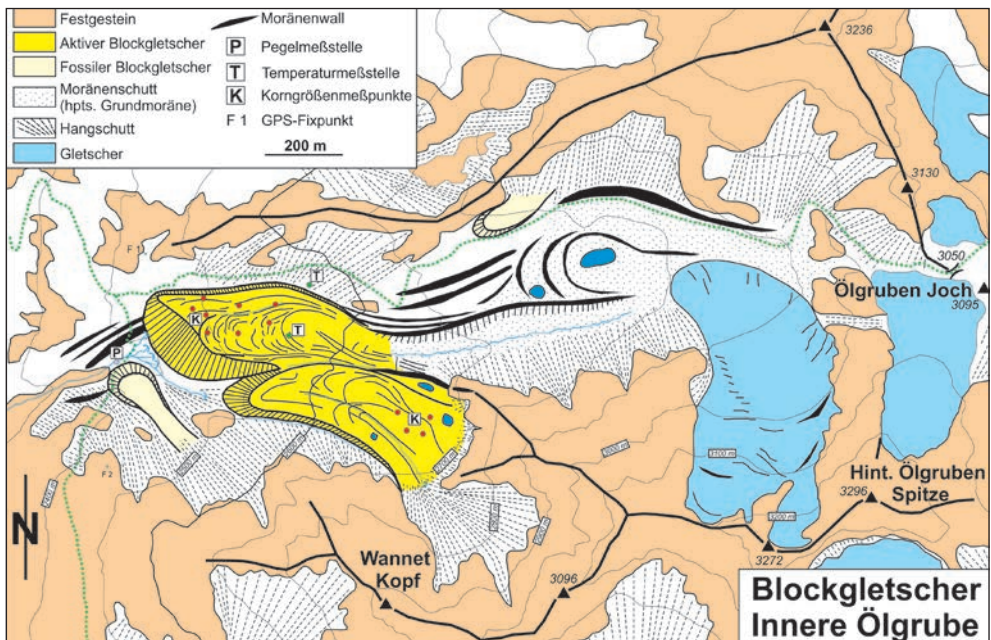


Abb. 8: Geologisch-geomorphologische Karte des aktiven Blockgletschers in der Inneren Ölgrube (Kaunertal)



und 40 cm, aber auch Blöcke mit Durchmessern von bis zu mehreren Metern sind nicht selten. Am Fuße der steilen Stirn entspringen mehrere Blockgletscherquellen. An diesem Blockgletscher hat Finsterwalder (1928) bereits 1923 und 1924 Bewegungsmessungen durchgeführt und jährliche Bewegungsraten von bis zu 0,5 m gemessen. Pillewizer (1957) hat diese Messungen fortgeführt und für den Zeitraum 1938 bis 1957 entlang eines Profils im unteren Bereich jährliche Bewegungsraten bis 0,5 m und im oberen Bereich bis 0,75 m festgestellt.

In den Jahren 1999 bis 2007 wurde dieser Blockgletscher schließlich im Detail kartiert und untersucht (Berger 2002; Krainer & Mostler 2002, 2006; Berger et al. 2004; Krainer et al. 2007; Hausmann et al. 2012). BTS-Daten und Quelltemperaturen ( $< 1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) sowie die inzwischen deutlich höheren jährlichen Bewegungsraten von bis zu 2,5 m im Stirnbereich weisen eindeutig auf das Vorhandensein von Eis hin. Das Abflussverhalten ist, ähnlich wie bei anderen aktiven Blockgletschern, durch ausgeprägte saisonale und tägliche Schwankungen charakterisiert. Die elektrische Leitfähigkeit der Blockgletscherquellen ist sehr niedrig, liegt während hoher Abflussraten im Mai und Juni meist zwischen 25 und 45  $\mu\text{S}/\text{cm}$  und steigt zum Herbst hin auf Werte von 110 bis 130  $\mu\text{S}/\text{cm}$  an.

Durch umfangreiche geophysikalische Untersuchungen (Georadar, Refraktionsseismik und Gravimetrie) konnten Mächtigkeit und interne Struktur des Blockgletschers sehr gut herausgearbeitet werden (Hausmann et al. 2012). Demnach ist die ungefrorene Schutt-

lage an der Oberfläche 4,6 bis 5,3 m dick, der darunter liegende Permafrostkörper 25 bis 31 m mächtig. Zwischen dem Permafrostkörper und dem Festgesteinsuntergrund befindet sich noch eine 10 bis 15 m mächtige, ungefrorene Schuttlage (ähnlich einer Grundmoräne). Der Eisanteil im Permafrostkörper liegt zwischen 43 und 61 % (Details in Hausmann et al. 2012). Nach Berger et al. (2004) haben sich die beiden Blockgletscherzungen aus einem schuttbedeckten Kargletscher der Kleinen Eiszeit, also seit ca. 1850, entwickelt.

### Der aktive Blockgletscher im Kaiserbergtal

Der aktive Blockgletscher liegt im hinteren Kaiserbergtal, einem nach Osten gerichteten Seitental des Kaurntales (Glockturmkamm). Der Blockgletscher ist lappenförmig ausgebildet, bis zu 550 m breit und 350 bis 400 m lang (Abb. 9, 10). Die Stirn ist sehr steil ( $41\text{--}45^{\circ}$ ) und endet auf einer Seehöhe von 2.585 m. Der Blockgletscher bedeckt eine Fläche von 0,15  $\text{km}^2$ . Auf der Oberfläche des Blockgletschers sind als Folge der Fließbewegungen charakteristische Rücken und Vertiefungen ausgebildet. Die Schuttlage setzt sich vor allem aus Orthogneis, untergeordnet aus Paragneis, Glimmerschiefer und Amphibolit zusammen. Auch dieser Blockgletscher wurde in den Jahren 1999 bis 2007 im Detail kartiert und untersucht, und zwar hinsichtlich Zusammensetzung (Korngrößenverteilung der Schuttlage), Temperaturen an der Basis der Schuttlage, Hydrologie und Fließbewe-

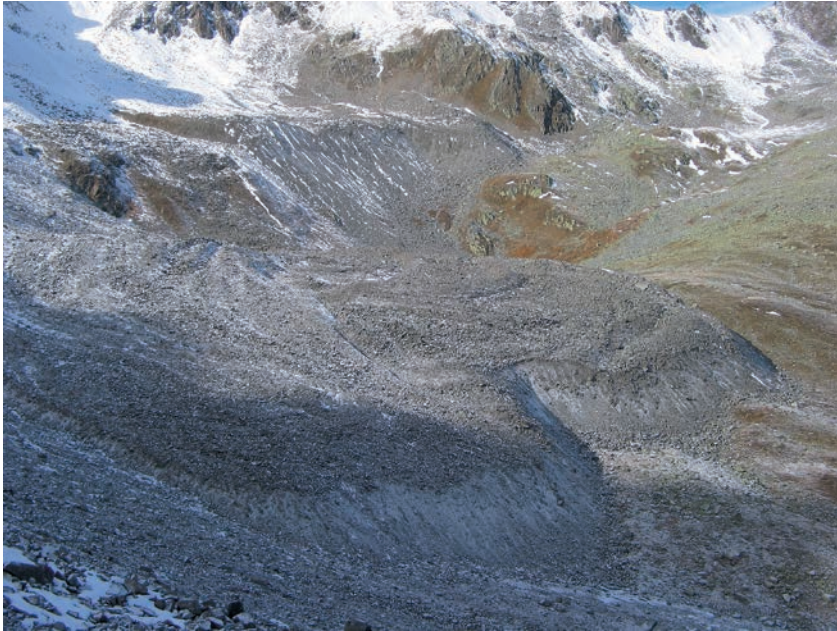


Abb. 9: Der aktive Blockgletscher im Kaiserbergtal (Glockturmkamm, Kaunertal) (2010)

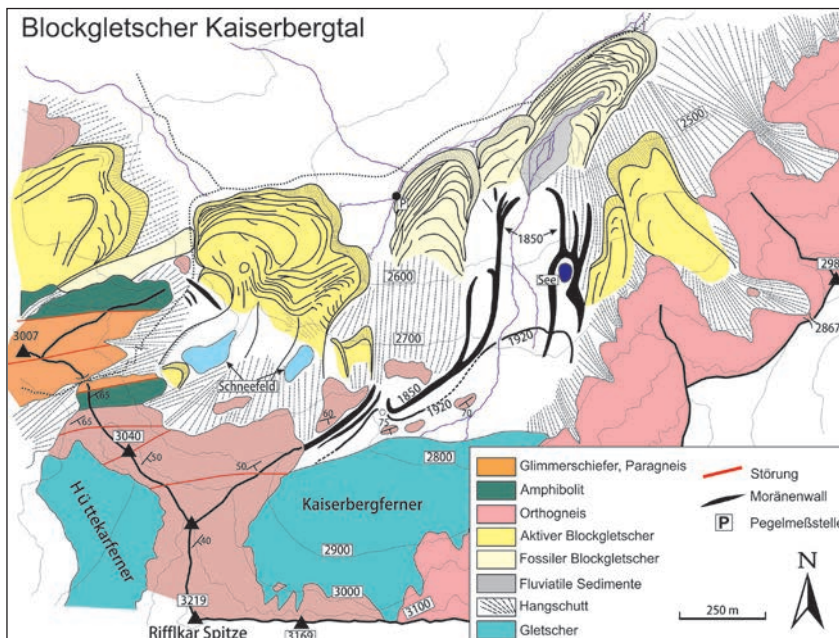


Abb. 10: Geologisch-geomorphologische Karte der Blockgletscher im hinteren Kaiserbergtal

gungen. Mächtigkeit, interne Strukturen und Eisgehalt wurden mit geophysikalischen Methoden (Georadar, Refraktionsseismik und Gravimetrie) erfasst.

Die Korngrößenverteilung ist ähnlich wie bei anderen Blockgletschern, die überwiegend aus Orthogneisen bestehen. Auch die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke und die Hydrologie (Abflussverhalten, Quelltemperaturen) sind ähnlich wie bei anderen aktiven Blockgletschern. Die elektrische Leitfähigkeit ist ähnlich wie beim Blockgletscher in der Ölgrube sehr gering. Im etwas steileren, östlichen Stirnbereich wurden im Zeitbereich 2002–2004 jährliche Bewegungsraten von bis zu 2 m gemessen. Die Schuttlage ist 5,4–8 m mächtig, für den darunterliegenden Permafrostkörper wurden Mächtigkeiten zwischen 19 und 21 m ermittelt. Ähnlich wie beim Blockgletscher in der Inneren Ölgrube befindet sich auch bei diesem Blockgletscher zwischen dem Permafrostkörper und dem Festgesteinsuntergrund eine ungefrorene Sedimentlage mit einer Mächtigkeit von 10 bis 15 m. Der Eisgehalt des Permafrostkörpers liegt im randlichen Bereich zwischen 15 und 27 %, im zentralen Bereich ist der Eisanteil jedoch wesentlich höher und beträgt bis zu 72 % (Details siehe Berger 2002; Krainer & Mostler 2002, 2006; Krainer et al. 2007; Hausmann et al. 2012).

## Literatur

---

- Berger, J. (2002) Aufbau und Dynamik aktiver Blockgletscher am Beispiel der Blockgletscher in der Inneren Ölgrube und dem Kaiserbergtal (Ötztaler Alpen/Tirol). Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Geologische Wissenschaften, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 129 S.
- Berger, J., Krainer, K. & Mostler, W. (2004) Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research* 62: 233-242.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., & Noetzli, J. (2012) A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere* 6: 125-140.
- Bollmann, E., Rieg, L., Spross, M., Sailer, R., Bucher, K., Maukisch, M., Monreal, M., Zischg, A., Mair, V., Lang, K., & Stötter, J. (2012) Blockgletscherkataster Südtirol – Erstellung und Analyse. *Innsbrucker Geographische Studien*, 39, Permafrost in Südtirol: 147-171.
- Figl, T. (2004) Die Quartärgeologie des hinteren Sulztales in den westlichen Stubai Alpen (Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Blockgletscher. Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Geologie und Paläontologie. Univ. Innsbruck, 127 S.
- Finstervalder, S. (1928) Begleitworte zur Karte des Gepatschferners. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 16: 20-41.

- Gärtner-Roer, I. (2010) Permafrost. In: Voigt, Th., Füssel, H.-M., Gärtner-Roer, I., Huggel, Ch., Marty, Ch., & Zemp, M. (eds), Impacts of climate change on snow, ice, and permafrost in Europe: Observed trends, future projections, and socioeconomic relevance, ETC/ACC Technical Paper 2010/13, 66-76, 2010.
- Haerberli, W. & Patzelt, G. (1982) Permafrost-kartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 18:127-150.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E. & Mostler, W. (2007) Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. *Permafrost and Periglacial Processes* 18: 351-367.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E. & Ullrich, C. (2012) Internal structure, ice content and dynamics of Ölgrube and Kaiserberg rock glaciers (Ötztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 12-31.
- Kaufmann, V. (2012) The evolution of rock glacier monitoring using terrestrial photogrammetry: the example of Äußeres Hochebenkar rock glacier (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 63-77.
- Kaufmann, V. & Ladstädter, R. (2002) Spatio-temporal analysis of the dynamic behaviour of the Hochebenkar rock glaciers (Oetztal Alps, Austria) by means of digital photogrammetric methods. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* 37: 119-140.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G.K. & Kleinfelchner, H. (2012) A new rock glacier inventory of the eastern European Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 78-93.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000a) Reichenkar rock glacier: a glacier derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria. *Permafrost and Periglacial Processes* 11: 267-275.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000b) Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge: Der Reichenkar Blockgletscher in den westlichen Stubai Alpen. *Geoforum Umhausen, Band 1*: 28-43.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2002) Hydrology of active rock glaciers: Examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 34: 142-149.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2004) Ein aktiver Blockgletscher im Sulzkar, westliche Stubai 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. *Zeit-*

- schrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 38: 21-34.
- Krainer, K., Mostler, W. & Spötl, C. (2007) Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian Journal of Earth Sciences* 100: 102-112.
- Krainer, K. & Ribis, M. (2012) A rock glacier inventory of the Tyrolean Alps (Austria), *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 32-47.
- Ladstädter, R. & Kaufmann, V. (2005) Studying the movement of the Outer Hohebenkar rock glacier: Aerial vs. ground-based photogrammetric methods. 2<sup>nd</sup> European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, *Terra Nostra* 2005(2): 97 (abstract).
- Lieb, G. K. (1986) Die Blockgletscher der östlichen Schobergruppe (Hohe Tauern, Kärnten). *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Universität Graz* 27: 123-132.
- Lieb, G. K. (1991) Die horizontale und vertikale Verteilung der Blockgletscher in den Hohen Tauern (Österreich). *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge* 35(3): 345-365.
- Lieb, G. K. (1996) Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz* 33: 9-125.
- Lieb, G. K., Kellerer-Pirklbauer, A. & Kleinfurchnner, H. (2010) Rock glacier inventory of Central and Eastern Austria elaborated within the PermaNET project. Department of Geography and Regional Science, University of Graz, Digital Media (Inventory Version Nr. 2: January 2012).
- Pillewizer, W. (1957) Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen. *Geomorphologische Abhandlungen des Geographischen Institutes der FU Berlin (Otto-Maull-Festschrift)* 5: 37-50.
- Schmidt, W. (2014) Geologisch-geomorphologische Kartierung eines ausgewählten Gebietes im Windachtal (Ötztal/Tirol). Unveröff. Masterarbeit, Institut für Geologie, Universität Innsbruck, 169 Seiten + Anhang.
- Schneider, R. & Schneider, H. (2001) Zur 60-jährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitsschwankungen am Blockgletscher im Äußeren Hohebenkar, Ötztaler Alpen, *Tirol. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 37: 1-33.
- Stocker, K. (2012) Blockgletscher in Vorarlberg und in der Verwallgruppe. *Museumverein Jahrbuch Vorarlberger Landesmuseum* 2012: 124-139.
- Vietoris, L. (1972) Über die Blockgletscher des Äußeren Hohebenkares. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 8: 169-188.

K. Krainer

## Verzeichnis des Autors

---

Karl Krainer  
Universität Innsbruck  
Institut für Geologie  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
Karl.Krainer@uibk.ac.at

## Kapitel 3 | Der aktive Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar

Karl Krainer

### *Zusammenfassung*

Der zungenförmige, aktive Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar ist einer der größten Blockgletscher Tirols und liegt in einem nach Nordwesten ausgerichteten Kar in den Öztaler Alpen. Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke sind deutlich tiefer als auf permafrostfreiem Untergrund neben dem Blockgletscher. Das Abflussregime des Blockgletschers ist charakterisiert durch starke saisonale und tägliche Schwankungen, die vor allem vom lokalen Wettergeschehen gesteuert werden, insbesondere von der winterlichen Schneemenge und den sommerlichen Niederschlagsereignissen. Die Wassertemperaturen der Blockgletscherquellen sind den ganzen Sommer hindurch niedrig, meist unter 1 °C. Die kurzfristigen Schwankungen in den Bewegungsraten zeigen eine deutliche Korrelation mit den Jahresmittelwerten der Lufttemperatur. Überdurchschnittliche Temperaturen hatten erhöhte Fließbewegungen zur Folge, während unterdurchschnittliche Temperaturen eine Abnahme in der Fließgeschwindigkeit verursachten. Die starke Abnahme in der Mächtigkeit des Blockgletschers im steilen Zungenbereich ist auf das verstärkte

Abschmelzen des massiven Eiskernes zurückzuführen. Morphologische Merkmale, hoher Eisgehalt und hohe Fließgeschwindigkeiten legen die Vermutung nahe, dass sich der Blockgletscher aus einem schuttbedeckten Kargletscher entwickelt hat.

In der vorliegenden Arbeit werden aktuelle Daten über den Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar (Geologie im Einzugsgebiet, Korngrößenverteilung der Schuttlage, thermische Eigenschaften der Schuttlage, Hydrologie, Georadar-Messungen) vorgestellt sowie Alter, Entstehung und Dynamik des Blockgletschers diskutiert.

### *Abstract*

Rock glacier Hochebenkar, one of the largest rock glaciers in the Tyrolean Alps, is a tongue-shaped active rock glacier located in a small northwest facing cirque in the Ötztal Alps (Austria). During winter, the temperature at the base of the snow cover is significantly lower on the rock glacier than on permafrost-free ground adjacent to the rock glacier. Discharge of the rock glacier is characterised

by strong seasonal and diurnal variations and is strongly controlled by the local weather conditions, particularly by the amount of snow and rainfall events. Water temperature of the rock glacier springs remains constantly low, mostly below 1 °C during the entire melt season. During the last decades, changes in the velocity of the rock glacier showed a close correlation with changes in the mean annual air temperature of nearby weather stations. Above-average temperatures resulted in increased flow rates whereas below-average temperatures caused a decrease in the flow rate.

The strong decrease in thickness in the lowermost, steep part of the rock glacier was caused by increased melting of ice and indicates the presence of a massive ice core. Morphology, high ice-content and high surface flow velocities indicate that the rock glacier contains a massive ice core and probably developed from a debris-covered cirque glacier.

This chapter presents new results on the rock glacier at Äußeres Hochebenkar (geology of the catchment area, grain-size distribution of the debris layer, thermal characteristics of the debris layer, hydrology, georadar measurements). Age, formation and dynamics of this rock glacier are discussed.

## 1. Einleitung

---

In den letzten zwei Jahrzehnten hat das Interesse an der Erforschung des Permafrostes in den Alpen stark zugenommen und auch in

den österreichischen Alpen wurden zahlreiche Untersuchungen, insbesondere an Blockgletschern, durchgeführt (Zusammenfassung in Krainer et al. 2012). Untersuchungen des alpinen Permafrostes sind vor allem im Zusammenhang mit der gegenwärtigen Klimaerwärmung und den damit verbundenen Auswirkungen auf die Kryosphäre von großem Interesse. In den Alpen zählen Blockgletscher zu den auffallendsten und häufigsten Formen des alpinen Permafrostes und sind auch in den Ötztaler Alpen weit verbreitet (siehe Kapitel 2 in diesem Buch).

In den österreichischen Alpen wurden erstmals von Pillewizer (1938) am Hochebenkar-Blockgletscher Bewegungsmessungen durchgeführt. Seither, also seit mehr als 75 Jahren, werden im Hochebenkar regelmäßig die Bewegungsraten des Blockgletschers gemessen (Pillewizer 1957; Vietoris 1958, 1972; Haeberli & Patzelt 1982; Kaufmann 1996, 2012; Schneider & Schneider 2001; Kaufmann & Ladstädter 2002, 2003; Ladstädter & Kaufmann 2005). Haeberli & Patzelt (1982) haben Temperaturmessungen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS), Wassertemperaturmessungen an Quellen und refraktionsseismische Untersuchungen durchgeführt.

## 2. Untersuchungsgebiet

---

Der Blockgletscher liegt im Äußeren Hochebenkar, einem nach NW ausgerichteten Kar in den Ötztaler Alpen (Abb. 1), ca.





Abb. 1: Blick auf den aktiven Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar (Blick Richtung Süden). Ganz rechts im Bild das Langtal mit dem Langtalferner, links im Bild das Rotmoostal und ganz links das Gaisbergtal mit dem Gaisbergferner (Foto: Jakob Abermann)



Abb. 2: Die Wurzelzone des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar mit einer Depression, in der sich der Lawinenschnee sammelt. Rechts der ältere, wenig aktive Lappen. Blick Richtung Norden

4,3 km SSW von Obergurgl im hinteren Ötztal (Tirol, Österreich) (Koordinaten: 11°00,380' O, 46°50,108' N, WGS84). Es handelt sich um einen aktiven, zungenförmigen Blockgletscher (Abb. 1), der sich von 2.840 m (Wurzelzone, Abb. 2) bis auf 2.360 m Seehöhe (Stirn) erstreckt. Er ist 1.550 m lang, bis zu 160 m breit im Bereich der Stirn, 335 m im mittleren Bereich und bis zu 470 m im oberen Bereich und bedeckt eine Fläche von 0,4 km<sup>2</sup>; die Fläche des Einzugsgebietes beträgt 1 km<sup>2</sup>. Im Osten wird der Blockgletscher vom Massiv

des Hangerers (3.021 m) und im Süden, getrennt durch die Hochebenscharte (2.895 m), vom Hochebenkamm mit der höchsten Erhebung auf 3.149 m begrenzt. Der Blockgletscher wird ausschließlich vom Hochebenkamm mit Verwitterungsschutt versorgt (Abb. 3).

Die Festgesteine im Einzugsgebiet des Blockgletschers bestehen aus Paragneis und Glimmerschiefer des Ötztal-Stubai-Kristallins (Hoinkes & Thöni 1993, Konzett et al. 2003, Tropper & Recheis 2003, Thöny et al. 2008, Tropper et al. 2012).

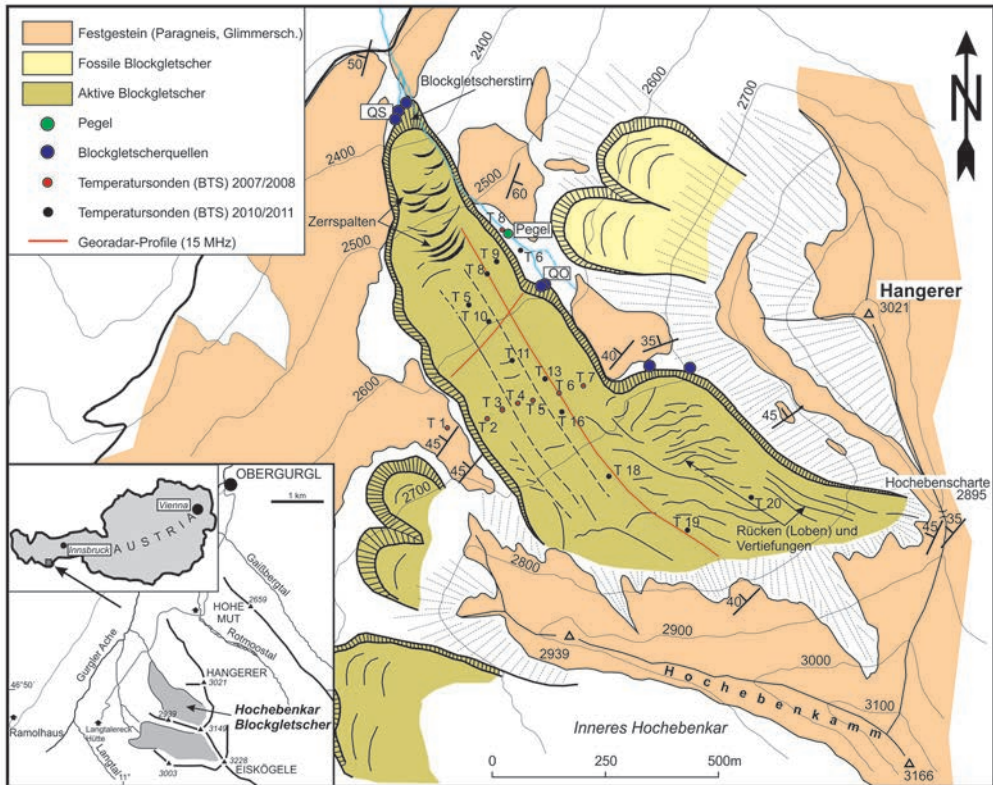


Abb. 3: Geologisch-geomorphologische Karte des Äußeren Hochebenkares mit dem großen aktiven Blockgletscher. QS: Quellen an der Stirn des Blockgletschers, QO: Quellen am Ostrand; eingezeichnet sind die Georadarprofile der 15 MHz Messung. T 1–20 = Temperatur-Messstellen

Die Gesteine bestehen hauptsächlich aus Quarz und Biotit, untergeordnet aus Muskovit, Chlorit und Feldspat in wechselnden Anteilen. Granat tritt in Form kleiner Phänokristalle auf. Akzessorische Bestandteile sind Apatit, Turmalin und opake Minerale.

Feinkörnige Gesteine (Glimmerschiefer) zeigen eine ausgeprägte Schieferung, während in grobkörnigen Gesteinen (Paragneis) die Schieferung weniger deutlich ausgeprägt ist.

Die Schieferung fällt nach WNW–NW (285–325°), lokal auch nach N und OSO ein, und zwar meist mit 40–45° (35–60°). Lokal sind klein- und großdimensionale Falten erkennbar. Am Hochebenkamm werden die Gesteine von zahlreichen steilen Störungen durchzogen. Entlang dieser Störungen sind die Gesteine stark aufgelockert und durch Frostverwitterung extrem zerlegt. Daher bilden diese Störungen rinnenförmige Einschnitte, entlang derer vor allem mit Beginn der Schneeschmelze sehr viel Verwitterungsschutt anfällt und sich auf den steilen Lawinenkegeln am Fuße der steilen Rinnen als dünne Schuttlage ansammeln kann.

### 3. Untersuchungsmethoden

#### Kartierung

Eine Detailkartierung der Festgesteine und Lockersedimente sowie der geomorphologischen Erscheinungsformen des gesamten Einzugsgebietes des Blockgletschers unter Einbe-

ziehung von Orthophotos und Laserscanaufnahmen (tiris) bildete die Grundlage für alle weiteren Untersuchungen (Abb. 3).

#### Eigenschaften der Schuttlage

Die Eigenschaften der Schuttlage, insbesondere die Korngröße, Korngrößenverteilung und Mächtigkeit sind wesentlich für die Hydrologie und das thermische Regime aktiver Blockgletscher.

Die Korngröße der oberflächlichen Schuttlage wurde an mehreren Stellen untersucht. Dabei wurde an jeder Stelle auf einer Fläche von 5 × 5 bis 10 × 10 m der längste Durchmesser von 200 Komponenten gemessen und in Korngrößenklassen unterteilt.

Die Korngrößen und Korngrößenverteilung des feinkörnigeren Materials wurden an Proben, die an der Stirn entnommen wurden, durch Siebanalyse im Labor (händische Nasssiebung) ermittelt.

#### Thermisches Verhalten der Schuttlage

In den Wintermonaten 2007/2008 und 2008/2009 sowie 2010/2011 wurden Temperaturmessungen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS-Messungen) durchgeführt. Dazu wurden Temperaturlogger verwendet. Das Messintervall betrug 2 Stunden, die Messgenauigkeit lag bei ± 0,2 °C.

Bis zu 10 Temperaturlogger wurden an der Oberfläche des Blockgletschers in ca. 2.600 bis 2.750 m Seehöhe installiert, zwei Sonden

neben dem Blockgletscher auf permafrost-freiem Untergrund. Die Messstellen sind in Abb. 3 festgehalten.

## Hydrologie

Das Abflussverhalten aktiver Blockgletscher ist durch starke saisonale und tägliche Schwankungen charakterisiert. Am Hochebenkar-Blockgletscher entspringt der Großteil des Schmelzwassers an Quellen im Stirnbereich. Ein kleiner Teil des Schmelzwassers (ca. 30 %) entspringt an zwei Quellen an der Ostseite des Blockgletschers auf ca. 2.575 m Seehöhe.

Ungefähr 95 m unterhalb dieser seitlichen Quellen wurde auf einer Seehöhe von 2.555 m im Mai 2007 eine Pegelstation eingerichtet, an der stündlich Pegelhöhe (Wasserstand) und Wassertemperatur aufgezeichnet werden.

Die Abflussmengen bei bestimmten Pegelhöhen wurden mit der Salzverdünnungsmethode ermittelt. Aus Abflussmessungen bei verschiedenen Pegelständen kann schließlich eine Eichkurve zur Umrechnung der Pegelhöhen in Abflussmengen konstruiert werden.

Die elektrische Leitfähigkeit wurde mit einem Leitfähigkeitsmessgerät gemessen.

Im September 2008 wurde vom Amt für Hydrographie der Tiroler Landesregierung eine automatische Pegelstation unterhalb der Stirn des Blockgletschers eingerichtet, um den Gesamtabfluss des Blockgletschers und seines Einzugsgebietes zu ermitteln.

## Georadar

Georadar (GPR, Ground Penetrating Radar) zählt zu den geophysikalischen Standardmethoden zur Ermittlung von Eisdicken.

Georadar-Messungen am Hochebenkar-Blockgletscher wurden zunächst mit einem niedrigfrequenten (6,5 MHz) Monopuls-Transmitter durchgeführt (Span, Kuhn & Schneider, unpubl.), später mit dem GSSI SIR System 2000, ausgestattet mit einer multiplen Niedrigfrequenz-Antenne.

Die Profile wurden mit einer 15 MHz Antenne mit konstantem Antennenabstand gemessen (common-offset profiling). Daten wurden unter „single-fold, fixed-offset reflection profiling“ gespeichert. Der Abstand zwischen Sender und Empfänger betrug 4 m, der Messabstand betrug 1 m beim Querprofil und 2 m beim Längsprofil. Die Antennen waren im rechten Winkel zur Profillinie ausgerichtet. Die besten Ergebnisse wurden im Spätwinter erzielt, als der Blockgletscher von einer dicken Schneedecke bedeckt war.

## 4. Ergebnisse

---

### Morphologie des Blockgletschers

Der Blockgletscher ist scharf begrenzt und hebt sich morphologisch deutlich von seiner Umgebung ab (Abb. 1, 3). Der Blockgletscher besteht aus einem älteren Lappen (auf der orographisch rechten Seite im oberen Teil)

und einen jüngeren Lappen, der den älteren Lappen überfahren hat und die aktive Zunge unterhalb der Karschwelle bildet (Victoris 1972).

Die Schuttlage besteht aus einer grobblockigen Lage an der Oberfläche mit unterschiedlichen Korngrößen. Die Oberfläche des Blockgletschers weist eine ausgeprägte Morphologie aus transversalen und longitudinalen Rücken und Vertiefungen auf. Im westlichen Teil der Wurzelzone ist eine Depression ausgebildet.

Die Stirn des Blockgletschers ist steil und völlig frei von Vegetation (Abb. 4). Die Flanken sind ebenfalls steil, teilweise aktiv und vegetationsfrei, teilweise inaktiv und mit etwas Vegetation bewachsen. Auch an der Oberfläche des Blockgletschers ist lokal, vor allem auf feinkörnigen Flächen im Bereich der Wurzel-

zone, eine leichte Vegetationsbedeckung vorhanden (siehe Kapitel 8 in diesem Buch).

### Schuttlage

Die oberflächliche Schuttlage besteht aus zwei Horizonten: einer sehr grobkörnigen Lage an der Oberfläche, unterlagert von einer feinkörnigen Lage mit einem relativ hohen Anteil an Feinmaterial. Die oberflächliche, grobkörnige Lage weist durchschnittliche Korngrößen von 35 cm (feinblockig), 41,5 cm und 57 cm (grobblockig) auf (Abb. 5). Die maximalen Korngrößen liegen in feinblockigen Bereichen bei 140 cm und in grobblockigen Bereichen bei über 2 m. Auf feinblockigen Flächen überwiegen Korngrößen von 11 bis



Abb. 4: Blick von der Gurgler Alm auf die steile Zunge des aktiven Blockgletschers im Äußeren Hohebenkar

20 cm, auch Korngrößen von 1 bis 10 und 21 bis 30 cm sind häufig vertreten.

Auf grobblockigen Flächen überwiegen dagegen Korngrößen von 21 bis 30 cm, auch Korngrößen von 31 bis 40 cm sind vorhanden (Abb. 5).

Unter der grobkörnigen Lage befindet sich eine Lage mit hohem Feinanteil (siltig-sandig). Diese Lage ist nur im Stirnbereich und an den Flanken erkennbar. Sie weist eine sehr schlechte Sortierung auf mit Phi-Werten von 2,96 und 3,23 (inclusive graphic standard deviation nach Folk & Ward 1957), ähnlich wie bei Grundmoränen (Abb. 6).

### Temperaturverhalten der Schuttlage

Haeberli & Patzelt (1982) haben im Februar 1975, 1976 und 1977 im Äußeren Hochebenkar eine Permafrost-Kartierung durchgeführt, indem sie an jeweils 2 Tagen die Temperatur an der Basis der Schneedecke gemessen sowie refraktionsseismische Messungen durchgeführt und die Temperatur der Blockgletscherquellen gemessen haben. Die Mittelwerte der Temperaturen an der Basis der Schneedecke lagen zwischen  $-4,8$  und  $-7$  °C, die refraktionsseismischen Daten wiesen auf einen Eisgehalt von über 50 % hin („supersaturated“). Permafrost ist nicht nur im Blockgletscher, sondern auch außerhalb des Blockgletschers verbreitet (Haeberli & Patzelt 1982).

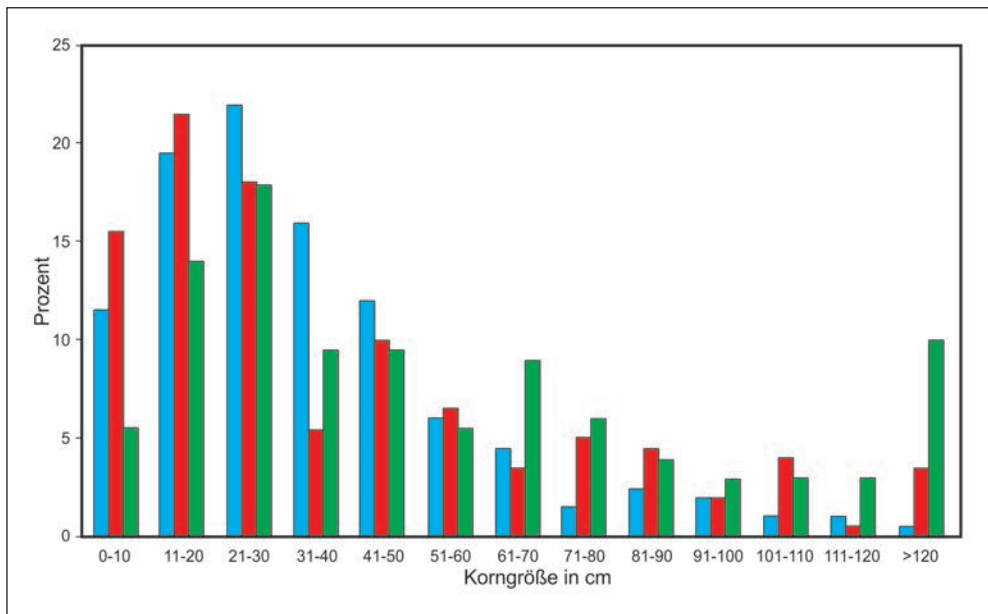


Abb. 5: Korngrößenverteilung (in %) der oberflächlichen Schuttlage auf drei verschiedenen Flächen im mittleren Bereich des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar. Blau: Fläche mit feinblockiger, oberflächlicher Schuttlage; rot bzw. grün: Flächen mit mittel- bis grobblockigen Schuttlagen

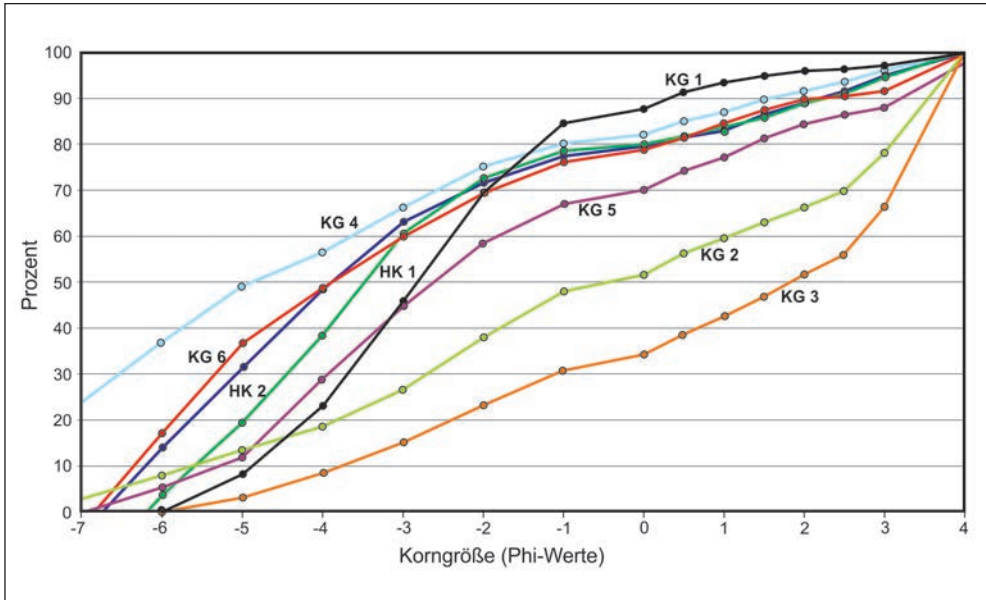


Abb. 6: Summenkurven von feinkörnigen Proben, entnommen im Stirnbereich des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar (HK 1: dunkelgrün; HK 2: blau) und als Vergleich dazu Proben entnommen im Stirnbereich eines Blockgletschers im Kaunertal (Proben KG 1–6). Die Korngröße ist in Phi-Werten angegeben.

Im Winter 2007/2008 wurden an der Basis der Schneedecke folgende Temperaturen aufgezeichnet (Abb. 7): auf permafrostfreiem Untergrund neben der Pegelstation verblieb die Temperatur von November bis Mai konstant zwischen 0 und  $-1\text{ °C}$  (T 8, Position der Temperatursonden siehe Abb. 3). Dagegen wurden auf der Westseite des Blockgletschers (T 1) zwischen November und April starke Temperaturschwankungen von  $-2$  bis  $-10\text{ °C}$  gemessen. In diesem Zeitraum wurden auch tägliche Temperaturschwankungen aufgezeichnet, die darauf hinweisen, dass dieser Temperaturlogger aufgrund von Windverfrachtung nur von einer geringen oder lückenhaften Schneedecke bedeckt war. Am westlichen und östlichen Rand des Blockgletschers

(T 2 und T 7) wurden deutlich höhere Temperaturen gemessen als im Bereich dazwischen (T 3–T 6). Der Temperaturunterschied betrug ungefähr  $2\text{ °C}$  (Abb. 7). Von Dezember bis April bewegte sich die Temperatur bei T 2 zwischen  $-3$  und  $-4\text{ °C}$  und bei T 7 zwischen  $-2$  und  $-4\text{ °C}$ . An den Stellen T 3 bis T 6 waren die Temperaturen deutlich niedriger ( $-5$  bis  $-9,3\text{ °C}$ ), die Schwankungen waren gering. Ein Tagesgang im Temperaturverlauf wurde nicht beobachtet.

Die tiefsten Temperaturen wurden Anfang Jänner gemessen: Bei T 1 wurde das Minimum am 2. Jänner mit  $-9,9\text{ °C}$  erreicht. Am Blockgletscher wurde dieses Minimum mit einer Verzögerung von 2 bis 5 Tagen erreicht. An den Stellen T 1, T 7 und T 8 setzte die

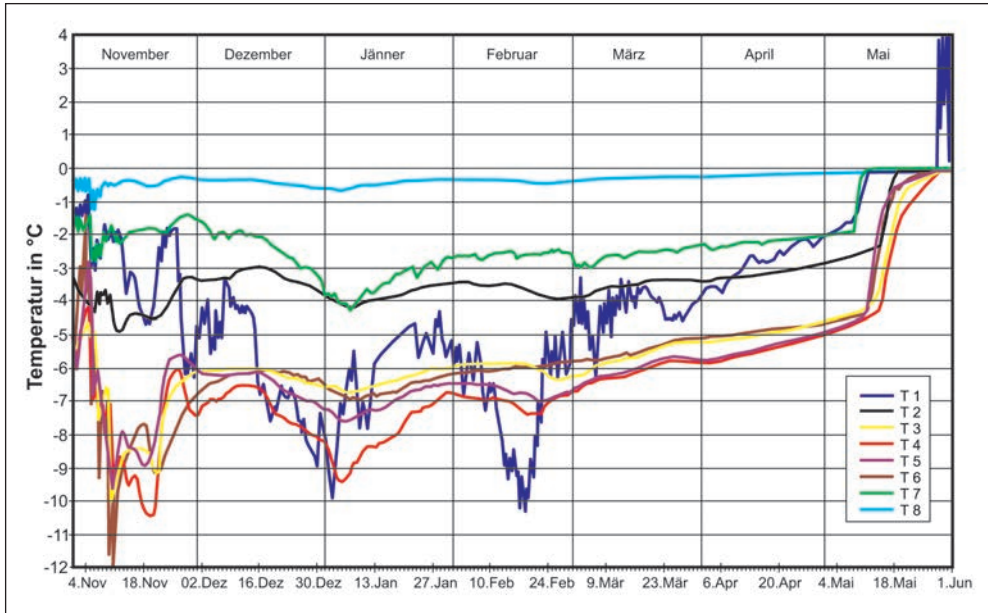


Abb. 7: Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) im Zeitraum November 2007 bis inkl. Mai 2008 (T 1 bis T 8). Die Lage der Messstellen ist in Abb. 3 ersichtlich.

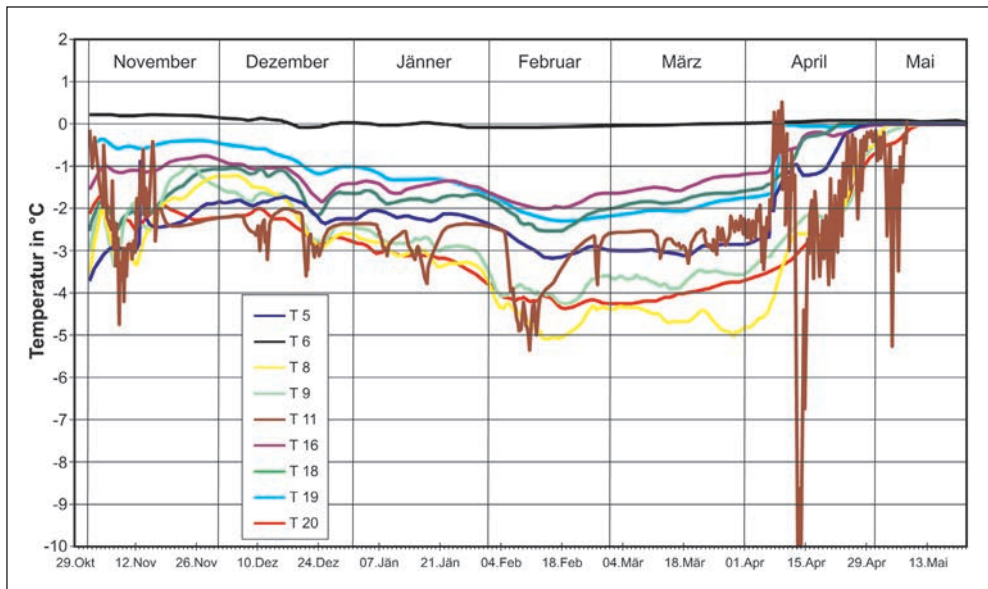


Abb. 8: Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) im Zeitraum November 2010 bis inkl. Mai 2011. Die Lage der Messstellen ist in Abb. 3 ersichtlich.



Schneeschnmelze am 8. Mai ein, an den Stellen T 2 bis T 6 erst am 14. Mai. Innerhalb weniger Tage stieg die Temperatur an den Stellen T 1, T 2 und T 7 von -2 auf 0 °C und an den Stellen T 3 bis T 6 von -4,5 auf 0 °C (Abb. 7). Im Winter 2010/2011 wurden folgende Temperaturen an der Basis der Schneedecke gemessen: südlich der Pegelstation auf der Ostseite des Blockgletschers auf einer Seehöhe von ca. 2.565 m (T 6, Abb. 8) lag die Temperatur immer knapp unter 0 °C. T 16, 18 und 19 waren im oberen Abschnitt des Blockgletschers installiert (Abb. 3) und zeigten für den Zeitraum Jänner bis Anfang April BTS-Werte zwischen -1 °C und -2,5 °C mit nur sehr geringen Schwankungen und fehlenden Tageszyklen (Abb. 8).

Die Temperatursonden T 5, 8, 9, 11 und 20 wiesen im selben Zeitabschnitt deutlich tiefere Temperaturen von -2 °C bis -5 °C auf. T 11 zeigte außerdem ausgeprägte Schwankungen im Temperaturverlauf, offensichtlich war die Schneedecke an dieser Stelle zu gering. Die Schneeschnmelze setzte im Frühjahr 2011 bereits um den 10. April ein (Abb. 8).

## Hydrologie

Ein Großteil der Schmelzwässer des Blockgletschers und seines Einzugsgebietes entspringt am Fuße der steilen Stirn in Form mehrerer Blockgletscherquellen (QS in Abb. 3). Ein geringer Teil (ca. 30 %) des Gesamtabflusses tritt an zwei Blockgletscherquellen am Ostrand des Blockgletschers auf ca. 2.575 m Seehöhe zutage, die in einem Ab-

stand von ca. 10 m austreten (QO in Abb. 3). Die westliche dieser beiden Quellen schüttet deutlich mehr Wasser. Weitere unbedeutende Quellen finden sich ebenfalls am Ostrand des Blockgletschers auf ca. 2.680 und 2.700 m Seehöhe. Die Wässer, die den Blockgletscher am Ostrand verlassen, fließen als Bach am Rand des Blockgletschers entlang, verschwinden dann im Schutt des Blockgletschers und treten am Fuße der Stirn wieder zutage, wo sie sich mit den Wässern, die an der steilen Stirn entspringen, vereinigen und in Form eines Baches den Blockgletscher verlassen.

An der Oberfläche des Blockgletschers hört man im Sommer an mehreren Stellen Wasser kanalisiert im Schutt (Eisoberfläche) fließen. Auch im Hochsommer liegt die Wassertemperatur der Blockgletscherquellen am Fuße der steilen Stirn (QS) und am Ostrand bei 2.575 m Seehöhe (QO) ständig unter 1 °C, häufig sogar unter 0,5 °C (Abb. 9). Sogar nach starken Gewitterniederschlägen mit ziemlich „warmem“ Regen, die zu kurzfristigen Abflussspitzen führen, ändert sich die Wassertemperatur an den Quellen nicht. Im Herbst nimmt die Wassertemperatur allmählich ab, bis schließlich Ende November / Anfang Dezember die Quellen völlig zufrieren und versiegen.

Die Blockgletscherquellen am Fuße der steilen Stirn weisen allerdings eine deutlich geringere elektrische Leitfähigkeit auf als die zwei Quellen am Ostrand. Die Leitfähigkeit beträgt nur 20 bis 30  $\mu\text{S}/\text{cm}$  während der Hauptschneeschnmelze im Mai und Juni, steigt auf Werte um 40  $\mu\text{S}/\text{cm}$  im August und 60  $\mu\text{S}/\text{cm}$  im Oktober an.

Die Hauptquelle am Ostrand des Blockgletschers auf 2.575 m Seehöhe zeigt dagegen bereits während der Hauptschneesmelze im Mai und Juni hohe Werte von 100 bis 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$  mit einem ausgeprägten Tagesgang, wobei während der geringsten Schüttungsmenge die höchsten Werte und während der höchsten Schüttungsmengen in den späten Abendstunden die geringsten Werte gemessen wurden. Die Unterschiede zwischen Minimum und Maximum betragen 50 bis 100  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Im August steigt die elektrische Leitfähigkeit auf bis zu 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$  an, im September und Oktober wurden Werte von über 700, zeitweise sogar über 900  $\mu\text{S}/\text{cm}$  gemessen (Abb. 9). Während Abflussspitzen gehen die Werte der elektrischen Leitfähigkeit immer stark zurück (siehe auch Nickus et al. 2014).

Generell ist der Abfluss von aktiven Blockgletschern durch starke saisonale und tägliche Schwankungen charakterisiert, wobei das Wasser vor allem von der Schneesmelze und von sommerlichen Niederschlägen (Regen, auch Schneefall) stammt. Unmittelbar nach dem Einsetzen der Schneesmelze Ende April, meist im Mai, setzt der Abfluss ein und führt bei warmem Schönwetter mit starker Schneesmelze zu täglichen Abflussspitzen und einem ausgeprägten Tagesgang. Schlechtwetterperioden mit Kaltlufteinbrüchen führen dagegen zu einem starken Rückgang im Abfluss. Kurzfristige Abflussspitzen mit über 100 l/s werden durch sommerliche Starkniederschläge ausgelöst.

Die Abflussmengen der beiden Quellen am Ostrand werden vom Pegel erfasst, der auf ca. 2.555 m Seehöhe installiert wurde. Während

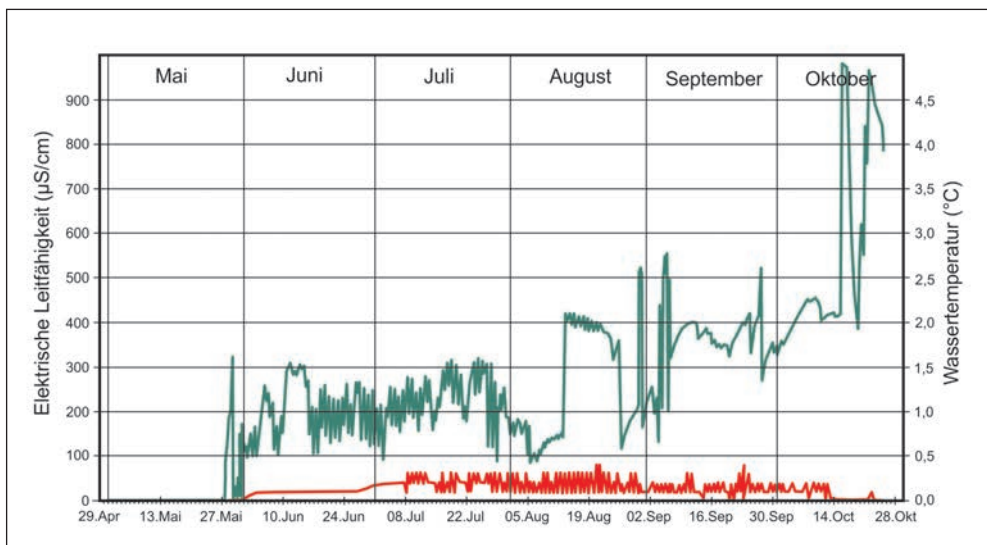


Abb. 9: Wassertemperatur (rote Linie) und elektrische Leitfähigkeit (türkise Linie) der Blockgletscherquelle am Ostrand des Blockgletschers auf 2.575 m Seehöhe für den Zeitraum Mai bis inkl. Oktober 2008 (Lage der Quelle QO: siehe Abb. 3)

der Schneeschmelze im Mai und vor allem im Juni werden die höchsten Abflüsse gemessen mit Abflussmengen bis zu über 100 l/s, selten über 200 l/s. Nach dem Ende der Schneeschmelze im Juli/August geht der Abfluss deutlich zurück auf Werte von meist unter 10 l/s, unterbrochen von einzelnen durch Niederschlagsereignisse ausgelöste Peaks (Abb. 10). Während der Hauptschneeschmelze sind vor allem an warmen Schönwettertagen ausgeprägte Tageszyklen im Abfluss zu beobachten, wobei die Abflussminima vormittags und die Abflussspitzen abends beobachtet wurden. Im Jahr 2008 setzte der Abfluss am 28. April ein (Abb. 11). Die extremen Peaks, die zwischen 8. und 11. Mai aufgezeichnet wurden, sind vermutlich auf den Rückstau des Schmelzwassers im Pegelrohr zurückzuführen, da zu diesem Zeitpunkt der Bach noch völ-

lig unter einer dicken Schneedecke verborgen war.

Der markante Rückgang des Abflusses um den 18. Mai wurde durch einen Kaltlufteinbruch verursacht. Der starke Anstieg Ende Mai, der in einer extremen Abflussspitze am 28. Mai gipfelte, wurde durch extrem warmes Wetter (Föhn mit Saharastaub) ausgelöst. Zu dieser Zeit waren sowohl der Blockgletscher als auch der Schmelzwasserbach immer noch mit einer durchschnittlich 1 m dicken Schneedecke bedeckt. Die konstant niedrige Wassertemperatur von 0,6 bis 1 °C zeigt, dass der Bach bis 18. Juni mit Schnee bedeckt war. Danach stieg die Wassertemperatur und zeigte einen deutlich ausgeprägten Tagesgang (1–4 °C). Das Abflussminimum am 18. Juni, ausgelöst durch einen Kaltlufteinbruch, wurde abgelöst von einer Periode mit hohen Abflussmengen

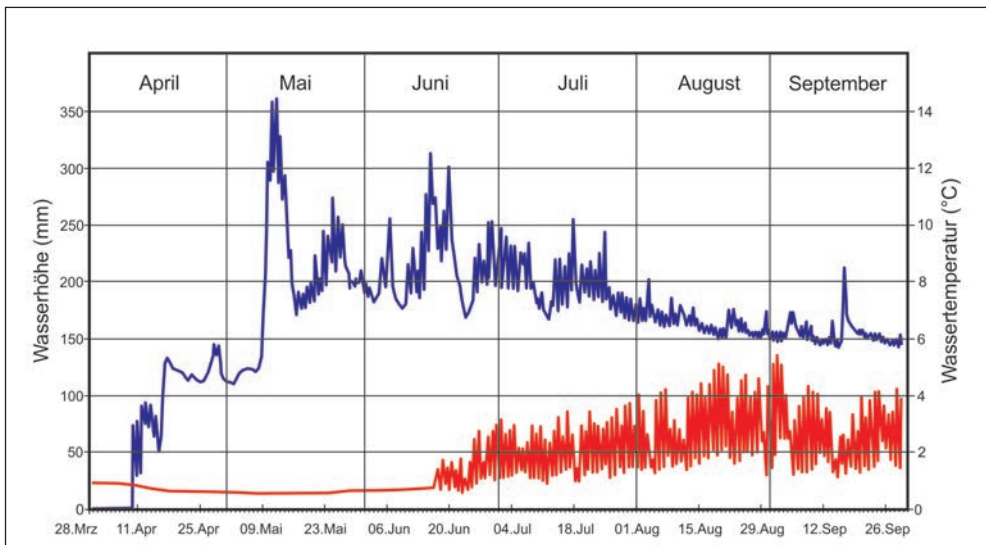


Abb. 10: Abfluss (Pegelhöhe bzw. Wasserhöhe; blaue Linie) und Wassertemperatur (rote Linie) an der Pegelmessstelle auf der Ostseite des Blockgletschers für den Zeitraum April bis inkl. September 2009. Die Lage des Pegels ist in Abb. 3 ersichtlich.

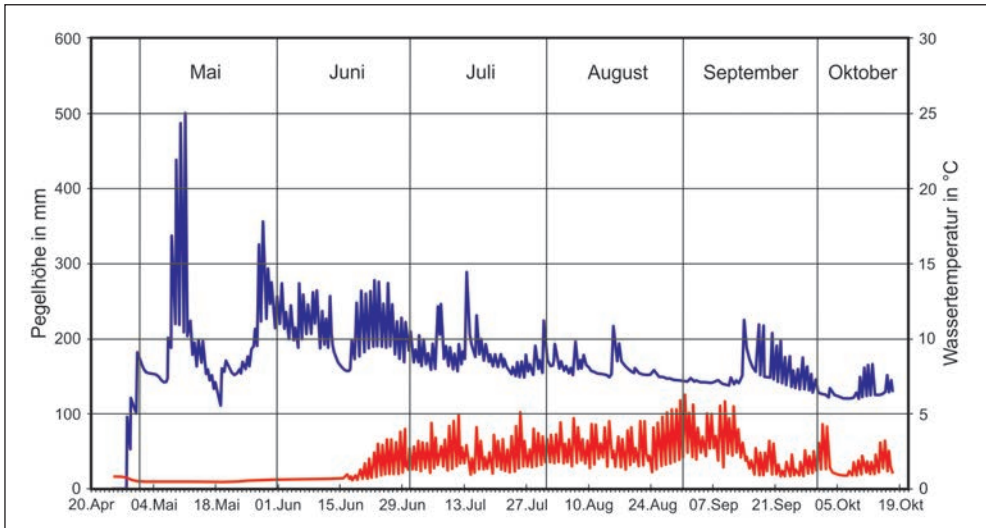


Abb. 11: Abfluss (Pegelhöhe bzw. Wasserhöhe; blaue Linie) und Wassertemperatur (rote Linie) an der Pegelmessstelle auf der Ostseite des Blockgletschers für den Zeitraum Mai bis inkl. Oktober 2008. Die Lage des Pegels ist in Abb. 3 ersichtlich.



Abb. 12: Pegelmessstelle des hydrographischen Dienstes zur Messung des Gesamtabflusses des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar

(50–80 l/s) und ausgeprägten Tagesschwankungen, die bis Ende Juni andauerte. Das Abflussminimum wurde jeweils in den Morgenstunden erreicht, die Abflussspitzen gegen 19:00 Uhr am Abend.

Von Ende Mai bis Ende Juni betrug der Abfluss meist 40–70 l/s, im Juli meist 20–50 l/s, von Anfang August bis Mitte September meist 10–30 l/s. In der zweiten Septemberhälfte stieg der Abfluss leicht an und ging dann im Oktober auf 5–50 l/s zurück.

Extreme Abflussspitzen von über 100 l/s, ausgelöst durch starke Niederschläge, wurden nur im Juli beobachtet.

Der Gesamtabfluss des Blockgletschers und seines Einzugsgebietes wird an der Pegelstation des hydrographischen Dienstes

aufgezeichnet (Abb. 12). Auch hier werden die höchsten Abflüsse während der Hauptschneesmelze im Mai/Juni während warmer Schönwettertage oder unmittelbar nach starken Regenfällen gemessen mit Abflussspitzen von bis zu über 400 l/s, selten über 700 l/s (am 2. Juli 2012). Auch hier sind ausgeprägte Tageszyklen mit Schwankungen von z.T. über 200 l/s zu beobachten. Im Juli ist generell auch beim Hauptpegel ein Rückgang im Abfluss auf Werte von meist unter 50 l/s zu beobachten, nur von einzelnen, durch Niederschlagsereignisse ausgelösten Peaks unterbrochen (Abb. 13).

Die elektrische Leitfähigkeit des Wassers liegt beim Hauptpegel während der Hauptschneesmelze meist unter 150  $\mu\text{S}/\text{cm}$  und steigt

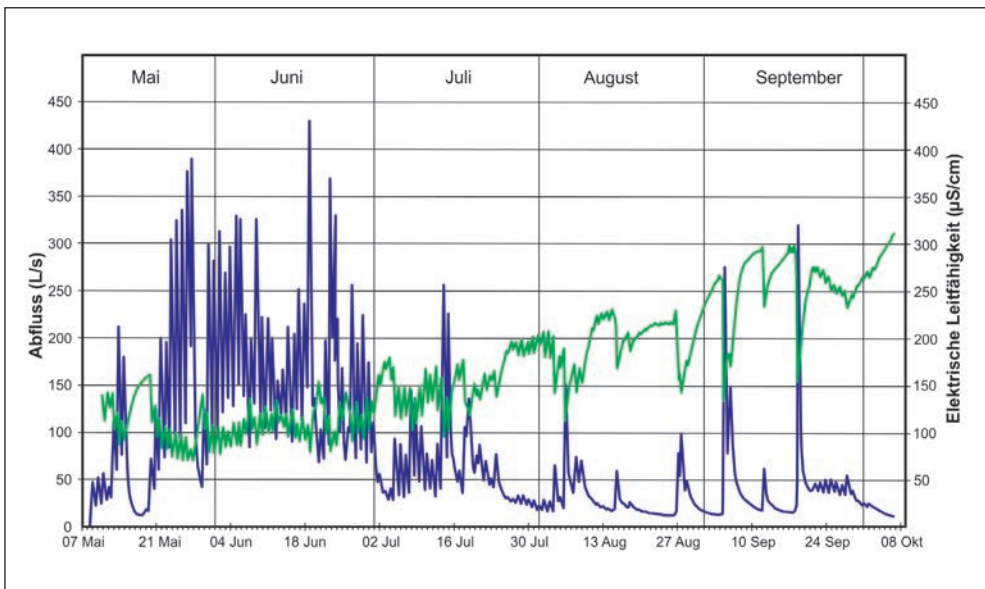


Abb. 13: Abflussganglinie (blaue Linie) und elektrische Leitfähigkeit (grüne Linie) des Gesamtabflusses (Pegel des hydrographischen Dienstes) für den Zeitraum Mai bis Anfang Oktober 2011. Die Daten wurden freundlicherweise vom hydrographischen Dienst des Landes Tirol (Dr. W. Gattermayr, Gerald Mair) zur Verfügung gestellt.

zum Herbst hin auf Werte von bis zu über 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$  an (Abb. 13).

Generell sind die Werte der elektrischen Leitfähigkeit typisch für Gebiete mit metamorphen Gesteinen (Altkristallin), ähnliche Werte wurden auch bei anderen Blockgletschern in den Ötztaler Alpen und der Schobergruppe gemessen (Krainer & Mostler 2001, 2002). Die saisonalen Schwankungen sind auf die jahreszeitlich schwankenden Anteile von gering mineralisiertem Schmelzwasser aus Schnee- und Eisschmelze, sommerlichem Niederschlag und höher mineralisiertem Grundwasser zurückzuführen. Weitere Details zur Hydrologie des Blockgletschers, vor allem zur Wasserchemie der Blockgletscherquellen sind in Kapitel 6 enthalten.

## Georadar

Die ersten Georadar-Messungen mit einer Frequenz von 6,5 MHz wurden entlang der 4 Querprofile im unteren Bereich des Blockgletschers durchgeführt, an denen auch die Bewegungsmessungen ausgeführt werden (Profile 0, 1, 2 und 3, siehe Kapitel 7 in diesem Buch, Abb. 4 & 6). Die Profile 1, 2 und 3 lieferten klare Signale und deutliche Reflektoren, aus denen für das Profil 3 eine durchschnittliche Mächtigkeit von 44 m, für das Profil 2 eine Mächtigkeit von 40 m und für das Profil 1 eine Mächtigkeit von 34 m abgeleitet werden kann. Die klaren Signale weisen auch darauf hin, dass der Kern des Blockgletschers einen hohen Eisgehalt aufweist.

Georadar-Messungen mit höherer Frequenz (15 MHz-Antenne) lieferten leider keine klaren Ergebnisse (siehe Nickus et al. 2014)

## Bewegungsraten

Am Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar werden Bewegungsmessungen seit 1938 durchgeführt, also seit einem Zeitraum von mehr als 75 Jahren. Damit liegt vom Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar die weltweit längste Messreihe betreffend Bewegungsraten vor. Die Messdaten bis 1999 haben Schneider (1999) sowie Schneider & Schneider (2001) im Detail dargestellt.

Die Messungen haben gezeigt, dass die Bewegungen des Blockgletschers auch stark von der Morphologie beeinflusst werden. Im steilen Stirnbereich sind die Bewegungsraten deutlich höher als im flacheren oberen Bereich des Blockgletschers. Durch den Vergleich der jährlichen Bewegungsraten mit den Temperaturen der Klimastationen Obergurgl und Vent konnten Schneider & Schneider (2001) zeigen, dass die kurzfristigen Schwankungen in den Bewegungsraten deutlich mit den Jahresmittelwerten der Lufttemperatur korrelieren. Überdurchschnittliche Temperaturen hatten erhöhte Fließbewegungen zur Folge, während unterdurchschnittliche Temperaturen eine Abnahme in der Fließgeschwindigkeit verursachten.

Die Fließbewegungen sind im steilen Stirnbereich im Vergleich mit anderen aktiven Blockgletschern (z.B. Krainer & Mostler 2006, Delaloye et al. 2010, Kellerer-Pirklbauer &

Kaufmann 2012) sehr hoch, die höchsten Bewegungsraten wurden in den 1960er Jahren mit bis zu 6,6 m pro Jahr gemessen. Auch ab den frühen 1990er Jahren war eine Zunahme in den Fließbewegungen zu beobachten, die ein Maximum 2004 erreichten, gefolgt von einer kurzfristigen leichten Abnahme. Seit 2007 ist wieder eine Zunahme in den Fließgeschwindigkeiten zu beobachten.

Im Zeitraum 1938 bis 1997 ist der Blockgletscher um 165 m vorgestoßen, dies entspricht einer jährlichen Bewegungsrate von 2,7 m in diesem Zeitraum (Schneider & Schneider 2001).

Im Zeitraum 1997–2010 wurden die höchsten Bewegungsraten im östlichen Teil des Blockgletschers im Profil 1 mit knapp 30 m gemessen, was eine jährliche durchschnittliche Bewegungsrate von 2,3 m ergibt. In den letzten Jahren ist die Stirn des Blockgletschers auch stark eingesunken, was auf das verstärkte Abschmelzen von Permafrosteis hinweist.

### 5. Diskussion und Schlussfolgerungen

Morphologie und Korngrößenverteilung der oberflächlichen Schuttlage sind sehr ähnlich wie bei anderen Blockgletschern, die aus metamorphen Gesteinen, insbesondere Gneis und Glimmerschiefern bestehen (Krainer & Mostler 2000, 2001, 2004; Berger et al. 2004). Aufgrund der Korngrößenverteilung an der Oberfläche kann der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar als typischer „boulder

rock glacier“ sensu Ikeda & Matsuoka (2006) bezeichnet werden. Die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) sind typisch für aktive Blockgletscher und ähnlich den Temperaturen, die auf anderen aktiven Blockgletschern in den österreichischen Alpen gemessen wurden (Krainer & Mostler 2000, 2001, 2004; Berger et al. 2004). Sie belegen das Vorhandensein von Permafrosteis im Blockgletscher. Die ausgeprägten saisonalen und täglichen Schwankungen im Abfluss werden vor allem vom Wetterablauf gesteuert. Das Wasser, das an mehreren Blockgletscherquellen entspringt, stammt zum Großteil von der Schneeschmelze und von sommerlichen Niederschlagsereignissen, nur zu einem geringen Teil handelt es sich um Schmelzwasser des Permafrostes und Grundwasser (Krainer & Mostler 2002). Abflussspitzen werden durch starke Schneeschmelze an warmen, sonnigen Tagen im Frühsommer und durch intensive Regenfälle ausgelöst. Die niedrigen Temperaturen der Blockgletscherquellen, die ständig unter 1,5 °C, meist unter 1 °C liegen, deuten darauf hin, dass das Wasser im Blockgletscher in Kontakt mit dem Permafrosteis fließt (Krainer & Mostler 2002, Krainer et al. 2007). Die extrem niedrige Leitfähigkeit der Blockgletscherquellen am Fuße der steilen Stirn weist darauf hin, dass das Wasser fast ausschließlich aus Schneeschmelze und Regenfällen stammt. Die hohen Werte der elektrischen Leitfähigkeit an den Quellen auf der Ostseite des Blockgletschers sind auf einen höheren Anteil an Grundwasser mit einer wesentlich höheren Verweildauer zurückzuführen (siehe auch Nickus et al. 2014).

Die leichte Depression im Bereich der Wurzelzone und die deutliche Abnahme in der Mächtigkeit im Bereich der Stirn werden als Anzeichen für das Abschmelzen eines massiven Eiskernes gewertet. Nach Haeberli & Patzelt (1982) handelt es sich um einen an Eis übersättigten Blockgletscher mit einem Eisgehalt von mindestens 50 %. Auch die Georadar-Daten weisen auf einen hohen Eisgehalt im Permafrostkörper des Blockgletschers hin. Möglicherweise hat sich der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar aus einem schuttbedeckten Kargletscher entwickelt und besitzt einen Kern aus mehr oder weniger massivem Eis, ähnlich wie der Blockgletscher im Inneren Reichenkar (Krainer & Mostler 2000, Krainer et al. 2002, Hausmann et al. 2007). Erst im steilen Stirnbereich kommt es durch das Aufreißen von Zerrspalten zu einer Vermischung des Eises mit Schutt. Auch Pillewizer (1957) hat einen glazialen Ursprung angenommen, während Haeberli & Patzelt (1982) den Blockgletscher als reine Permafrost-Erscheinung betrachten. Basierend auf den Bewegungsraten hat Vietoris (1972) Überlegungen über das Alter des Blockgletschers angestellt. Er vermutet, dass der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar mindestens 2.000 Jahre alt ist und sich am Ende der Warmzeit zu bilden begann. Alte Karten belegen, dass das Äußere Hochebenkar während der Kleinen Eiszeit gletscherfrei war. Im Gegensatz dazu war das Innere Hochebenkar während der Kleinen Eiszeit von einem Kargletscher ausgefüllt. Das Alter eines Blockgletschers ist generell schwer zu erfassen. Radiokarbon-datierungen am Eis aus einem Bohrkern des

Lazaun-Blockgletschers im Schnalstal (Ötztaler Alpen) ergaben ein Alter von etwas mehr als 10.000 Jahren (Krainer et al. 2014). Diese Daten belegen, dass heute noch intakte Blockgletscher bis zu 10.000 Jahre alt sein können und sich nach dem Rückgang der Egesen-Gletscher (Maximum bei ca. 12.700 BP) zu bilden begannen.

Schneider & Schneider (2001) konnten zeigen, dass die periodischen Änderungen in den Fließgeschwindigkeiten mit den Änderungen im Jahresmittel der Lufttemperatur korrelieren. Höhere Fließgeschwindigkeiten wurden während wärmerer Perioden gemessen, möglicherweise verursacht durch einen höheren Anteil an Schmelzwasser und höhere Eistemperaturen. Während der kühleren Perioden wurden dagegen deutlich geringere Fließgeschwindigkeiten gemessen.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass es sich beim Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar um einen der größten aktiven Blockgletscher Tirols handelt, der alle typischen Merkmale eines Blockgletscher aufweist, möglicherweise mehrere tausend Jahre alt ist und sich vermutlich aus einem schuttbedeckten Kargletscher entwickelt hat, ähnlich wie von Shroder et al. (2000) beschrieben.



## Literatur

- Berger, J., Krainer, K. & Mostler, W. (2004) Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research* 62(2004): 233-242.
- Delaloye, R., Lambiel, C., and Gärtner-Roer, I. (2010) Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. *Geographica Helvetica* 65: 135-145.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. (1957) Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Haerberli, W. & Patzelt, G. (1982) Permafrost-kartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obgurgl, Ötztaler Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 18(2): 127-150.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E. & Mostler, W. (2007) Internal structure and ice content of Reichenkar Rock Glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. *Permafrost and Periglacial Processes* 18: 351-367.
- Hoinkes, G. & Thöni, M. (1993) Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. In: Raumer, von J.F. & Neubauer, F. (eds), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer, Berlin: 485-494.
- Ikeda, A. & Matsuoka, N. (2006) Pebbly versus boulder rock glaciers: Morphology, structure and processes. *Geomorphology* 73: 279-296.
- Kaufmann, V. (1996) Geomorphometric monitoring of active rock glaciers in the Austrian Alps. 4<sup>th</sup> International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography. Karlstad – Kiruna – Tromsø, August 19-29, 1996: 97-113.
- Kaufmann, V. (2012) The evolution of rock glacier monitoring using terrestrial photogrammetry: the example of Äußeres Hochebenkar rock glacier (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 63-77.
- Kaufmann, V. & Ladstädter, R. (2002) Spatio-temporal analysis of the dynamic behaviour of the Hochebenkar rock glaciers (Oetztal Alps, Austria) by means of digital photogrammetric methods. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* 37: 119-140.
- Kaufmann, V. & Ladstädter, R. (2003) Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. In: Phillips, M., Springman, S.M. & Aronson, L.U. (eds), *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost*, 21-25 July 2003, Zürich, Switzerland, Vol. 1: 525-530.
- Kellerer-Pirklbauer, A. & Kaufmann, V. (2012) About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 94-112.
- Konzett, J., Hoinkes, G. & Tropper, P. (2003) Alpine metamorphism in the Schneeberg Complex and neighbouring units

- (immediate vicinity of Obergurgl). 5<sup>th</sup> Workshop of Alpine Geological Studies, Field Trip Guide E4, Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck 26: 21-25.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000) Reichenkar rock glacier: a glacier derived debris-ice system in the western Stubai Alps, Austria. *Permafrost and Periglacial Processes* 11: 267-275.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2001) Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, Gößnitztal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern, Österreich). *Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern* 6: 139-168.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2002) Hydrology of Active Rock Glaciers: Examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 34: 142-149.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2004) Aufbau und Entstehung des aktiven Blockgletschers im Sulzkar, westliche Stubai Alpen. *Geo.Alp* 1: 37-55.
- 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.
- Krainer, K., Mostler, W. & Spötl, C. (2007) Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian Journal of Earth Sciences* 100: 102-112.
- Krainer, K., Kellerer-Pirklbauer, A., Kaufmann, V., Lieb, G.K., Schrott, L. & Hausmann, H. (2012) Permafrost in Austria: history and recent advances. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 2-11.
- Krainer, K., Bressan, D., Dietre, B., Haas, J.N., Hajdas, I., Lang, K., Mair, V., Nickus, U., Reidl, D., Thies, H., Tonidandel, D. (in Druck) A 10300-year old permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy). *Quaternary Research*.
- Ladstädter, R. & Kaufmann, V. (2005) Studying the movement of the Outer Hochebenkar rock glacier: Aerial vs. ground-based photogrammetric methods. 2<sup>nd</sup> European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, *Terra Nostra* 2005 (2): 97 (abstract).
- Nickus, U., Abermann, J., Fischer, A., Krainer, K., Schneider, H., Span, N. & Thies, H. (2014) Rock glacier Äußeres Hochebenkar (Austria) – recent results of a monitoring network. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*: in press.
- Pillewizer, W. (1938) Photogrammetrische Gletscheruntersuchungen im Sommer 1938. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde* 1938 (9/19): 367-372.
- Pillewizer, W. (1957) Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen: Geo-

- morphologische Abhandlungen des Geographischen Institutes der FU Berlin (Otto-Maull-Festschrift) 5: 37-50.
- Schneider, B. (1999) Die Bewegungsmessungen am Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar (Ötztaler Alpen, Tirol) seit 1938. Unveröff. Diplomarbeit, Inst. f. Hochgebirgsforschung und Alpenländische Land- und Forstwirtschaft der Univ. Innsbruck, 137 S.
- Schneider, B. & Schneider, H. (2001) Zur 60jährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitsschwankungen am Blockgletscher im Äusseren Hochebenkar, Ötztaler Alpen, Tirol. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 37(1): 1-33.
- Shroder, J.F., Bishop, M.P., Copland, L. & Sloan, V.F. (2000) Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. Geografiska Annaler 82A: 17-31.
- Thöny, W.E., Tropper, P., Schennach, F., Krenn, E., Finger, F., Kaindl, R., Bernhard, F. & Hoinkes, G. (2008) The metamorphic evolution of migmatites from the Ötztal Complex (Tyrol, Austria) and constraints on the timing of the pre-Variscan high-T event in the Eastern Alps. Swiss Journal of Geosciences 101, Supple. 1: 111-126.
- Tropper, P. & Recheis, A. (2003) Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of a crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötztal Complex as a polymorphic example. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 94: 27-53.
- Tropper, P., Krenn, K., & Hoinkes, G. (2012) Mineralogie und Petrologie des austroalpinen Kristallins in der südlichen Umgebung von Obergurgl – Der Übergang vom Ötztal Komplex in den Schneeberg Komplex (Ötztal, Österreich, Pässeertal, Südtirol. In: Koch, E.-M. & Erschbamer, B. (Hrsg), An der Grenze des Waldes und der menschlichen Siedlung, Alpine Forschungsstelle Obergurgl, Band 2, innsbruck university press, Innsbruck, 181-209.
- Vietoris, L. (1958) Der Blockgletscher des äußeren Hochebenkars. Gurgler Berichte 1: 41-45.
- Vietoris, L. (1972) Über die Blockgletscher des Äußeren Hochebenkars. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 8: 169-188.

## Verzeichnis des Autors

---

Karl Krainer  
Universität Innsbruck  
Institut für Geologie  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
Karl.Krainer@uibk.ac.at

## Kapitel 4 | Der Blockgletscher im Inneren Hochebenkar

Karl Krainer, Markus Ribis, Veronika Schmidt

### *Zusammenfassung*

Das Innere Hochebenkar (Ötztaler Alpen, Tirol) wird, im Gegensatz zum benachbarten Äußeren Hochebenkar, nur im unteren Teil von einem leicht aktiven Blockgletscher eingenommen. Ein beträchtlicher Teil des Kares wird von einer gestreiften Grundmoräne bedeckt. Während der Kleinen Eiszeit (mit ihrem letzten Höhepunkt um 1850) hat ein Kargletscher den älteren Blockgletscher offensichtlich überfahren und die Grundmoräne abgelagert. Der Blockgletscher besitzt zwei Zungen und eine typische grobblockige Oberflächenmorphologie mit transversalen Rücken und Vertiefungen. Am Fuße der steilen Stirn entspringen zahlreiche Quellen. Temperaturdaten der Permafrostkartierung, Bewegungsraten und Quelltemperaturen zeigen, dass der Blockgletscher noch Eis enthält und leicht aktiv ist. Durch den Rückgang des Gletschers hat sich im hinteren Teil des Kares nach der Kleinen Eiszeit ein weiterer kleiner aktiver Blockgletscher gebildet. Am Fuße des schuttbedeckten Teiles des Hochebenferners entspringt eine Quelle, die zeitweise eine hohe elektrische Leitfähigkeit und sehr hohe Nickelkonzentrationen aufweist. Auch einige Blockgletscherquellen, auch solche die nicht vom Gletscherbach gespeist werden, zeigen

erhöhte Nickelkonzentrationen. Das Nickel wird offensichtlich nicht nur aus dem Eis des Kargletschers (Hochebenferner), sondern auch aus dem Permafrosteis des Blockgletschers freigesetzt.

### *Abstract*

The cirque of Inneres Hochebenkar (Öztal Alps, Tyrol) is, in contrast to the adjacent Äußeres Hochebenkar, only in its lower part covered by a slightly active rock glacier. A considerable part of the cirque is covered by striped ground moraine. During the Little Ice Age (with the last maximum around 1850), a cirque glacier has apparently overrun the older rock glacier and deposited the ground moraine. The rock glacier has two tongues and a typical coarse-grained surface morphology with transverse ridges and furrows. At the foot of the steep front numerous springs are developed. Temperature data of the permafrost mapping, flow velocities and spring temperatures indicate that the rock glacier still contains ice and is slightly active. Due to the retreat of the glacier in the upper part of the cirque after the Little Ice Age a small active rock glacier has been formed. At the foot of

the debris-covered part of the steep glacier a spring is developed in summer, which at times is characterised by high electrical conductivity and high nickel concentrations. Also some rock glacier springs, including those which are not fed by the glacial stream, show increased nickel concentrations. The nickel is obviously released from the ice of the cirque glacier (Hochebenferner) and also from the permafrost ice of the rock glacier.

## 1. Einleitung

---

Im Gegensatz zum Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar, der zu den am besten untersuchten Blockgletschern in Österreich zählt, liegen über den im benachbarten Inneren Hochebenkar gelegenen Blockgletscher nur wenige Daten vor. Pillewizer (1957), Vietoris (1972) und Kaufmann & Ladstädter (2002) haben photogrammetrische Untersuchungen zur Fließbewegung des Blockgletschers veröffentlicht. Haerberli & Patzelt (1982) haben auf den Blockgletschern im Äußeren und Inneren Hochebenkar Quelltemperaturmessungen, Messungen der Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) und refraktionsseismische Messungen durchgeführt. In der vorliegenden Arbeit werden einige Daten zur Morphologie, Korngröße und vor allem zur Hydrologie des Blockgletschers vorgestellt und dessen Entstehung diskutiert.

## 2. Untersuchungsgebiet

---

Der Blockgletscher liegt im Inneren Hochebenkar, ca. 5 km Luftlinie SSW von Obergurgl, knapp 1 km OSO der Langtalereck Hütte (2.430 m). Die Koordinaten lauten: 46°49'33" N und 11°00'33" O (WGS 84). Der Blockgletscher ist zungenförmig, besitzt zwei Zungen und erstreckt sich von 2.660 m Seehöhe bis auf ca. 2.770 m Seehöhe, ist bis zu 570 m lang, bis zu 600 m breit und bedeckt eine Fläche von ca. 0,25 km<sup>2</sup>. Ein großer Teil des Kares, von ca. 2.770 m bis 2.850 m, wird von einer Grundmoräne bedeckt. Das Innere Hochebenkar wird von N bis NNO vom Hochebenkamm begrenzt und im S vom Kamm, der vom Eiskögele (3.228 m) nach W zieht. Die Situation im Inneren Hochebenkar ist wesentlich komplexer als im Äußeren Hochebenkar. Im hinteren Teil des Kares befindet sich ein weiterer kleiner Blockgletscher, dessen Stirn sich auf ca. 2.950 m befindet und der sich bis auf eine Seehöhe von ca. 3.070 m erstreckt. Dieser kleine Blockgletscher ist ca. 370 m lang, bis zu 140 m breit und bedeckt eine Fläche von ca. 0,04 km<sup>2</sup>. Er wird vom südöstlichsten Teil des Hochebenkammes und vom Gipfelmassiv des Eiskögele mit Verwitterungsschutt versorgt. Südlich dieses kleinen Blockgletschers, im südöstlichen Teil des Kares, liegen die Reste des Hochebenfernners (Abb. 1).

Die Festgesteine im Einzugsgebiet des Inneren Hochebenkares sind ganz ähnlich wie jene im Äußeren Hochebenkar (siehe Kapitel 3 in diesem Buch; Hoinkes & Thöni 1993). Es handelt sich im Wesentlichen um Glimmer-

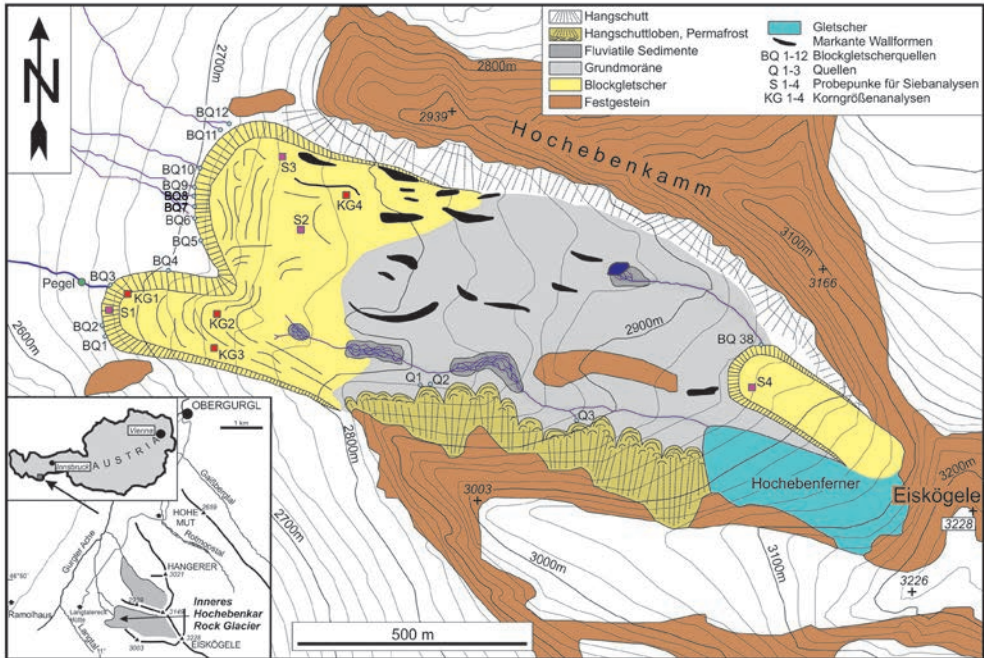


Abb. 1: Geologisch – geomorphologische Karte des Inneren Hochebenkars, mit Informationen zur Lage des Kares (unten links) und einer Legende zur Zeichen- und Farberklärung (oben rechts)

schiefer und Paragneise des Ötztal-Stubai-Komplexes in meist enger Wechsellagerung, vereinzelt sind geringmächtige Amphibolite eingeschaltet. Hauptminerale in den Glimmerschiefern sind Biotit und Muskovit mit geringen Anteilen an Quarz, Chlorit, Granat und Feldspat. Paragneise enthalten meist einen höheren Anteil an Quarz und Feldspat, entsprechend ist die Schieferung nicht so deutlich ausgeprägt. Die Schieferung fällt mit 40–50° nach NW (300–310°) ein, stellenweise sind die Gesteine verfaltet. Im Bereich der Kämme ist deutlich zu erkennen, dass die Gesteine von zahlreichen Störungen durchzogen werden. Entlang der Störungen sind die Gesteine stark zerlegt.

### 3. Methodik

Wie im Äußeren Hochebenkar wurde auch im Inneren Hochebenkar zunächst eine Detailkartierung des Blockgletschers und dessen Einzugsgebietes durchgeführt. Des Weiteren wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Dazu wurden an der Oberfläche des Blockgletschers an vier Stellen jeweils ca. 200 Gerölle auf einer Fläche von 5 × 5 m gemessen. Im Stirnbereich des Blockgletschers wurden insgesamt 3 feinkörnige Proben sowie am Blockgletscher eine feinkörnige Probe entnommen, an denen Siebanalysen durchgeführt wurden. Hydrologische Untersuchungen umfassten

Messungen der Quelltemperaturen, wobei an einer Quelle eine Temperatursonde die Quelltemperatur mit einem Messintervall von zwei Stunden vom 28.07.2010 bis 27.08.2010 aufzeichnete.

Erste Vorortmessungen der Temperatur und der elektrischen Leitfähigkeit erfolgten am 16.07.2010 und 26.08.2010 an den 12 Quellaustritten im Stirnbereich des Blockgletschers (Abb. 1) sowie an drei Messstellen im Bereich des Gletscherbaches. Weitere Vorortmessungen der Temperatur und elektrischen Leitfähigkeit wurden am 26.07.2013 und 07.08.2013 im Zuge einer umfassenden Schwermetallbeprobung durchgeführt.

Auch eine Pegelmessstelle wurde am Bach der Quelle BQ 3 für den Zeitraum von 16.07.

bis 26.08.2010 installiert. An der Pegelmessstelle wurden die Wasserhöhe und die Wassertemperatur in einem Messintervall von einer Stunde aufgezeichnet. Am 26.08. wurde nach der Salzverdünnungsmethode die Durchflussmenge an der Pegelmessstelle gemessen. Von einigen Quellen wurden im Jahr 2010 und 2013 Wasserproben entnommen und auf Schwermetalle analysiert. Sämtliche Beprobungen 2010 erfolgten unfiltriert (Gesamtgehalt; ungelöst) und wurden nur an vier (16.07.2010) bzw. fünf (27.08.2010) ausgewählten Messstellen (Quellen im Stirnbereich, Gletscherbach, Quelle beim Blockgletscher im inneren Hochebenkar) durchgeführt. Die Beprobungen 2013 erfolgten sowohl unfiltriert (Gesamtgehalt; ungelöst)



Abb. 2: Blockgletscherquelle (BQ 3, siehe Abb. 1) am Fuße der steilen Stirn der südlichen Blockgletscherzunge

als auch filtriert (gelöst) und wurden an 15 ausgewählten Messstellen durchgeführt.

Haerberli & Patzelt (1982) haben bereits eine Permafrost-Kartierung durchgeführt, photogrammetrische Bewegungsmessungen stammen von Pillewizer (1957) und Kaufmann & Ladstädter (2002).

## 4. Ergebnisse

### 4.1. Morphologie

Der Blockgletscher im Inneren Hochebenkar zeigt eine komplexe Morphologie (Abb. 1). Im Stirnbereich sind zwei Zungen ausgebildet, eine markante, mächtigere Zunge am SW-Ende des Blockgletschers und eine weniger markante Zunge am NW-Ende. Der Blockgletscher ist im Stirnbereich scharf begrenzt und überragt den Almboden um 20–25 m. Die Neigung der Stirn beträgt meist 35–40°, im Stirnbereich besteht der Blockgletscher aus Blockwerk mit viel feinkörnigem Material. Stellenweise ist die Stirn schon leicht bewachsen, vor allem im Bereich zwischen den beiden Zungen. Am Fuße der Stirn entspringen bis zu 12 Quellen (Abb. 1, BQ 1–12 und Abb. 2). Nahe der Stirn sind an der Oberfläche deutliche transversale Rücken und Vertiefungen (Loben) ausgebildet, und zwar auf der nordwestlichen Zunge auf den untersten 150 m und auf der südwestlichen Zunge bis zu 350 m von der Stirn. Im Bereich der Loben ist die Schuttlage grobblockig und zeigt kaum Bewuchs. Auf der

südwestlichen Stirn zeigen abgeplattete Gerölle eine deutliche Einregelung (Abb. 3).

Oberhalb dieser Zone mit den deutlichen Loben ändert sich die Morphologie. Die Schuttlage weist einen höheren Anteil an feinkörnigem Material auf. Die Morphologie ist geprägt durch einzelne Senken, die vermutlich Toteislöcher darstellen, sowie markante Wälle, vermutlich Moränenwälle (Abb. 4). Auf ca. 2.800 m Seehöhe ist nahe des Nordrandes in einer Senke ein kleiner See ausgebildet. Dieser gesamte Bereich ist auch deutlich stärker bewachsen und stellt offensichtlich eine Moränenlandschaft dar.



Abb. 3: Grobblockige Schuttlage an der Oberfläche der südlichen Zunge. Plattige Gerölle sind deutlich eingeregelt (die Gerölle sind steil bis vertikal zueinander mehr oder weniger parallel angeordnet, was vor allem in der Bildmitte gut zu erkennen ist).





Abb. 4: Rest eines markanten Walles auf der Grundmoräne im zentralen Bereich des Inneren Hochebenkares



Abb. 5: Senke im südlichen Bereich des Inneren Hochebenkares mit fluviatilen Kiesen und Sanden aufgefüllt und vom Gletscherbach in Form eines verzweigten Rinnensystems durchflossen

Am südlichen Rand ist auf ca. 2.800 m Seehöhe eine größere Senke ausgebildet, die vom Gletscherbach in Form eines verzweigten Rinnensystems durchflossen wird. In dieser Senke wurden vom Gletscherbach fluviatile Kiese und Sande abgelagert (Abb. 1, dunkelgraue Markierung „fluviatile Sedimente“ nahe Q 2 und Abb. 5). Der Gletscherbach entspringt dem Hochebenferner, der im südöstlichen Bereich des Kares noch in Resten vorhanden, aber meist von Schutt bedeckt ist (Abb. 6). Der Gletscherbach versiegt im groben Schutt des Blockgletschers ungefähr 150 m von der Stirn entfernt. Die Quellen, die am Fuße der südwestlichen Zunge entspringen, werden vom Gletscherbach gespeist.

Auch der kleine aktive Blockgletscher im Karschluss endet mit einer steilen, ca. 20 m

mächtigen Stirn auf einer Seehöhe von ca. 2.950 m. Am Fuße der steilen Stirn entspringt in den Sommermonaten eine Quelle bzw. ein kleiner Bach (Abb.1, BQ 38), der bei stärkerer Wasserführung in einen kleinen See auf ca. 2.880 m Seehöhe mündet.

Am Fuße der steilen Felswände, die das Kar im Süden begrenzen, sind steile Hangschuttflächen ausgebildet mit deutlich ausgeprägten Loben im unteren Bereich. Diese Hangschuttflächen gehen nach Osten, Richtung Karschluss, in den schuttbedeckten Teil des Hochebenferners über.

Auch am Fuße des Hochebenkammes sind kleine Hangschuttflächen ausgebildet, die in die Moränenlandschaft bzw. in den Blockgletscher übergehen.



Abb. 6: Schuttbedeckter Teil des Hochebenferners. Der grobblockige Schutt gleitet am steilen Gletscher hangabwärts.

## 4.2. Korngrößenanalysen

Die Korngrößenanalysen auf den Flächen KG 1, 2, 3 (auf der südlichen Zunge) und 4 (nördliche Zunge, Abb. 1) zeigen eine ähnliche Korngrößenverteilung (Abb. 7). Häufigste Kornklassen sind 11–20 cm (25,1–28 %) und 21–30 cm (20,1–23,2 %), gefolgt von 1–10 cm (10,5–18,5 %) und 31–40 cm (8,1–13,8 %). Alle anderen Kornklassen liegen unter 10 %, wobei Blöcke mit Korngrößen > 101 cm teilweise sehr selten sind. Im Äußeren Hochebenkar ist die Verteilung sehr ähnlich.

Die Sieblinien der vier analysierten Proben S 1–S 4 (Lage der Probenpunkte siehe Abb. 1) zeigen alle einen typischen flachen Verlauf, was auf eine schlechte bis sehr schlechte Sortierung hinweist (Abb. 8). Die Proben S 1 und S 3 enthalten einen etwas höheren Gehalt an kiesigem Material, während die Proben S 2 und S 4 einen hohen Anteil an feinkörnigem Sediment aufweisen.

## 4.3. Permafrost-Kartierung

Haeberli & Patzelt (1982) haben auch im Inneren Hochebenkar eine Permafrost-Kartierung durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, dass Permafrost nur im unteren Teil des Blockgletschers, unterhalb von ca. 2.770–2.780 m Seehöhe wahrscheinlich ist, also auf jenem Teil des Blockgletschers, der auch eine typische Blockgletschermorphologie mit Rücken und Vertiefungen aufweist. Im zentralen Bereich, der aus gestreifter Grund-

moräne besteht, ist Permafrost möglich bis unwahrscheinlich. Erst im hinteren Teil des Kares, ab ca. 2.840 m Seehöhe ist Permafrost wieder wahrscheinlich. Demnach besteht laut Haeberli & Patzelt (1982) keine Verbindung zwischen dem Eis des Blockgletschers und dem Hochebenferner im hinteren Teil des Kares. Eine Verbindung besteht jedoch zwischen dem Blockgletscher und dem Permafrost der Schutthalden am Fuße der steilen Felswände, die das Kar im Norden (Hochebenkamm) und Süden begrenzen.

## 4.4. Bewegungsmessungen

Pillewizer hat 5 Punkte am nördlichen Rand der südlichen Zunge photogrammetrisch vermessen und für den Zeitraum 1953–1955 eine jährliche Bewegungsrate von 1,1 m ermittelt (Pillewizer 1957). Laut Viectoris (1972) hat sich der rechte Lappen auf ca. 2.800 m Seehöhe gemäß photogrammetrischer Messungen von 1959/1960 nicht mehr bewegt. Rott & Siegel (1999) haben aufgrund einer interferometrischen Auswertung von Satellitenbildern des Sommers 1995 für einen Zeitraum von 35 Tagen festgestellt, dass sich beide Zungen um mehrere cm in diesem Zeitraum bewegt haben.

Kaufmann & Ladstädter (2002) haben Luftbilder der Jahre 1953, 1969, 1971, 1977, 1979, 1981, 1990 und 1997 photogrammetrisch ausgewertet und zwei aktive Bereiche festgestellt, die durch eine breite, inaktive Zone getrennt werden. Aktiv sind die südliche Zunge und der nördliche Teil der nördlichen

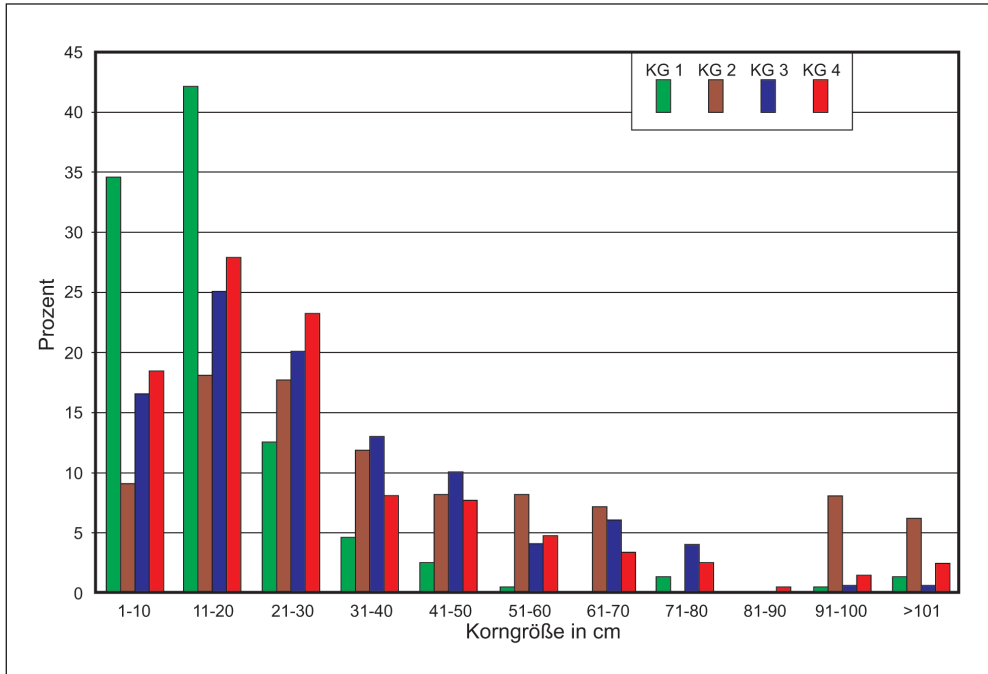


Abb. 7: Prozentuelle Korngrößenverteilung auf der grobblockigen Oberfläche des Blockgletschers im Inneren Hochebenkar. Die Lage der einzelnen Messpunkte (KG 1–KG 4) ist in Abb. 1 markiert.

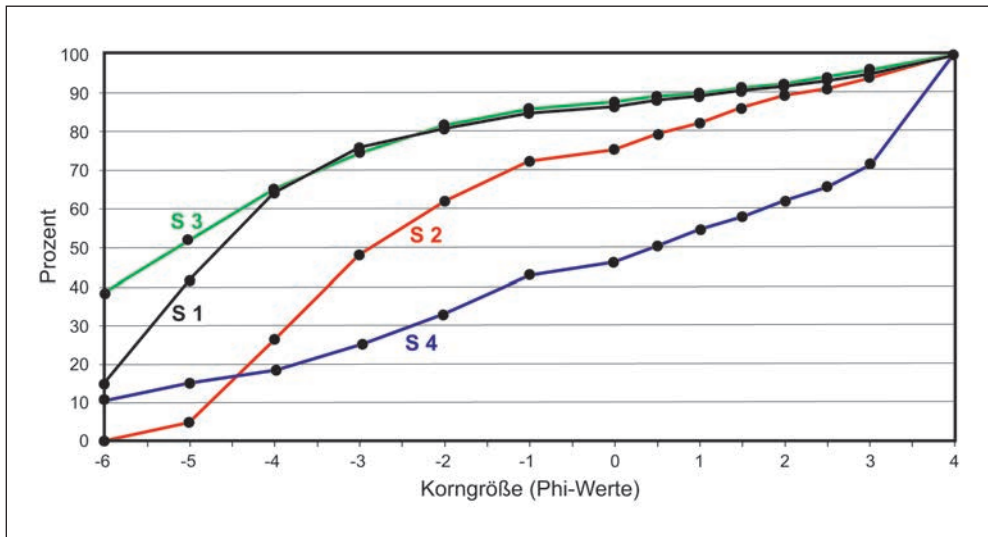


Abb. 8: Siebkurven (Summenkurven) von feinkörnigeren Proben entnommen am Blockgletscher. Die Lage der einzelnen Proben (S 1–S 4) ist in Abb. 1 markiert.

Zunge mit maximalen jährlichen Bewegungen von 35 cm für den Zeitraum 1953 bis 1997. Für den Zeitraum 1953 bis 1969 wurden noch jährliche Fließbewegungen von bis zu 55 cm festgestellt, für den Zeitraum 1969 bis 1979 nur mehr maximal 30 cm pro Jahr.

Die aktiven Bereiche des Blockgletschers stimmen sehr gut mit den Daten der Permafrostkartierung von Haeberli & Patzelt (1982) überein. Auf jenen Bereichen des Kares, die von Grundmoräne bedeckt sind, wurden von Kaufmann und Ladstädter auch keine horizontalen Bewegungen festgestellt.

#### 4.5. Hydrologie

Die Hydrologie des Inneren Hochebenkares zeigt deutliche Unterschiede zum Äußeren Hochebenkar. So fließen die Schmelzwässer des Hochebenferners als oberflächlicher Gletscherbach auf der orographisch linken Seite des Kares am Rande der Moränenlandschaft entlang, um im grobblockigen Schutt der orographisch linken Blockgletscherzunge ca. 150 m vor der Stirn des Blockgletschers völlig im Schutt zu verschwinden. Die Schmelzwässer des Gletscherbaches treten schließlich wieder an den Blockgletscherquellen am Fuße der Stirn der linken Blockgletscherzunge zu Tage. Der Gletscherbach entspringt an der Stirn des mittlerweile stark zurückgeschmolzenen Hochebenferners und wird auch aus mehreren Quellen gespeist, die am Fuße des steilen und schuttbedeckten Teils des Hochebenferners entspringen.

Insgesamt wurden am Fuße der südlichen Blockgletscherzunge vier Blockgletscherquellen (Abb. 1, BQ 1–BQ 4) beobachtet, die alle vom Gletscherbach gespeist werden und in den Sommermonaten entsprechend getrübt sind. Der Großteil des Gletscherbaches tritt an der Messstelle BQ 3 aus. Am Fuße der nördlichen Blockgletscherstirn wurden insgesamt acht Blockgletscherquellen festgestellt (BQ 5–BQ 12), die im Gegensatz zu den Quellen BQ 1–BQ 4 alle klares Wasser schütten.

Auch am Fuße der Stirn des kleinen aktiven Blockgletschers im hinteren Teil des Inneren Hochebenkares ist im Sommer eine Quelle zu beobachten (Abb. 1, BQ 38). Dieses Wasser fließt anschließend in Form eines kleinen Gerinnes in einen kleinen See auf ca. 2.880 m Seehöhe.

Haeberli & Patzelt (1982) präsentieren bereits einige Quelltemperaturmessungen, die an 4 Quellen (BQ 9–12) durchgeführt wurden. Die Temperaturen der Blockgletscherquellen lagen meist über 1 °C, betrugen maximal 1,8 °C bei Quelle 11 (= BQ 3 in dieser Arbeit).

#### 4.6. Vorortmessungen: Temperatur und elektrische Leitfähigkeit

##### *a. Messungen im Stirnbereich 2010/2013*

Die Wassertemperatur der Blockgletscherquellen bewegte sich zwischen 0,9 °C und 3,3 °C am 16.07.2010 und zwischen 1,2 °C und 2,7 °C am 26.08.2010. Die weiteren Messungen im Jahr 2013 zeigen Minima mit 1,1 °C und Maxima mit 6,3 °C am 26.07.2013 bzw. Minima mit 1,6 °C und Maxima mit

3,3 °C am 07.08.2013, wobei anzumerken ist, dass am 07.08.2013 nur mehr jene Quellen gemessen wurden, welche auch auf Schwermetalle analysiert wurden. Die Ergebnisse zeigen somit einen Mittelwert der Wassertemperatur von 2,55 °C.

Die elektrische Leitfähigkeit der Blockgletscherquellen variierte zwischen 51 µS/cm und 206 µS/cm am 16.07.2010 und zwischen 121 µS/cm und 205 µS/cm am 26.08.2010. Weitere Messungen im Jahr 2013 zeigten Minima mit 99 µS/cm und Maxima mit 210 µS/cm am 26.07.2013 bzw. 127 µS/cm und 210 µS/cm am 07.08.2013, wobei am 07.08.2013 nur mehr jene Quellen gemessen wurden, welche auch auf Schwermetalle untersucht wurden. Die Ergebnisse zeigen in allen vier Messserien einen deutlichen Leitfähigkeitspeak im Zentralbereich des Block-

gletschers an der Quelle BQ 5 mit über 200 µS/cm. Von dieser Messstelle ausgehend, ist eine teils deutliche Abnahme der elektrischen Leitfähigkeiten Richtung Süden und Norden erkennbar. Die Werte der Wassertemperatur und elektrischen Leitfähigkeit einiger Quellen sind in Tab. 1 zusammengefasst.

An der Quelle BQ 5 zeigt die Quelltemperatur für den Zeitraum 27.07. bis 26.08.2010 deutliche Tageszyklen, ausgenommen während der Schlechtwetterperiode vom 05. bis 09.08. Das Temperaturminimum wurde jeweils in den frühen Morgenstunden (um 6 Uhr) aufgezeichnet, das Temperaturmaximum zwischen 14 und 18 Uhr. Die täglichen Schwankungen betragen bis zu 0,4 °C. Die Temperaturminima lagen zwischen 0,7 und 1,1 °C, die Temperaturmaxima zwischen 0,8 und 1,4 °C (Abb. 9).

Tab. 1: Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit von Quellen (2010/2013), an denen Schwermetallanalysen durchgeführt wurden

Messstelle	16.07.2010		27.08.2010		26.07.2013		07.08.2013	
	T [in °C]	LF [in µS/cm]	T [in °C]	LF [in µS/cm]	T [in °C]	LF [in µS/cm]	T [in °C]	LF [in µS/cm]
Hocheb_02	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	2,3	162	2,8	156
Hocheb_04	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	2,0	160	2,7	148
BQ 3	2,2	124	2,7	165	2,0	154	3,3	151
BQ 5	0,9	206	1,2	205	1,1	210	2,4	210
Hocheb_11	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	1,3	196	1,6	186
BQ 10	1,3	149	1,3	155	1,6	144	1,9	149
Hocheb_15	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	1,8	123	2,6	127
BQ 38	k.A.	k.A.	1,9	40	5,6	41	7,0	39
Hocheb_23	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	10,3	117	9,8	140

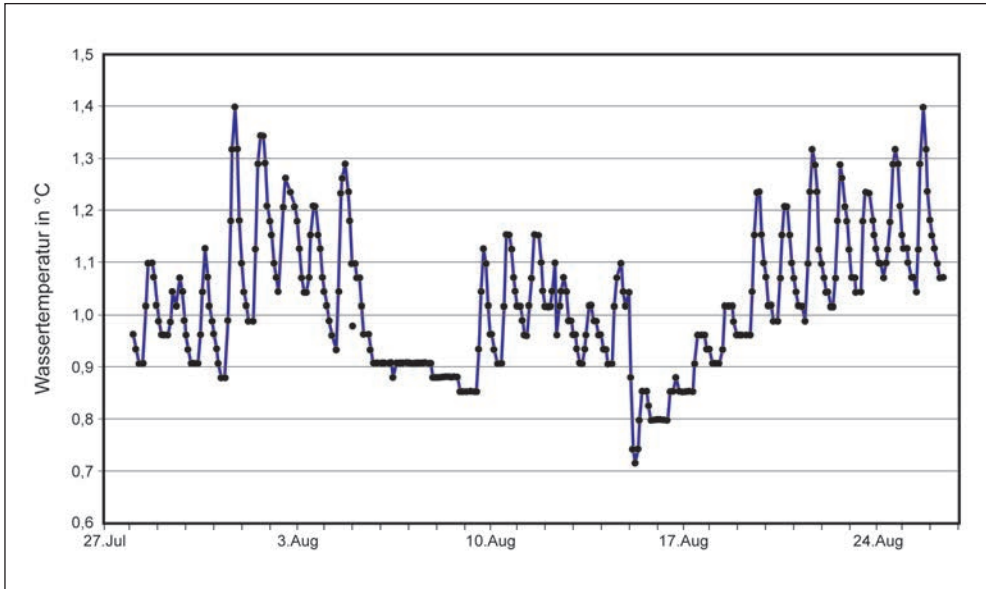


Abb. 9: Quelltemperatur gemessen an der Quelle BQ 5 in der Periode von 27. Juli bis 26. August 2010. Die Lage der Quelle BQ 5 ist aus Abb. 1 ersichtlich. Die Messungen wurden im 2-Stunden-Intervall aufgezeichnet.

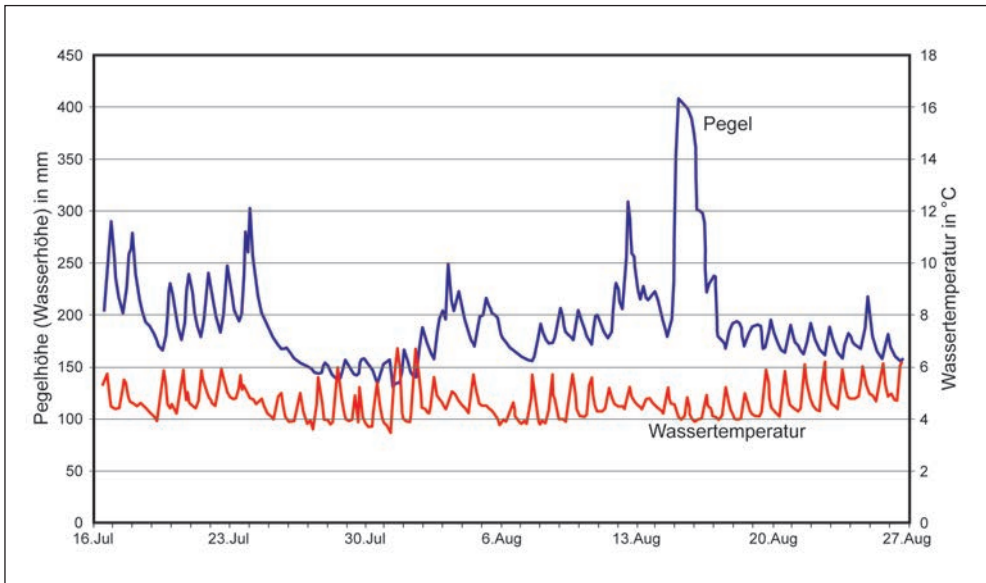


Abb. 10: Pegelhöhe (Wasserhöhe, blaue Linie) und Wassertemperatur (rote Linie) an der Pegelmesstelle vor der Stirn der südlichen Zunge des Blockgletschers im Inneren Hochebenkar während der Periode von 16. Juli bis 27. August 2010. Die Lage des Pegels ist in Abb. 1 markiert.

An der Pegelmessstelle wurde der Abfluss der Quelle BQ 3 aufgezeichnet. Die Quelle BQ 3 ist zwar die größte Quelle, schüttet aber nur einen Teil des Gesamtabflusses des Inneren Hochebenkars.

Im Messzeitraum von 16.07. bis 27.08.2010 wurde während schöner Wetterphasen an der besagten Pegelmessstelle ein deutlicher Tageszyklus mit Abflussminima zwischen 8 und 10 Uhr und Abflussmaxima in den späten Abendstunden zwischen 20 und 23 Uhr gemessen. Die Durchflussmengen lagen meist zwischen 10 und 30 l/s. Leichte Niederschläge am 24.07. führten zu einem leichten Peak. Die Niederschläge am 06.08. fielen im Hochebenkar in Form von Schnee und hatten daher keinen Peak zur Folge. Starke Niederschläge am 16.08. (40 mm in Obergurgl) führten zu einer ausgeprägten Abflussspitze von > 50 l/s (Abb. 10). Die Wassertemperatur an der Pegelmessstelle bewegte sich im Messzeitraum meist zwischen 4 und 6 °C und wies deutliche Tageszyklen auf.

### *b. Messungen am Gletscherbach 2010/2013*

Die Messungen 2010 am Abfluss des schuttbedeckten Teiles des Hochebenferners (Messstelle Q 3) zeigen eine Temperatur von 0,3 °C und eine elektrische Leitfähigkeit von 432 µS/cm am 16.07.2010 bzw. eine Temperatur von 0 °C und eine elektrische Leitfähigkeit von 590 µS/cm am 26.08.2010.

Die Messungen 2013 an der Messstelle Q 3 unterscheiden sich hinsichtlich Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit deutlich von den Messungen 2010 (Temperatur 2,3 °C und elektrische Leitfähigkeit 123 µS/cm am

26.07.2013 und Temperatur 1,9 °C und 130 µS/cm am 07.08.2013). Aufgrund der Tiefdruckwetterlage im Juni 2013 und damit einhergehenden Extremniederschlägen im Tiroler Raum – mit großräumigen Überflutungen im Osten Tirols im Bereich der Großache – waren im Sommer immer noch beachtliche Schneemengen im Bereich des nordexponierten Teils des Inneren Hochebenkars vorhanden, welche diese Messergebnisse beeinflussen.

Der Abfluss des Hochebenferners wurde 2013 zudem an drei weiteren Messorten gemessen, um lokale laterale Einflüsse vom Südkamm des Inneren Hochebenkars zu erfassen. Einer dieser Messorte war im Bereich, in dem der Gletscherbach im grobblockigen Schutt der orographisch linken Blockgletscherzunge verschwindet. Ein Vergleich der Ergebnisse zeigt folgende Veränderungen jeweils von Messstelle Q 3 hin zu dem oben beschriebenen Messort: Am 26.07.2013 wurde eine Zunahme der Temperatur von 2,3 °C auf 10,3 °C bzw. am 07.08.2013 eine Zunahme der Temperatur von 1,9 °C auf 9,8 °C beobachtet. Des Weiteren ist eine Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit am 26.07.2013 von 123 µS/cm auf 117 µS/cm bzw. eine Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit von 130 µS/cm auf 140 µS/cm am 07.08.2013 erkennbar. Die Messwerte sind in Tab. 2 zusammengefasst.

Der Oberflächenabfluss des Hochebenferners speist wie erwähnt die orografisch linke Blockgletscherzunge und tritt mit deutlich geringeren Temperaturen wieder an den niedertemperierten Quellen im Stirnbereich des Blockgletschers aus. Dies ist ein deutlicher



Tab. 2: Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit von Quellen (2010/2013), an denen Schwermetallanalysen durchgeführt wurden

	16.07.2010		27.08.2010		26.07.2013		07.08.2013	
Messstelle	T [in °C]	LF [in µS/cm]	T [in °C]	LF [in µS/cm]	T [in °C]	LF [in µS/cm]	T [in °C]	LF [in µS/cm]
Q3	0,3	432	0	590	2,3	123	1,9	130
Hocheb_23	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.	10,3	117	9,8	140

Beleg, dass noch Eis in der orografisch linken Blockgletscherzunge vorhanden ist.

#### 4.7. Hydrochemische Untersuchungen

Im Zuge der Schwermetallanalyse 2013 an Quellen und Gerinnen wurden zudem auch

stichprobenhaft hydrochemische Analysen durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, dass es sich im Untersuchungsraum Inneres Hochebenkar vorwiegend um erdalkalisch-sulfatische Wässer mit vereinzelt sehr geringer Tendenz in Richtung erdalkalisch-alkalisch-sulfatische Wässer handelt (Abb. 11).

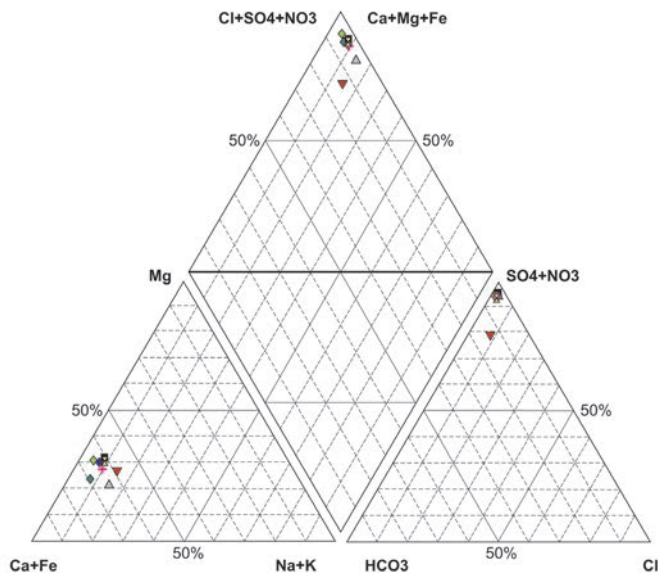


Abb. 11: Piper-Diagramm zur hydrochemischen Zusammensetzung von Wasserstichproben aus sieben Quellen des Blockgletschers und des kleinen Sees (rotes Dreieck) nahe des kleinen Blockgletschers

#### 4.8. Schwermetall-Untersuchungen

##### a. Beprobungen 2010

Die Ergebnisse der Probenahme am 16.07.2010 zeigen Grenzwertüberschreitungen nach der Trinkwasserverordnung (TWVO) bei den Parametern Aluminium (Messstelle Q 3), Mangan (Messstelle Q 3) und Nickel (OG-Messstelle Q 3; Tab. 3).

Die Ergebnisse der Probenahme 27.08.2010 zeigen ebenso Grenzwertüberschreitungen nach TWVO bei den Parametern Aluminium (Messstelle Q 3), Mangan (Messstelle Q 3) und Nickel (Quelle BQ 3, Quelle BQ 5, Messstelle Q 3 und BQ 38; Tab. 3). Die Grenzwerte liegen für Aluminium und Eisen bei 0,2 mg/l, für Mangan bei 0,05 mg/l und für Nickel bei 0,02 mg/l.

Tab. 3: Schwermetallanalysen (Al, Mn, Ni) 2010 in ausgewählten Quellen mit Grenzwertüberschreitungen nach der Trinkwasserverordnung (TWVO, rot markiert)

	BQ 3	BQ 5	BQ 10	Q3	BQ 3	BQ 5	BQ 10	Q 3	BQ 38
<b>2010</b>	<b>16.07.</b>	<b>16.07.</b>	<b>16.07.</b>	<b>16.07.</b>	<b>27.08.</b>	<b>27.08.</b>	<b>27.08.</b>	<b>27.08.</b>	<b>27.08.</b>
<b>Al</b>	0,025	0,03	0,011	<b>5,393</b>	0,035	0,019	0,016	<b>0,292</b>	0,07
<b>Mn</b>	0,004	< 0,001	< 0,001	<b>0,391</b>	0,006	< 0,001	< 0,001	<b>0,065</b>	0,02
<b>Ni</b>	0,017	0,018	0,01	<b>0,444</b>	<b>0,022</b>	<b>0,023</b>	0,013	<b>0,101</b>	<b>0,035</b>

Tab. 4: Schwermetallanalysen (Al, Fe, Mn, Ni) 2013 in ausgewählten Quellen. Grenzwertüberschreitungen sind rot markiert

Messstelle	Hocheb_02	Hocheb_04	BQ 3	BQ 5	Hocheb_11	BQ 10	Hocheb_15	BQ 38
<b>2013</b>	<b>07.08.</b>	<b>07.08.</b>	<b>07.08.</b>	<b>07.08.</b>	<b>07.08.</b>	<b>07.08.</b>	<b>07.08.</b>	<b>07.08.</b>
Al [mg/l]	0,082	0,056	0,109	0,0109	0,0114	0,0116	0,132	<0,0100
Al gesamt [mg/l]	<b>0,335</b>	0,149	<b>0,921</b>	<b>1,34</b>	0,055	0,0391	<b>0,427</b>	0,104
Fe [mg/l]	<0,0100	[0,0019]	[0,0019]	[0,0019]	[0,0019]	[0,0019]	[0,0019]	<0,0100
Fe gesamt [mg/l]	<b>0,307</b>	0,068	<b>1,16</b>	<b>1,96</b>	0,055	0,041	<b>0,342</b>	0,139
Mn [mg/l]	<0,0100	0,011	0,018	[0,0019]	[0,0019]	[0,0019]	<0,0100	<0,0100
Mn gesamt [mg/l]	0,013	0,019	0,042	0,018	[0,0024]	[0,0024]	<0,0100	<0,0100
Ni [mg/l]	<b>0,0414</b>	<b>0,0338</b>	<b>0,0422</b>	<b>0,0343</b>	<b>0,0273</b>	<b>0,0207</b>	<b>0,0351</b>	0,0154
Ni gesamt [mg/l]	<b>0,065</b>	<b>0,056</b>	<b>0,061</b>	<b>0,058</b>	<b>0,0408</b>	<b>0,0321</b>	<b>0,055</b>	<b>0,0244</b>

**b. Beprobungen 2013**

Die Ergebnisse der Probenahme vom 07.08.2013 an den Quellen im Stirnbereich und der Quelle BQ 38 beim Blockgletscher im hinteren Teil des Hochebenkares zeigen bei den unfiltrierten Proben (Gesamtgehalt; ungelöst) Grenzwertüberschreitungen nach TWVO bei den Parametern Aluminium, Eisen und Nickel, bei den filtrierten Proben (gelöst) noch durchwegs sehr deutliche Grenzwertüberschreitungen bei Nickel (Tab. 4).

Die Ergebnisse der Probenahme vom 07.08.2013 am Gletscherabfluss zeigen bei den unfiltrierten Proben (Gesamtgehalt; ungelöst) Grenzwertüberschreitungen nach TWVO bei den Parametern Aluminium, Eisen, Mangan und Nickel, bei den filtrierten Proben (gelöst) noch durchwegs sehr deutliche Grenzwertüberschreitungen bei Nickel und geringfügige

ge Grenzwertüberschreitungen bei Mangan (Tab. 5).

**5. Diskussion**

Obwohl die Blockgletscher in den beiden Hochebenkaren nur wenige 100 m voneinander getrennt sind, zeigen sie große Unterschiede, vor allem hinsichtlich ihrer Oberflächenmorphologie, Permafrostverbreitung, Fließbewegung und Hydrologie. Während das gesamte Äußere Hochebenkar von einem aktiven Blockgletscher eingenommen wird, zeigt im Inneren Hochebenkar nur der unterste Teil (bis ca. 2.770 m Seehöhe) eine für Blockgletscher typische Oberflächenmorpho-

Tab. 5: Schwermetallanalysen (Al, Fe, Mn, Ni) am Gletscherabfluss. Grenzwertüberschreitungen nach der Trinkwasserverordnung (TWVO) sind rot markiert.

Messstelle	Hocheb_19 (Q 3)	Hocheb_23 (vor Infiltration in orogr. linke Blockgletscherzunge)
Datum	07.08.2013	07.08.2013
Al [mg/l]	0,196	0,102
Al gesamt [mg/l]	<b>1,74</b>	<b>2,14</b>
Fe [mg/l]	<0,0100	[0,0019]
Fe gesamt [mg/l]	<b>2,24</b>	<b>2,72</b>
Mn [mg/l]	<b>0,053</b>	<b>0,05</b>
Mn gesamt [mg/l]	<b>0,1</b>	<b>0,102</b>
Ni [mg/l]	<b>0,066</b>	<b>0,064</b>
Ni gesamt [mg/l]	<b>0,103</b>	<b>0,104</b>

logie aus grobblockigem Material mit weniger Feinanteil und typischen transversalen Rücken und Vertiefungen. Die Permafrostkartierung von Haerberli & Patzelt (1982) zeigt, dass Permafrost auf diesen Bereich beschränkt ist. Der zentrale, flache Teil des Inneren Hochebenkars, ungefähr zwischen 2.770 und 2.850 m Seehöhe wird von einer gestreiften Grundmoräne bedeckt. Auf der historischen Karte (Datenstand 1870/1873, Abb. 12) ist klar zu erkennen, dass während der Kleinen Eiszeit das Innere Hochebenkar noch von einem Kargletscher ausgefüllt war, der ungefähr jene Fläche bedeckte, die heute von der gestreiften Grundmoräne eingenommen wird. Im Gegensatz dazu war das Äußere Hochebenkar während der Kleinen Eiszeit offensichtlich gletscherfrei. Nach Vietoris (1972) liegt der fast schuttfreie Hochebenferner auf

dem Blockgletscher. Vietoris (1972) schreibt: „es fällt auf, wie schonend dieser Gletscher den von ihm bedeckten Blockgletscher überfährt“. Auch laut Haerberli & Patzelt (1982) hat der Hochebenferner den Blockgletscher überfahren. Demnach muss sich der Blockgletscher bereits vor der Kleinen Eiszeit zu bilden begonnen haben. Vor der Vergletscherung während der Kleinen Eiszeit war vermutlich das gesamte Kar von einem Blockgletscher ausgefüllt, ähnlich wie im Äußeren Hochebenkar. Die Schutttzufuhr des Blockgletschers beschränkt sich heute auf kleine Bereiche am Fuße der steilen Felswände am Nordrand des Kares (Hochebenkamm) und vor allem am Südrand des Kares.

Das Vorhandensein von Permafrosteis im Blockgletscher wird einerseits durch die Permafrostkartierung von Haerberli & Patzelt

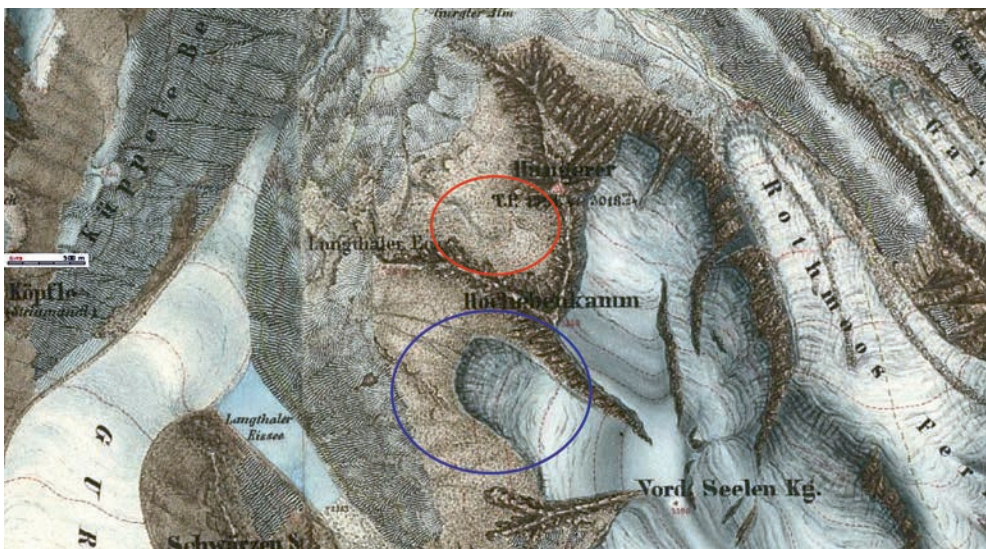


Abb. 12: Historische Karte des Inneren Hochebenkars (blaue Markierung), des Äußeren Hochebenkars (rote Markierung) und der weiteren Umgebung (dritte Landesaufnahme 1864/1887, Datenstand 1870/1873, Maßstab 1:25.000) (verändert nach Land Tirol, tiris Kartendienste: [www.tirisdienste.at](http://www.tirisdienste.at))

(1982), andererseits auch durch die niedrigen Quelltemperaturen und die Bewegungsraten bestätigt. Die im Vergleich zum Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar deutlich geringeren jährlichen Bewegungsraten sind unter anderem auch auf die wesentlich flachere Topographie im Zungenbereich zurückzuführen. Die Abnahme in den jährlichen Bewegungsraten deutet auf ein verstärktes Abschmelzen des Permafrostes hin.

Die Hydrologie des Blockgletschers ist sehr komplex, bedingt durch die Grundmoräne und Reste des Hochebenferners. Die Quellen BQ 1–4 werden auch vom Gletscherbach gespeist, der ungefähr 350 m von der Stirn entfernt im Blockgletscher versickert. Die starke Abkühlung des Gletscherbaches vom Versickerungsort bis zum Quellaustritt weist ebenfalls auf das Vorhandensein von Eis im Blockgletscher hin.

Am Fuße der Stirn treten zahlreiche Quellen aus, die sich allerdings nicht zu einem einzigen Gerinne vereinen wie beispielsweise beim Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar (siehe Kapitel 3 in diesem Buch) oder bei anderen Blockgletschern (z.B. Krainer & Mostler 2000, 2001, 2002; Krainer et al. 2007).

Interessant ist die hohe Nickel-Konzentration der Quelle, die am Fuße des stark schuttbedeckten Teiles des Hochebenferners austritt. Das Nickel wird vermutlich aus dem Eis freigesetzt. Hohe Ni-Konzentrationen sind auch noch an der Quelle BQ 3 nachweisbar. Am Weg von der Quelle Q 3 bis zur Blockgletscherquelle BQ 3 kommt es zwar zu einer Verdünnung, trotzdem liegt die Ni-Konzentration an der Quelle BQ 3 noch immer über

dem Grenzwert für Trinkwasser. Erhöhte Ni-Gehalte zeigen auch die Quellen BQ 5 und BQ 10, die nicht vom Gletscherbach gespeist werden. Offensichtlich wird auch aus dem Permafrostes des Blockgletschers Ni freigesetzt. Auch die Quelle an der Stirn des kleinen Blockgletschers im hinteren Teil des Kares (BQ 38) zeigt erhöhte Ni-Gehalte. Untersuchungen am Permafrostes aus der Kernbohrung des Blockgletschers auf der Lazaunalm im hinteren Schnalstal (Südtirol) haben gezeigt, dass Nickel im Eis des Blockgletschers in einzelnen Horizonten stark angereichert ist (Krainer et al. 2012). Die Herkunft des Nickels ist nicht bekannt. Gesteinsanalysen zeigen keine erhöhten Nickelgehalte, vermutlich gelangte das Nickel über atmosphärischen Eintrag in das Eis.

Die Ergebnisse der Beprobungen aus 2010 und 2013 zeigen, dass einzelne Schwermetalle auch im filtrierten Zustand deutlich über den Grenzwerten der TWVO liegen und zukünftig weiter beobachtet werden sollten.

## Literatur

---

- Hoinkes, G. & Thöni, M. (1993) Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units. In: Raumer, von J.F. & Neubauer, F. (eds) *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer, Berlin, 485-494.
- Haerberli, W. & Patzelt, G. (1982) Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-

- Blockgletscher, Obergurgl, Öztaler Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 18(2): 127-150.
- Kaufmann, V. & Ladstädter, R. (2002) Spatio-temporal analysis of the dynamic behaviour of the Hochebenkar rock glaciers (Oetztal Alps, Austria) by means of digital photogrammetric methods. 6<sup>th</sup> International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography 2000: 1-22.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000) Reichenkar Rock Glacier: a Glacier Derived Debris-Ice System in the Western Stubai Alps, Austria. *Permafrost and Periglacial Processes* 11: 267-275.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2001) Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, Gößnitztal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern, Österreich). *Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Nationalpark Hohe Tauern* 6: 139-168.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2002) Hydrology of Active Rock Glaciers: Examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 34: 142-149.
- Krainer, K., Mostler, W. & Spötl, C. (2007) Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian Journal of Earth Sciences* 100: 102-112.
- Krainer, K., Lang, K., Mair, V., Nickus, U., Tessadri, R., Tonidandel, D. & Thies, H. (2012) Core drilling on active rock glacier Lazaun (southern Öztal Alps, South Tyrol). *Pangeo 2012*, Salzburg, 15.–20. September, abstract, p. 83.
- Pillewizer, W. (1957) Untersuchungen an Blockströmen der Öztaler Alpen. In: *Geomorphologische Abhandlungen. Abhandlungen des Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin* 5: 37-50.
- Rott, H. & Siegel, A. (1999) Analysis of mass movements in alpine terrane by means of SAR interferometry. *IGARS'99*, Hamburg, Germany, Proceedings vol. 4 IEEE publications, cat. No. 99CH36293, 933-1936.
- Vietoris, L. (1972) Über den Blockgletscher des Äußeren Hochebenkars. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. VIII, Heft 1-2: 169-188.

### Verzeichnis der AutorInnen

---

Karl Krainer  
Universität Innsbruck  
Institut für Geologie  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
Karl.Krainer@uibk.ac.at

Markus Ribis  
geo.zt gmbh – poscher  
beratende geologen  
Saline 17, 6060 Hall in Tirol, Österreich  
Markus.Ribis@geo-zt.at

Veronika Schmidt  
Universität Innsbruck  
Institut für Geologie  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
Veronika.Schmidt@student.uibk.ac.at

# Kapitel 5 | Meteorologische Bedingungen und Strahlungsverhältnisse am Blockgletscher Äußeres Hochebenkar

Lea Hartl, Andrea Fischer

## *Zusammenfassung*

Der Einfluss des Klimas auf Gletscher und Blockgletscher ist in deren Energiebilanz zusammengefasst. Diese zeigt die verschiedenen Energieflüsse, die zwischen einer Oberfläche und der Atmosphäre bestehen. Die Strahlungsparameter spielen dabei eine große Rolle. Die Strahlungsbilanz setzt sich zusammen aus langwelliger (thermischer) Strahlung und kurzwelliger Sonnenstrahlung. Anhand von Daten der automatischen Wetterstation im Äußeren Hochebenkar für das Jahr 2012 werden mikroklimatische Parameter sowie die unterschiedlichen Strahlungsflüsse dargestellt. Der wärmste Monat 2012 war mit einer Mitteltemperatur von 9 °C der August. Die Jahresmitteltemperatur der Luft betrug -0,6 °C, während das Jahresmittel der Bodentemperatur in 15 cm Tiefe mit 0,7 °C leicht positiv ausfiel. Die Strahlungsbilanz ist durch die langwelligeren Strahlungsparameter dominiert, solange der Boden schneebedeckt ist und ein großer Teil der kurzwelligeren Strahlung reflektiert wird. Nach der Schneeschmelze steigt der Einfluss der kurzwelligeren solaren

Strahlung auf die Gesamtstrahlungsbilanz. Weitere Untersuchungen und das Fortführen bestehender Messreihen sind wichtig, um zu verstehen, wie sich Änderungen in der Energiebilanz auf den Blockgletscher auswirken.

## *Abstract*

The cryosphere is strongly influenced by climate. The various fluxes of energy that occur between the atmosphere and the surface of a glacier or rock glacier comprise the energy balance of that surface. The energy balance determines how much energy is available for melting processes within the glacier or rock glacier. Apart from thermal and ground fluxes, the dominant components of the energy balance are incoming and outgoing long and shortwave radiation, the so called radiation balance. Unlike blue-ice glaciers, rock glaciers are covered by a thick layer of debris, which protects, to a large degree, the ice-rich permafrost core from the influence of solar radiation. Using data gathered by the automatic weather



station at the rock glacier Äußeres Hochebenkar, temperature and radiation parameters are discussed for the year 2012.

The warmest month in 2012 was August, with a monthly mean of 9 °C. The yearly mean of the air temperature was slightly negative at -0.6 °C, while the yearly mean of the ground temperature was slightly positive at 0.7 °C. The ground temperature showed no diurnal variation until mid-May, when snow melt occurred. Ground temperatures under the mid-winter snowpack were partially negative, suggesting the presence of permafrost.

To show the influence of different cloud conditions on the radiation balance, five exemplary days of summer and winter 2012 are discussed. The incoming shortwave radiation was strongly dependant on the type and amount of clouds present. Generally, incoming short wave radiation decreased with increasing cloud cover, but a few small cumulus clouds can reflect shortwave radiation so that the incoming global radiation is higher than it would be in clear sky conditions. In summer, about 20 % of incoming short wave radiation is reflected at the surface. Incoming longwave radiation depends mainly on the amount of water vapour and cloud cover, as can be seen when comparing the peak values of longwave radiation with peaks in relative humidity. The net radiation balance is dominated by shortwave, solar radiation by day and the longwave components by night. In winter, the presence of snow has a strong influence on the radiation balance, since solar radiation is reflected to a large degree. Over the year, incoming shortwave radiation increases between

the winter and summer solstice and decreases again accordingly. Incoming longwave radiation reaches maximum values in August, when temperatures and humidity are also at their yearly peak. As long as the ground is snow covered, the longwave components dominate the radiation balance. The net radiation balance is negative in January, February, March, November and December, with November being the most negative month of 2012 with a net radiation balance of -34 W/m<sup>2</sup>. The overall radiation balance for 2012 is positive at 346 W/m<sup>2</sup>.

Äußeres Hochebenkar rock glacier receives very little solar radiation in winter due to geometric effects of the surrounding terrain. In the winter months the sun rises above the peaks of the Hochebenkamm only for a short amount of time. Small surface variations on the rock glacier have a very small effect on incoming radiation, compared to the shading due to Hochebenkamm. In summer the influence of the surrounding terrain is smaller and minor variations in exposition and steepness on the rock glacier surface have a larger effect. To further investigate how the components of the energy and radiation balance affect the permafrost core of the rock glacier, and in consequence the dynamic of the rock glacier, it would be desirable to carry out geophysical measurements and drill a core at Hochebenkar rock glacier. It is essential that existing time series are continued.

## 1. Einleitung

Blockgletscher unterliegen, wie auch Eisgletscher- und Permafrostphänomene, den Einflüssen des Klimas. Zwischen der Atmosphäre und der Kryosphäre finden Energieflüsse statt, die sich je nach Wetter und klimatischen Bedingungen ändern (Abb. 1). Wenn man alle eingehenden Energieflüsse gegen alle ausgehenden aufrechnet, spricht man von der Energiebilanz. Durch die Regeln der Energieerhaltung ist die Energiebilanz im Mittel stets ausgeglichen, obwohl es im Tages- und Jahresverlauf zu starken Schwankungen kommt. Die Sonne spielt für die Energiebilanz eine dominante Rolle: Wenn am Tag bei klarem

Wetter im Frühjahr die Schneedecke in der Sonne schmilzt, ist die Energiebilanz an diesem Punkt in diesem Moment positiv, Energie aus der Atmosphäre wird in die Schneedecke transportiert und führt dort zur Schmelze. Nachts hingegen friert die aufgeweichte Schneedecke wieder fest – die Oberfläche gibt Wärmestrahlung an die Atmosphäre ab und die Energiebilanz wird negativ. In der Kryosphäre sind besonders Schmelzprozesse stark durch die Energiebilanz beeinflusst. Während bei Gletschern die Sonne direkt auf das schmelzende Eis scheint, ist das gefrorene Material in einem Blockgletscher meist von einer dicken, frostfreien Schuttschicht geschützt. Eine sehr dünne Schuttbedeckung (wenige Zentimeter) auf dem Eis wirkt sich förderlich

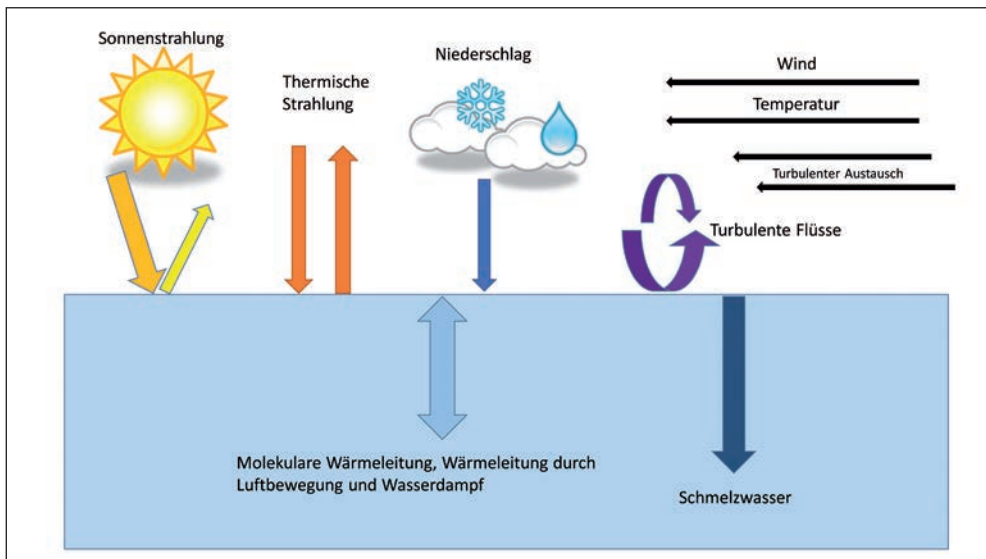


Abb. 1: Die wichtigsten Energieflüsse an einer Gletscheroberfläche, adaptiert nach Oerlemans (2010). Die Strahlungsflüsse machen den größten Teil des Energieumsatzes aus. Der Energiefluss durch Niederschlag ist je nach Temperatur zur Oberfläche hin- oder von ihr weggerichtet, wie auch die turbulenten Flüsse. Mit Ausnahme des Energietransports durch versickerndes oder abfließendes Schmelzwasser sind die Energieflüsse innerhalb des Gletschers klein im Vergleich zu jenen zwischen der Atmosphäre und dem Gletscher.

auf die Ablation aus. Dickerer Schutt hingegen verlangsamt das Schmelzen, wobei die Schmelzraten mit zunehmender Schuttstärke asymptotisch abnehmen (Mihalcea et al. 2006, Nicholson & Benn 2006). Der Blockgletscher im äußeren Hochebenkar weist Schuttdicken von mehreren Metern auf (Hartl et al. 2014), dadurch ist das sommerliche Schmelzen gegenüber einem Gletscher stark reduziert.

Die Energiebilanz setzt sich zusammen aus dem fühlbaren und latenten Wärmestrom, dem Bodenwärmestrom und den lang- und kurzwelligigen Strahlungskomponenten (Oerlemans 2001). Der Energiefluss an der Oberfläche ( $E$ ) kann auf folgende Weise ausgedrückt werden:

Formel 1:

$$E = S_{in} (1 - \alpha) + L_{in} + L_{out} + G + H_s + H_l$$

wobei  $S_{in}$  die einfallende, kurzwellige Sonnenstrahlung bezeichnet und  $\alpha$  die Albedo. Die Albedo gibt an, welcher Anteil der eintreffenden Strahlung an der Oberfläche reflektiert wird und kann Werte zwischen 0 (keine Reflexion, Strahlung wird vollständig absorbiert) und 1 (Strahlung wird vollständig reflektiert) annehmen.  $\alpha$  ist abhängig von der Beschaffenheit der Oberfläche und der Wellenlänge der eintreffenden Strahlung. So absorbieren bestimmte Materialien (z.B. Schnee) beispielsweise langwellige Strahlung, reflektieren aber im kurzwelligen Bereich. Der erste Term auf der rechten Seite von Formel 1 beschreibt also sowohl die einfallende, als auch die reflektierte Sonnenstrahlung.  $L_{in}$  ist die einfallende thermische, langwellige Strahlung,

$L_{out}$  die ausgehende langwellige Strahlung.  $G$  ist der Bodenwärmestrom, der sich auf einer Gletscheroberfläche aus jener Energie zusammensetzt, die durch Wärmeleitung (im Eis/Gestein) und Konvektion (in Hohlräumen) herbeigeführt wird bzw. entweicht.  $H_s$  ist der Fluss sensibler Wärme und  $H_l$  ist der Fluss latenter Wärme.  $H_s$  und  $H_l$  lassen sich als turbulente Wärmeflüsse zusammenfassen.

Bereits in den 1970er Jahren wurden im Rahmen des Man and Biosphere (MaB) Projekts Obergurgl umfangreiche Energiebilanzmessungen durchgeführt, bei denen ein Messstandort in einer Wiese knapp außerhalb von Obergurgl auf 1.960 m mit einem Standort auf der Hohen Mut (2.560 m) verglichen wurde (Staudinger 1978, 1987; Rott 1979; Patzelt 1987). Der Höhenunterschied, sowie Unterschiede in Sonneneinstrahlung und Schneebedeckung, und die damit zusammenhängende, unterschiedliche Vegetation an den Standorten beeinflussen die Energiebilanz und das Mikroklima beider Standorte. Durch den niedrigwüchsigen Pflanzenbewuchs auf der Hohen Mut sind die Tagesgänge der Bodentemperatur und der Strahlungstemperatur der Oberfläche dort stärker ausgeprägt als auf der Wiese bei Obergurgl. Die Tagessummen der kurzwelligen, solaren Einstrahlung liegen auf der Hohen Mut 10 % bis 15 % über jenen am Standort Wiese, bedingt durch die stärkere Horizontabschirmung und die etwas größere atmosphärische Extinktion am tiefer gelegenen Standort (Rott 1979).

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, das Mikroklima und die Strahlungsbilanz im Bereich des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar

zu erfassen, um damit einen Vergleich zu den oben erwähnten Messstandorten in Obergurgl zu haben und die Besonderheiten am Blockgletscher aufzeigen zu können.

Luftdruck, Lufttemperatur- und feuchte in 2 m Höhe (unventiliert, unbeheizt), Sommer-niederschlag, Schnee- und Bodentemperaturen (ca. 15 cm Tiefe) sowie Schneehöhe. Die Daten werden als 10 Minuten-Summen bzw. -Mittelwerte gespeichert.

## 2. Methoden

Am 12. Oktober 2010 wurde auf 2.620 m Meereshöhe neben dem orographisch rechten Rand des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar eine automatische Wetterstation installiert. Die Station misst Windgeschwindigkeit und -richtung, eingehende und ausgehende langwellige und kurzwellige Strahlung,

### Berechnung der Strahlungsbilanz

Die Strahlungsterme der Energiebilanz (Formel 1) bilden die Strahlungsbilanz ( $Q$ , Formel 2). Sie zeigt die Energieflüsse, die durch an der Oberfläche eintreffende und von ihr ausgehende elektromagnetische Strahlung entstehen. Man unterscheidet zwischen der kurzwelligen Sonnenstrahlung, die zu 99 % in einem Wel-

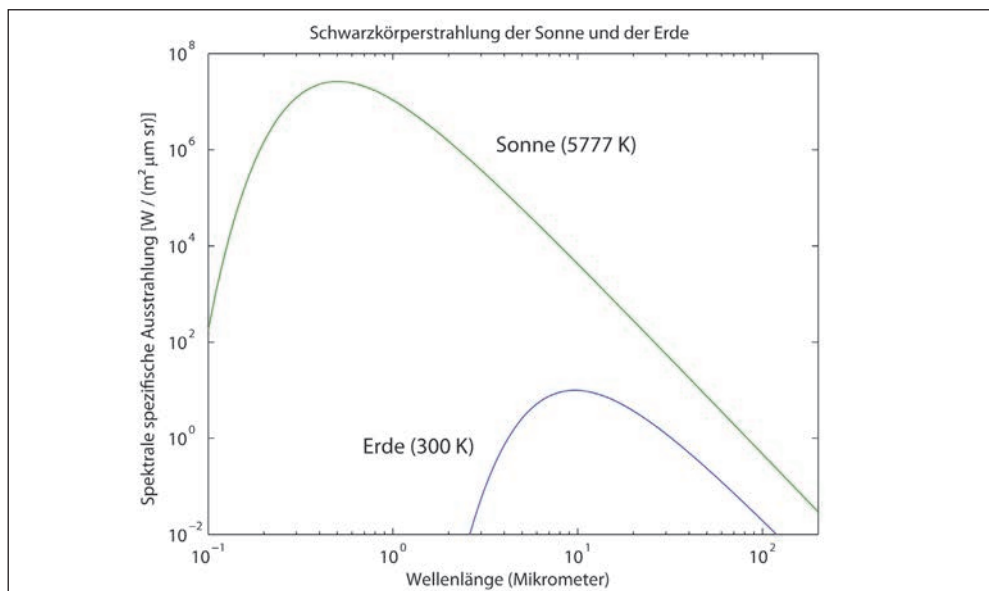


Abb. 2: Planck'sches Strahlungsspektrum für die effektive Strahlungstemperatur der Sonne (5777 Kelvin; grüne Kurve) und der Erde (300 Kelvin; blaue Kurve), in doppeltlogarithmischer Darstellung. Auf Grund der höheren effektiven Temperatur liegt das Strahlungsmaximum der Sonne bei kürzeren Wellenlängen als jenes der Erde.

lenlängenbereich von 0,22 bis 4 Mikrometern liegt, und langwelliger, atmosphärischer oder thermischer Strahlung, die zu 99 % Wellenlängen zwischen 4 und 100 Mikrometern aufweist (Abb. 2, Kraus 2000). Die eintreffende kurzwellige Strahlung wird weiter unterteilt in einen direkten und einen diffusen Anteil. Letzterer ist jene Sonnenstrahlung, die nicht auf direktem Weg zur Oberfläche gelangt, sondern zunächst an Wolken oder atmosphärischen Partikeln gestreut, gebrochen, reflektiert oder absorbiert und reemittiert wird. Der Anteil an diffuser Strahlung beträgt bei wolkenlosen Bedingungen typischerweise 15 %. Bei bedeck-

tem Himmel liegt er bei bis zu 85 %, wobei der genaue Wert stark von der Art der Wolken abhängt (Oerlemans 2001).

$$\text{Formel 2: } Q = S_{in} + S_{ref} + L_{in} + L_{out}$$

$Q$  ist die Strahlungsbilanz,  $S_{ref}$  ist der Anteil der Sonnenstrahlung, der an der Oberfläche reflektiert wird und kann auch ausgedrückt werden als:

$$\text{Formel 3: } S_{ref} = S_{in} \cdot \alpha$$

Für die restliche Notation siehe Formel 1.

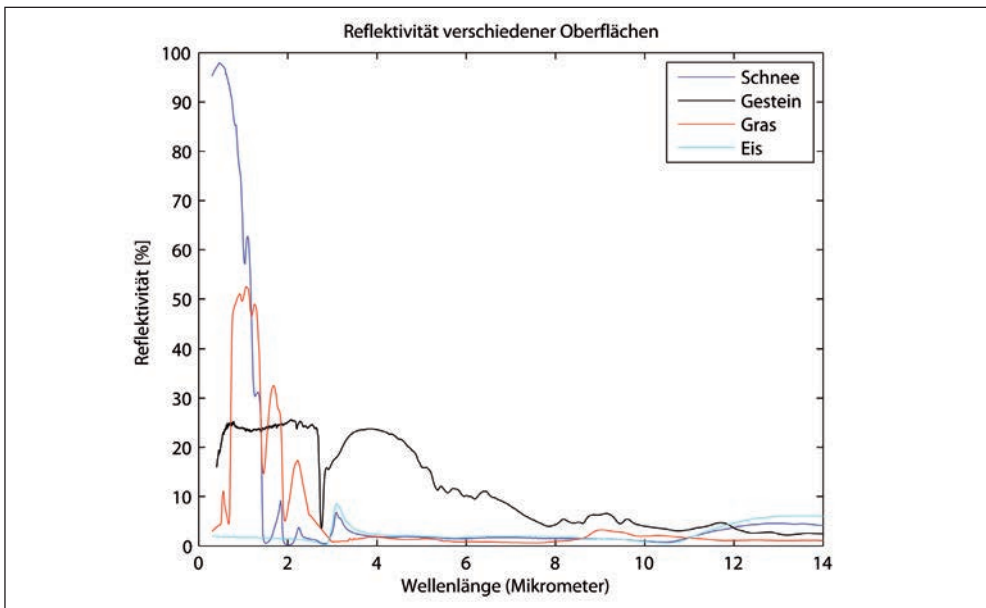


Abb. 3: Spektrale Signaturen von Schnee (dunkelblau), Eis (hellblau), Gestein (Glimmerschiefer: schwarz) und Gras (rot), nach Baldrige et al. (2009). Daten aus ASTER Spectral Library, California Institute of Technology. Dargestellt ist die Reflektivität in Prozent abhängig von der Wellenlänge in Mikrometern. Schnee reflektiert kurzwellige Strahlung zu annähernd 100 % und absorbiert stark im langwelligem Bereich. Eis reflektiert in allen Wellenlängen unter 10 % der Strahlung. Glimmerschiefer, das Gestein, welches auch im Äußeren Hochebenkar verbreitet vorkommt, reflektiert unter 20 % der Gesamtstrahlung. Gras reflektiert ca. 50 % der kurzwelligen Strahlung und absorbiert, ähnlich wie Schnee, stark in langen Wellenlängen.

Für die kurzwellige Strahlungsbilanz ist entscheidend, wieviel die Oberfläche reflektiert. Schnee und insbesondere Neuschnee hat eine sehr hohe Albedo und reflektiert fast 100 % der kurzwelligen Strahlung, das Gesteinsmaterial an der Blockgletscheroberfläche hingegen absorbiert große Teile davon (Abb. 3). Die langwellige Einstrahlung wird kaum reflektiert und auch von Schnee weitgehend absorbiert. Bei bedecktem Himmel und hoher Luftfeuchtigkeit erreicht auf Grund des Wasserdampfes in der Atmosphäre mehr langwellige Strahlung die Oberfläche, während die kurzwellige Einstrahlung durch eine Wolkendecke in den meisten Fällen vermindert wird. Je nach Art der Wolken und dem Bedeckungsgrad ändert sich deren Einfluss auf die kurzwellige Bilanz. In seltenen Fällen kann die solare Einstrahlung durch Reflexionseffekte an Wolken kurzfristig auch zunehmen. Zusätzlich beeinflussen geometrische Effekte, wie die Abschattung der Sonne durch das Gelände und die geographische Breite, die Strahlungsbilanz.

### 3. Ergebnisse

#### Temperaturen im Äußeren Hochebenkar 2012

Mit einer Mitteltemperatur von 9 °C war der August im Jahr 2012 der wärmste Monat (Tab. 1). Die Jahresmitteltemperatur betrug -0,6 °C. Das Jahresmittel der Bodentemperatur in 15 cm Tiefe war mit 0,7 °C hingegen leicht positiv. Die Bodentemperatur zeigt bis in den Juni keinen Tagesgang (Abb. 4), was auf das Vorhandensein einer isolierenden Schneedecke hinweist. Nach der Schneeschmelze nähert sich die Bodentemperatur der mittleren Lufttemperatur an, wobei die Tagesamplituden der Bodentemperatur deutlich geringer sind. Die Tagesextremwerte der Bodentemperatur treten gegenüber jenen der Lufttemperatur zeitlich verzögert auf (Abb. 4). Von Januar bis April liegt die Bodentemperatur trotz Schneedecke deutlich unter dem Gefrierpunkt (Tab. 1), was auf Permafrost hindeuten kann (Haeberli 1973). Bis in den August hinein sind die Schwankungen der Bodentemperatur gegenüber der Lufttemperatur gedämpft.

Tab. 1: Monatsmittel der Luft- und Bodentemperatur in °C an der automatischen Wetterstation im Äußeren Hochebenkar für das Jahr 2012. Die Messung der Bodentemperatur war ab September fehlerhaft.

2012	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
T Luft	-8,6	-12,3	-3,7	-3,2	1,3	6,6	7,6	9,0	4,8	1,5	-1,8	-8,4
T Boden	-5,7	-5,3	-2,6	-1,2	0,4	5,5	10,4	11,4	-	-	-	-

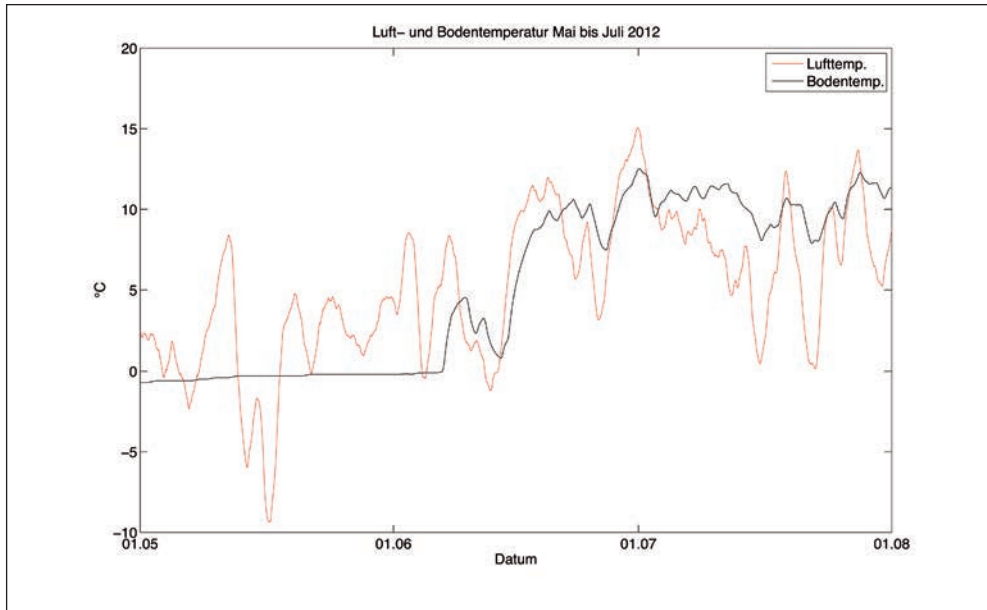


Abb. 4: Die Luft- und Bodentemperatur an der automatischen Wetterstation im Äußeren Hochebenkar von Mai bis Ende Juli 2012 als gleitendes Mittel über 24 Stunden. Bis zur Schneeschmelze zeigt die Bodentemperatur nur geringe Schwankungen. Danach steigt die Bodentemperatur und erreicht ähnliche Werte wie die Lufttemperatur, allerdings mit geringeren Tagesamplituden und einem zeitlichen Versatz.

## Strahlung

Exemplarisch werden die Strahlungsparameter (Abb. 5a), sowie die relative Feuchte und die Luft- und Bodentemperatur (Abb. 6a) während 5 Sommertagen (5. bis einschließlich 9. August 2012) betrachtet. Die kurzwellige Einstrahlung erlaubt qualitative Rückschlüsse auf den Bewölkungszustand. Der Verlauf der Einstrahlung am 5., 6. und 9. August legt nahe, dass der Himmel an diesen Tagen teilweise bewölkt war, wobei die Einstrahlung besonders am Nachmittag stark abfiel, was auf im Tagesverlauf zunehmende Bewölkung hinweist. Die Bilder der automatischen Kamera

am Gegenhang (Abb. 7) zeigen, dass 5. und 6. August von eher konvektiver Bewölkung geprägt waren, wobei am 6. nachmittags auch etwas Regen fiel. Am 9. August war die Bewölkung schichtförmig, was auf Fronteinfluss hindeuten kann. Der 7. August hingegen war weitgehend heiter oder wolkenlos und der Tagesgang der eintreffenden kurzwelligen Strahlung verlief ungestört. Der 8. August zeigte maximale Einstrahlungswerte über jenen des weitgehend wolkenlosen Vortages. Das ist darauf zurückzuführen, dass einzelne, kleine Wolken sehr viel Sonnenstrahlung reflektieren können, was sich in der Gesamteinstrahlung positiv niederschlägt (Oerlemans 2010).

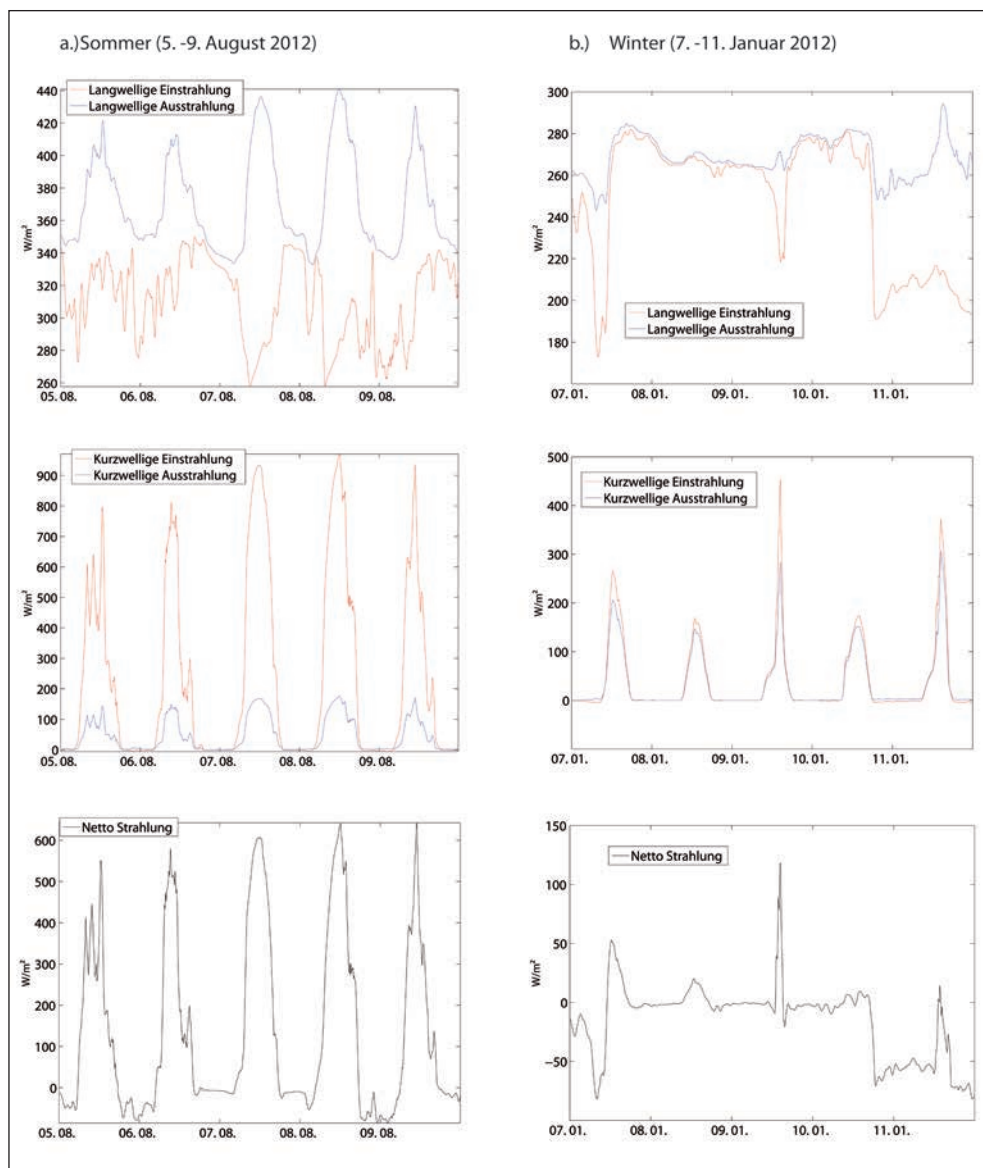


Abb. 5: Die langwelligen und kurzwelligen Strahlungsparameter in Watt pro Quadratmeter ( $W/m^2$ ), sowie die Gesamtstrahlungsbilanz am Standort Äußeres Hochebenkar an jeweils fünf exemplarisch ausgewählten Tagen im Sommer (5.-9. August, Abb. 5a) und Winter (7.-11. Januar, Abb. 5b) 2012



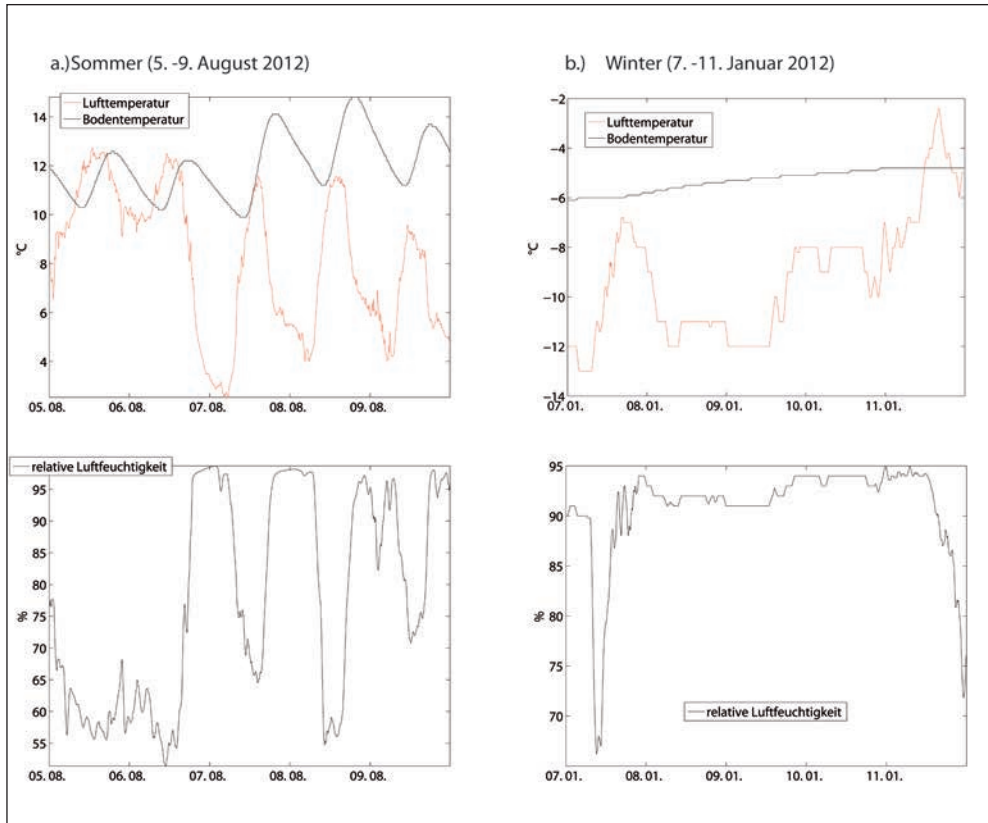


Abb. 6: Relative Luftfeuchtigkeit, sowie Luft- und Bodentemperatur an den in Abb. 5 dargestellten Sommer- (a) und Wintertagen (b)

Die reflektierte kurzwellige Strahlung betrug knapp 20 % der eintreffenden Strahlung. Das entspricht einer Albedo von 0,2.

Die Schwankungen der eintreffenden langwelligen Strahlung sind weit geringer als jene der solaren Einstrahlung und hängen maßgeblich von Wolken und Wasserdampf in der Atmosphäre ab. Dementsprechend korrelieren Extreme der relativen Feuchte mit Extremen der langwelligen Einstrahlung. Variationen der langwelligen Ausstrahlung sind in erster Linie durch Variationen der Bodentemperatur be-

dingt. Es ist zu erkennen, dass die langwellige Ausstrahlung am 7. und 8. August mit steigender Bodentemperatur zunahm. Die Lufttemperatur nahm im Gegensatz zur Bodentemperatur an diesen Tagen ab. Die Luft zwischen dem Messgerät und dem Boden beeinflusst die Messungen, daher sieht man in der langwelligen Ausstrahlung auch eine Korrelation mit der Lufttemperatur. Die Summe der Strahlungsflüsse ist tagsüber durch die kurzwellige Bilanz geprägt, während in der Nacht die langwellige Strahlung ausschlaggebend ist.

Die Lufttemperatur (Abb. 6a) zeigte an allen Tagen einen deutlichen, einstrahlungsbedingten Tagesgang, wobei an den ersten beiden abgebildeten Tagen die nächtliche Auskühlung durch Bewölkung verringert wurde und die Tagesamplitude entsprechend gedämpft war. In der zweiten Tageshälfte des 6. August sank

die Temperatur deutlich, während die Luftfeuchtigkeit stark anstieg (Regen). Der darauffolgende Tag verlief sehr sonnig (Abb. 7).

Abb. 5b und 6b zeigen analog zu Abb. 5a und 6a fünf wechselnd bewölkte Wintertage (7. bis einschließlich 10. Januar 2012). Da der Boden schneebedeckt war, ist der Anteil der reflektier-

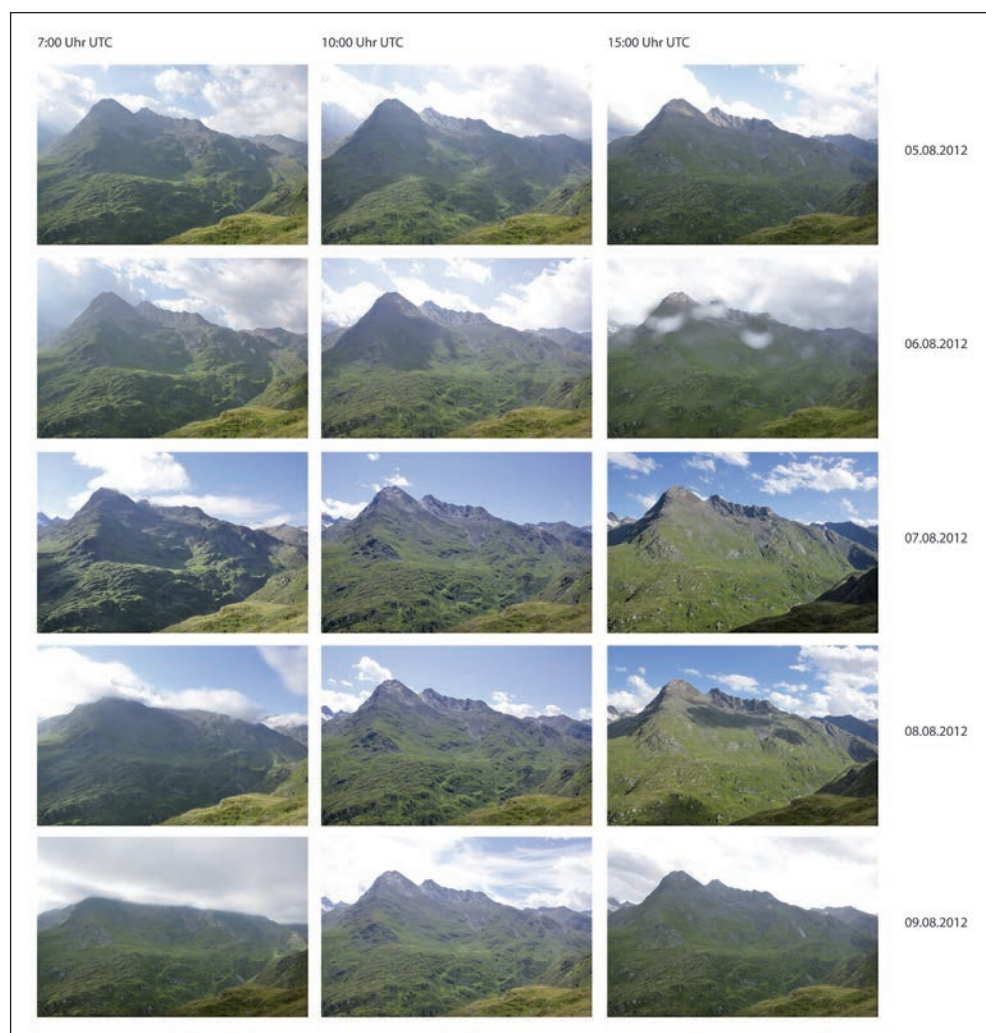


Abb. 7: Bilder der automatischen Kamera mit Blick auf das Äußere Hochebenkar an den in Abb. 5 und 6 gezeigten Sommertagen. Pro Tag wurden drei Bilder aufgenommen, jeweils um 7, 10 und 15 Uhr UTC.

ten kurzwelliger Strahlung wesentlich höher als im Sommer. Dabei fällt auf, dass die Albedo an bewölkten Tagen höher ist, als an Tagen mit weitgehend klarem Himmel. So lag die Albedo am weniger bewölkten 9. Januar bei rund 0,6, während sie am Tag darauf bei bedecktem Himmel auf über 0,8 anstieg. Der Anstieg der Albedo war durch Neuschnee bedingt (Klimabeobachtung der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik für den Standort Obergurgl: 3 cm Neuschnee am 9.1.2012 bzw. 8 cm Neuschnee am 10.1.2012). Die Strahlungseigenschaften von Wolken können einen ähnlichen Effekt hervorrufen: Wolken wirken wie eine Art Filter für Strahlung im nahen Infrarotbereich (ca. 0,8 bis 3 Mikrometer). Schnee kann Strahlung in diesen Wellenlängen nicht so stark reflektieren wie Strahlung im sichtbaren Bereich (Wiscombe & Warren 1980, Kuipers Munneke et al. 2011). Wenn die schlechter reflektierbare Strahlung wolkenbedingt fehlt, steigt also die Albedo über den gesamten Wellenlängenbereich.

Ist der Himmel im Winter bedeckt, ist die langwellige Strahlungsbilanz nahe Null. Sobald es jedoch aufklart, sinkt die eintreffende langwellige Strahlung rapide, während die Ausstrahlung der Schneeoberfläche unverändert weitergeht. Dadurch wird die langwellige Strahlungsbilanz deutlich negativ. Die Gesamt-Strahlungsbilanz aus langwelliger und kurzwelliger Strahlung ist im Winter bei Schneebedeckung vor allem durch die langwellige Komponente dominiert, da die kurzwellige Bilanz durch die hohe Albedo stets relativ ausgeglichen ist. Der positive Ausschlag am 9. Januar korreliert mit dem Maximum der

kurzwelligen, solaren Strahlung, während die meisten anderen Extreme mit Schwankungen der langwelligen Strahlung zusammenhängen. Auch der Strahlungs-Jahresgang von 2012 macht deutlich, wie sehr die Schneedecke die Strahlungsbilanz beeinflusst. Ist der Boden im Winter schneebedeckt, wird die einfallende kurzwellige Strahlung (Abb. 8) größtenteils reflektiert (die Ausstrahlung erreicht nur wenig geringere Werte als die Einstrahlung). Im Frühjahr sinkt die Albedo auf Grund von zunehmender Verschmutzung des Schnees und es wird mehr Sonnenstrahlung absorbiert (Kurve der Ausstrahlung im Jahresgang entspricht nicht mehr dem Verlauf der Einstrahlung, Abb. 8). Während der Boden immer mehr ausapert, fällt der Anteil der reflektierten Strahlung rapide bis er bei einem Wert wenig über Null stagniert, bis wiederum im Herbst erneut Schnee fällt. Die solare Einstrahlung nimmt zwischen Winter- und Sommersonnenwende zu und fällt danach wieder bis zur nächsten Wintersonnenwende. Die Kurve ist nicht symmetrisch: Während die Einstrahlung im Frühjahr vergleichsweise schnell zunimmt, fällt sie im Herbst durch Abschattungseffekte wesentlich gemäßigter ab. Die langwellige Einstrahlung und Abstrahlung erreichen ihr Maximum im August, wenn auch Lufttemperatur, -feuchte und Bodentemperatur am höchsten sind (Abb. 4, Abb. 9). Die Gesamtstrahlungsbilanz ist durch die langwellige Bilanz dominiert, solange der Boden schneebedeckt ist (Abb. 10). Zu allen anderen Zeiten überwiegt der Einfluss der kurzwelligen Strahlung. Im Januar, Februar, März, November und Dezember ist die Strahlungsbilanz nega-

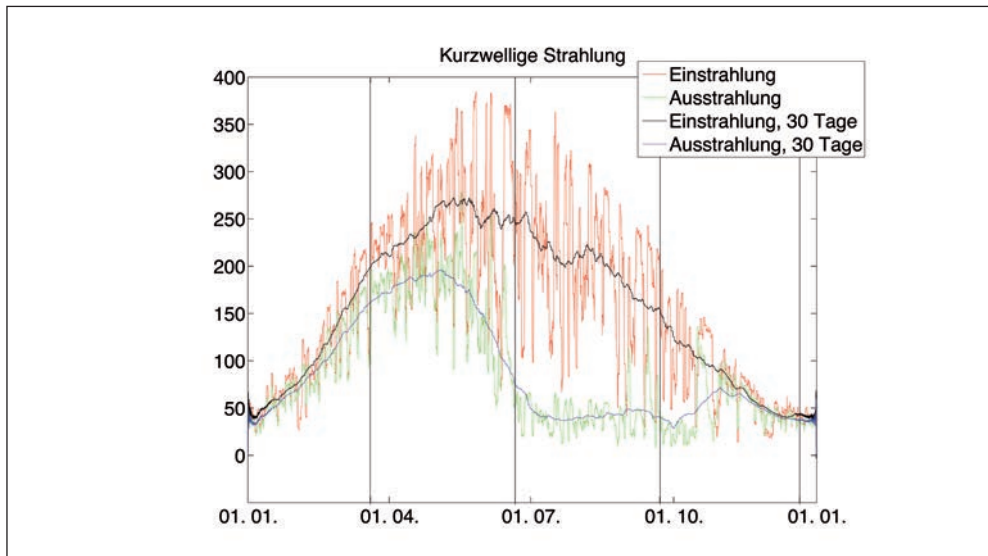


Abb. 8: Die kurzwelligen Strahlungsparameter in  $\text{W}/\text{m}^2$  im Jahr 2012 an der automatischen Wetterstation im Äußeren Hochebenkar. Rot: Kurzwellige Einstrahlung; Grün: Kurzwellige Ausstrahlung; Schwarz: Kurzwellige Einstrahlung (gleitendes Mittel über 30 Tage); Blau: Kurzwellige Ausstrahlung (gleitendes Mittel über 30 Tage). Sommer- und Wintersonnenwende, sowie das Datum der Tag- und Nachtgleiche (Equinox) sind schwarz eingezeichnet.

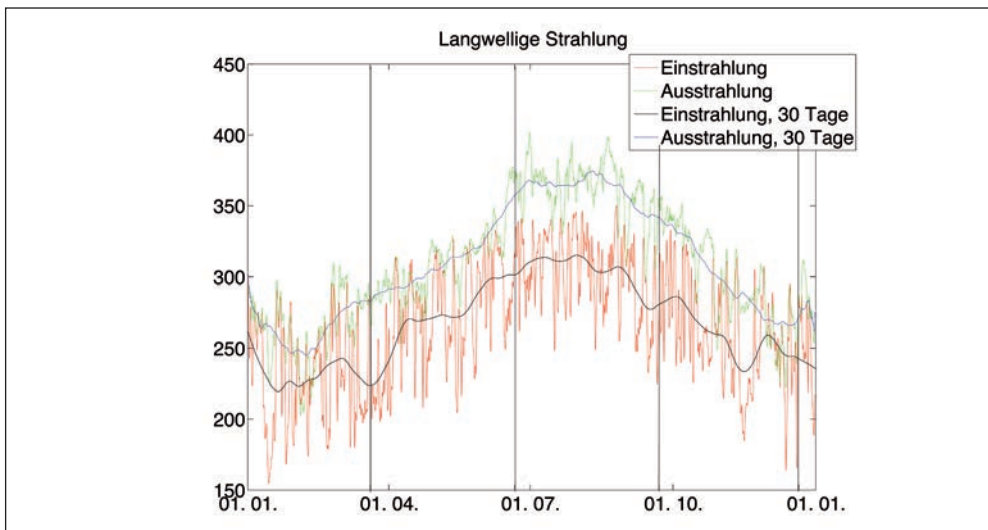


Abb. 9: Die langwelligen Strahlungsparameter in  $\text{W}/\text{m}^2$  im Jahr 2012 an der automatischen Wetterstation im Äußeren Hochebenkar. Rot: Langwellige Einstrahlung; Grün: Langwellige Ausstrahlung; Schwarz: Langwellige Einstrahlung (gleitendes Mittel über 30 Tage); Blau: Langwellige Ausstrahlung (gleitendes Mittel über 30 Tage)

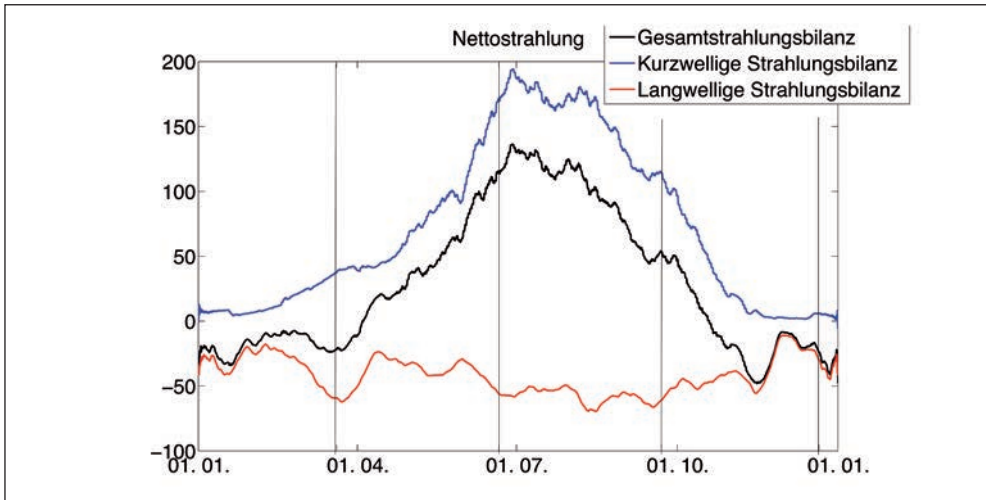


Abb. 10: Die langwellige (rot), kurzwellige (blau) und Gesamtstrahlungsbilanz (schwarz) in  $W/m^2$  im Jahr 2012 an der automatischen Wetterstation im Äußeren Hochebenkar, jeweils als gleitendes Mittel über 30 Tage). Sommer- und Wintersonnenwende, sowie das Datum der Tag- und Nachtgleiche sind schwarz eingezeichnet.

tiv. Tab. 2 zeigt die Monatsmittel der kurz- und langwelligen Strahlung 2012, sowie die Nettostrahlung in  $W/m^2$ .

### Geometrische Effekte

Die Abschattungseffekte der umliegenden Berge wirken sich im Winter stärker aus, da die Sonne tiefer steht. Am Tag der Wintersonnenwende liegt die Einstrahlung fast auf der gesamten Fläche des Blockgletschers lediglich zwischen 100 und 300 Wattstunden pro  $m^2$  [ $Wh/m^2$ ], da ein Großteil des Blockgletschers zu dieser Zeit den ganzen Tag im Schatten des Hochebenkamms liegt. Kleinräumige Geländeformationen an der Blockgletscheroberfläche fallen kaum ins Gewicht. Lediglich ein kleiner Bereich im unteren Teil des Block-

gletschers erreicht höhere Werte, da die Sonne nachmittags für eine Weile in der Hauptachse des Tals steht und nicht durch den Kamm verdeckt wird (Abb. 11).

Im Sommer spielen kleinräumige Variationen in der Exposition, etwa an Spalten und Furchen in der Oberfläche des Blockgletschers, eine deutlichere Rolle. Die Sonne steht so hoch, dass sie nur in den Morgenstunden durch den Hochebenkamm verdeckt wird. Fläche und in südliche Richtungen geneigte Geländeformationen erhalten während fast des gesamten Tages direkte solare Strahlung. Nach Norden geneigte Bereiche hingegen erhalten deutlich weniger Strahlung. Besonders deutlich ist dieser Effekt am nördlichen Rand des Blockgletschers zu sehen, wo die Einstrahlung an der relativ scharfen Kante auf wenigen Metern um über  $2000 Wh/m^2$  abfällt (Abb. 12).

Tab. 2: Monatsmittel der unterschiedlichen Strahlungskomponenten an der automatischen Wetterstation im Äußeren Hochebenkar in  $W/m^2$  für das Jahr 2012. KWein: eintreffende kurzwellige Strahlung. KWaus: ausgehende (reflektierte) kurzwellige Strahlung. KW: Nettobilanz der kurzwelligen Strahlung. LWein: eintreffende langwellige Strahlung. LWaus: ausgehende langwellige Strahlung. LW: Nettobilanz der langwelligen Strahlung. Gesamt: Gesamtsumme der kurz- und langwelligen Bilanz.

Monat	KWein	KWaus	KW	LWein	LWaus	LW	Gesamt
Januar	58	50	8	229	264	-35	-27
Februar	103	92	11	233	252	-19	-8
März	192	157	35	231	284	-53	-18
April	232	187	45	264	296	-32	13
Mai	265	178	87	276	314	-38	49
Juni	251	94	157	301	350	-49	108
Juli	208	38	170	313	364	-52	118
August	205	41	164	306	370	-64	100
September	157	45	111	285	343	-58	53
Oktober	103	49	54	272	317	-45	9
November	68	61	7	247	288	-42	-35
Dezember	42	39	3	244	266	-22	-19
	Kurzwellige Strahlungsbilanz 852			Langwellige Strahlungsbilanz -509			Gesamtstrahlungsbilanz 343

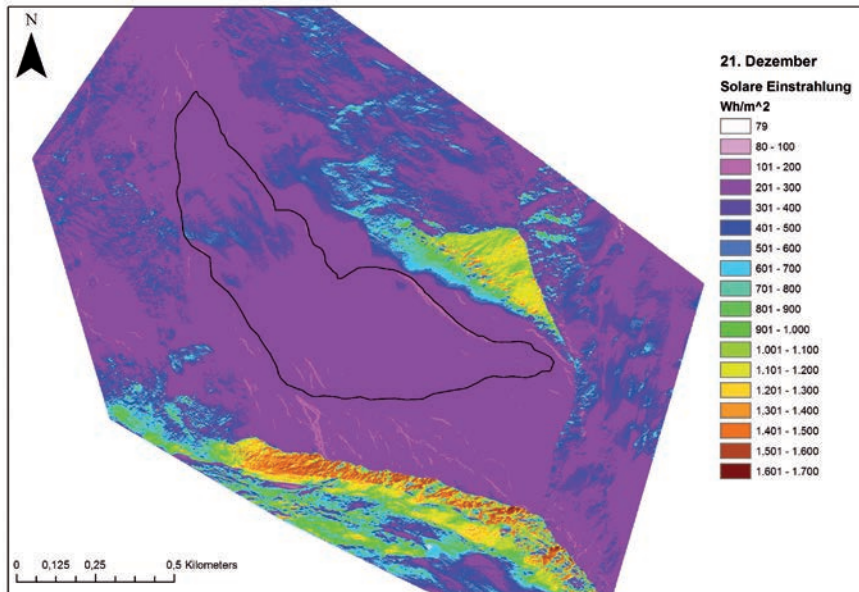


Abb. 11: Solare Einstrahlung im Äußeren Hochebenkar am 21. Dezember 2012 (Wintersonnenwende) in Wh/m². Der Umriss des Blockgletschers ist in schwarz eingezeichnet.

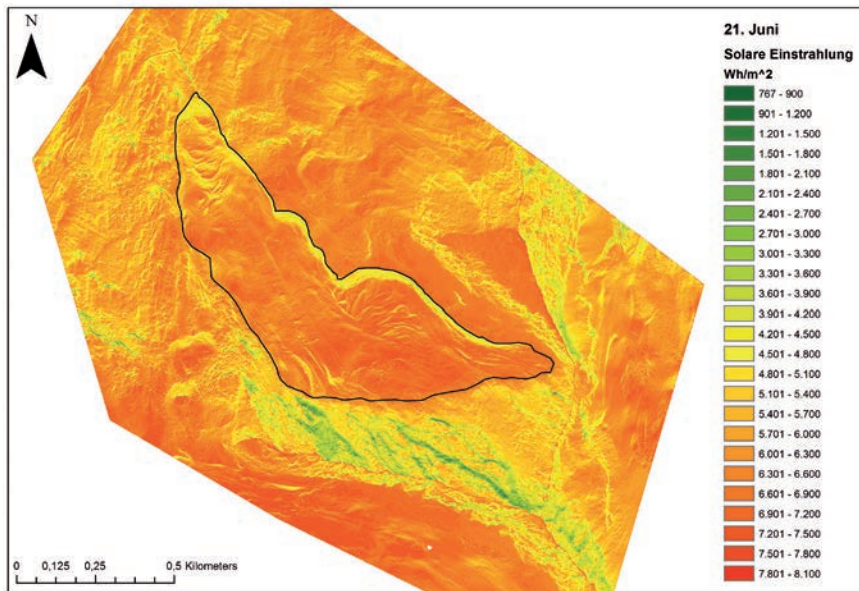


Abb. 12: Solare Einstrahlung im Äußeren Hochebenkar am 21. Juni 2012 (Sommersonnenwende) in Wh/m². Der Umriss des Blockgletschers ist in schwarz eingezeichnet.

## 4. Diskussion

---

Die Strahlungsbilanz bildet in der Kryosphäre den dominanten Teil der Energiebilanz und ist ausschlaggebend für den Schmelzprozess. Verglichen mit Gletschern ähnlicher Exposition und Größe reicht der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar in deutlich tiefere Höhenlagen hinab (Lambrecht & Kuhn 2007; Abermann et al. 2011, 2013) und weist zudem beachtliche Bewegungsausmaße auf (Kapitel 7 in diesem Buch). Grund dafür ist die Tatsache, dass der eisreiche Permafrostkern des Blockgletschers von einer dicken Schuttschicht bedeckt ist, die das Abschmelzen des Eises durch solare Einstrahlung in den Sommermonaten stark verringert.

Messungen am Murtèl Blockgletscher in der Schweiz legen nahe, dass auch laterale, advective Energieflüsse innerhalb der Schuttbedeckung für die Energiebilanz eines Blockgletschers eine Rolle spielen, da unter Umständen Luft in der durchlässigen Schuttschicht zirkulieren kann und so die Temperatur beeinflusst (Mittaz et al. 2000). Die Strahlungsflüsse sind die dominante Komponente der Energiebilanz und machen gegenüber dem Bodewärmestrom und den turbulenten Flüssen den größten Anteil aus (Mittaz et al. 2000, Hoelzle et al. 2001). Auch bei Gletschern spielt die Strahlung in Abhängigkeit von der Höhenlage gegenüber den anderen Komponenten der Energiebilanz eine übergeordnete Rolle. Am Hintereisferner (Höhenbereich ca. 3.700–2.400 m) wird die im Sommer für das Schmelzen verfügbare Energie zu 90 % aus

Strahlung gewonnen (Greuell & Oerlemans 1989).

Der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar erhält allerdings durch seine schattige Lage wenig Energie durch direkte Sonneneinstrahlung. Besonders in den Wintermonaten kann die tief stehende Sonne kaum über den Hochebenkamm steigen.

Weitere Untersuchungen sind nötig, um zu erfassen, wie sich die einzelnen Komponenten der Energiebilanz auf den eisreichen Permafrostkern des Blockgletschers auswirken und welchen Einfluss Änderungen im Energie- und Strahlungshaushalt auf die Dynamik des Blockgletschers haben. Wünschenswert wären geophysikalische Messungen und Bohrungen, die Aufschluss über die inneren Strukturen des Blockgletschers geben können. Ebenso scheint es sehr erstrebenswert, dass regelmäßige, bestehende Messungen weitergeführt werden.

Der Standort Äußeres Hochebenkar bietet dank der langjährigen Messreihen zur Bewegung des Blockgletschers und der Fülle an anderen existierenden Daten eine wertvolle Möglichkeit, um den Einfluss klimatischer Veränderungen auf das Permafrostphänomen Blockgletscher zu untersuchen.

## Literatur

---

- Abermann, J., Kuhn, M. & Fischer, A. (2011) Climatic controls of glacier distribution and glacier changes in Austria. *Annals of Glaciology* 52 (59): 83-90.



- Abermann, J., Kuhn, M., Lambrecht, A. & Hartl, L. (2013) Gletscher in Tirol, ihre Verteilung und jüngsten Veränderungen. In: Koch, E. & Erschbamer, B. (eds), Klima, Wetter, Gletscher im Wandel. Alpine Forschungsstelle Obergurgl 3, Innsbruck university press, Innsbruck, 49-67.
- Baldrige, A. M., Hook, S.J., Grove, C.I. & Rivera, G. (2009) The ASTER Spectral Library Version 2.0. Remote Sensing of Environment 113: 711-715.
- Greuell, W. & Oerlemans, J. (1989) Energy balance calculations on and near Hintereisferner (Austria) and an estimate of the effect of greenhouse warming on ablation. Glacier Fluctuations and Climatic Change, Glaciology and Quaternary Geology 6: 305-323.
- Haerberli, W. (1973) Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 9: 221-227.
- Hartl, L., Fischer, A. & Klug, C. (2014) Combining ground penetrating radar and numerical modelling to estimate thickness and volume of Hochebenkar rock glacier. Unveröff. Manuskript.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B. & Haerberli, W. (2001) Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. Permafrost and Periglacial Processes 12: 53-68.
- Kraus, H. (2000) Die Atmosphäre der Erde. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.
- Kuipers Munneke, P., Reijmer, C.H. & van den Broeke, M.R. (2011) Assessing the retrieval of cloud properties from radiation measurements over snow and ice. International Journal of Climatology 31(5): 756-769.
- Lambrecht, A. & Kuhn, M. (2007) Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades, derived from the new Austrian glacier inventory. Annals of Glaciology 46: 177-184.
- Mihalcea, C., Mayer, C., Diolaiuti, G., Lambrecht, A., Smiraglia, C. & Tartari, G. (2006) Ice ablation and meteorological conditions on the debris covered area of Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. Annals of Glaciology 43 (1): 292-300.
- Mittaz, C., Hoelzle, M. & Haerberli, W. (2000) First results and interpretation of energy-flux measurements over Alpine permafrost. Annals of Glaciology 31: 275-280.
- Nicholson, L. & Benn, D.I. (2006) Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. Journal of Glaciology 52(178): 463-470.
- Oerlemans, J. (2001) Glaciers and Climate Change. Swets and Zeitlinger BV, Lisse, The Netherlands.
- Oerlemans, J. (2010) The microclimate of valley glaciers. Utrecht Publishing & Archiving Services, Universiteitsbibliotheek Utrecht, Utrecht.
- Patzelt, G. (ed) (1987) MaB-Projekt Obergurgl. Veröffentlichungen des Österreichischen MaB-Programms 10. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.

- Rott, H. (1979) Vergleichende Untersuchungen der Energiebilanz im Hochgebirge. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A 28: 211-232.
- Staudinger, M. (1978) Die Strahlungsbilanz zweier hochalpiner Stationen während der Vegetationsperiode. Veröffentlichungen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt Zürich 40: 236-239.
- Staudinger, M. (1987) Verdunstungsbestimmung während der Vegetationsperiode durch Energiebilanzmessungen In: Patzelt, G. (Hg), MaB Projekt Oberurgl. Veröffentlichungen des Österreichischen MaB-Programms, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, 161-172.
- Wiscombe, W.J. & Warren, S.G. (1980) A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow. Journal of the Atmospheric Sciences 37(12): 2712-2733.

## Verzeichnis der Autorinnen

---

Lea Hartl  
Universität Innsbruck  
Institut für Geographie  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
Lea.Hartl@student.uibk.ac.at

Österreichische Akademie der Wissenschaften  
Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung  
Technikerstr. 25, 6020 Innsbruck, Österreich

Andrea Fischer  
Österreichische Akademie der Wissenschaften  
Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung  
Technikerstr. 25, 6020 Innsbruck, Österreich  
Andrea.Fischer@oeaw.ac.at

Universität Innsbruck  
Institut für Geographie  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich

# Kapitel 6 | Blockgletscherabflüsse im Äußeren Hochebenkar – Hydrologie, Wasserchemie und Kieselalgen

Ulrike Nickus, Karl Krainer, Hansjörg Thies, Monica Tolotti

## *Zusammenfassung*

Der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar ist einer der am längsten und intensivsten untersuchten aktiven Blockgletscher in Österreich. Seit 2007 werden dort auch die Hydrologie und die chemische Zusammensetzung von Abflüssen untersucht. Der Abfluss zeigt die für Blockgletscherbäche typische Saisonalität mit sehr hohen Werten zur Zeit der Schneeschmelze und abnehmenden Werten zum Herbst hin. Sekundäre Abflussmaxima im Sommer werden durch Niederschlagsereignisse verursacht. Die Konzentration gelöster Stoffe im Abfluss des Hochebenkars zeigt eine zur Abflussmenge gegenläufige zeitliche Entwicklung mit den niedrigsten Werten während der Schneeschmelze und zunehmenden Konzentrationen gegen Herbst hin. Die Arbeit zeigt auch erste Ergebnisse über Unterschiede in der Diversität von epilithischen Diatomeen in Bächen mit und ohne Einfluss eines aktiven Blockgletschers.

## *Abstract*

Hochebenkar rock glacier is one of the most intensively investigated active rock glaciers of the Austrian Alps with first measurements of flow velocities by Pillewizer in 1938. Since 2007 the discharge of the rock glacier outflows has been studied quantitatively by automatic gauges and chemical analysis is used to determine the water quality of the discharge. Runoff of an active rock glacier reveals a high seasonal variability with varying contributions of snowmelt, precipitation events, groundwater and melting of the internal ice body. Peak values of runoff generally occur in late spring caused by the melting of the seasonal winter snow pack. The major melt phase is characterised by a high daily course of runoff values with maxima at night and minima in the late morning. Cold spells generally interrupt the melt phase several times a year causing runoff and its daily course to decrease. Secondary peaks are linked to summer precipitation events when quickflow causes runoff to increase. By late summer or fall, runoff generally decreases and often ceases in November when air temperatures fall below zero.

Solute concentrations tend to increase between the onset of major snowmelt and fall. Electrical conductivity – as a measure of the total ion content of a solution – varies from about 100  $\mu\text{S}/\text{cm}$  in early summer to some 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$  in fall at the automatic gauge run by the Hydrographic Service of Tyrol (2,220 m). Conductivity values may even be higher and reach  $> 500 \mu\text{S}/\text{cm}$  when measured directly at the rock glacier outflow. Heavy summer precipitation events cause a dilution of the highly concentrated rock glacier streams, and secondary runoff peaks coincide with conductivity minima. The same accounts for those ions that dominate the ion content of the brooks, i.e. sulfate, calcium and magnesium. The seasonal course of the solute concentrations reflects the varying contributions of snowmelt, precipitation, groundwater and melting of the internal ice body. So called reference brooks, i.e. brooks without any impact of an active rock glacier revealed substance concentrations that ranged one order of magnitude below values found in rock glacier impacted brooks.

Epilithic diatom assemblages were investigated in rock glacier impacted and not impacted streams at two sites (Hochebenkar and Krummgampen) with varying chemical properties. First results indicated that rock glacier outflows may affect species composition and abundance of epilithic diatoms. In particular, increasing acidity caused the substitution of circumneutral taxa by acidophilous and acidobiontic taxa.

## 1. Einleitung

---

Blockgletscher stellen eine Form des alpinen Permafrosts dar. Laut einem Inventar der Tiroler Alpen gibt es hier mehr als 3.000 Blockgletscher mit einer Gesamtfläche von fast 170  $\text{km}^2$  (Krainer & Ribis 2012). Davon sind 517 als aktive Blockgletscher eingestuft, d.h. als lappen- oder zungenförmige Körper aus gefrorenem Lockermaterial mit Eiskörpern oder Eislinen, die sich aufgrund ihres Eisanteils langsam hangabwärts bewegen (Barsch 1996). Ein Jahresmittel der Lufttemperatur von  $-3 \text{ }^\circ\text{C}$  kann als untere Grenze für verbreitetes Vorkommen von Permafrost angesehen werden, an einzelnen Stellen wird Permafrost auch bei einer langjährigen Jahresmitteltemperatur von  $-1 \text{ }^\circ\text{C}$  beobachtet (Haerberli et al. 2010). Durch diese Nähe zur  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ -Grenze reagieren Blockgletscher sehr sensibel auf Klimaveränderungen bzw. eine Zunahme der Lufttemperatur (Harris et al. 2003).

Der Abfluss von aktiven Blockgletschern weist in der Regel starke Schwankungen mit der Tages- und Jahreszeit auf (Krainer & Mostler 2002, Krainer et al. 2007). Schneeschmelze, Regenereignisse, Grundwasser und Schmelzwasser vom Eiskörper des Blockgletschers tragen dabei in zeitlich wechselnden Anteilen zum Gesamtabfluss bei. Die höchsten Abflusswerte sind zur Zeit der Hauptschneeschmelze zu erwarten. Sekundäre Spitzen während der Sommer- und Herbstmonate stammen von ergiebigen Regenereignissen. Im Verlauf des Herbstes nimmt der Abfluss ab und kommt gegen November, wenn die Lufttemperaturen

in diesen Höhen negative Werte erreichen, oft ganz zum Erliegen.

Starke Veränderungen in der Wasserchemie eines Südtiroler Hochgebirgssees (Rasass See, 2.682 m) waren der Anlass, die Chemie von Blockgletscherabflüssen näher zu untersuchen. In diesem See hat die elektrische Leitfähigkeit zwischen 1985 und 2005 um den Faktor 18 zugenommen, die Konzentrationen von Sulfat und Magnesium stiegen im gleichen Zeitraum um den Faktor 26 bzw. 68 an (Thies et al. 2007). Auch hohe Konzentrationen von Schwermetallen wie Nickel wurden im Seewasser gemessen. Diese Veränderungen in der Seechemie wurden dem vermehrten Freisetzen von Stoffen aus dem Eis eines Blockgletschers im Einzugsgebiet des Rasass Sees zugeschrieben – als eine Folge des Temperaturanstiegs in den Alpen (Auer et al. 2006).

Hochalpine Fließgewässer sind charakterisiert durch instabile bzw. physikalisch extreme Verhältnisse, wie ein stark wechselndes Abflussverhalten im Tages- und Jahresverlauf, verbunden mit einem geringen Nährstoffangebot (Rott et al. 2006, Füreder 2010). Spezialisierte, an die extremen Bedingungen angepasste Organismen wie Kieselalgen sind gewöhnlich aber trotzdem in diesen Ökosystemen zu finden. Kieselalgen (Diatomeen), die sich z. B. auf Steinen oder dem Sediment ansiedeln, reagieren oft sensibel auf die chemische Zusammensetzung von Wasser (Rott et al. 2006). Daher werden sie als Bioindikatoren für Veränderungen von pH-Wert, elektrischer Leitfähigkeit oder Metallkonzentration im Wasser verwendet (Falasco et al. 2009, Stevenson et al. 2010). Bisher gibt es

allerdings nur wenige Arbeiten, die sich mit Auswirkungen von Blockgletscherabflüssen auf die Diversität und Ökologie von hochalpinen Gewässern befassen (Thies et al. 2013, Ilyashuk et al. 2014).

Der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar ist einer der am längsten und intensivsten untersuchten aktiven Blockgletscher in Österreich mit ersten Messungen der Fließgeschwindigkeit (z. B. Pillewizer 1957) im Jahr 1938. In der vorliegenden Arbeit werden die Hydrologie und Chemie von Abflüssen des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar beschrieben, mit deren Untersuchung 2007 begonnen wurde (Nickus et al. 2014). Bisherige Ergebnisse werden mit jenen von Blockgletscherbächen im Krummgampental (Kaunertal) verglichen. An beiden Stellen werden sogenannte Referenzbäche, d.h. von Blockgletschern unbeeinflusste Bäche, mit Blockgletscherabflüssen auf Unterschiede in der Stoffkonzentration und in der Zusammensetzung und Diversität von Kieselalgen untersucht.

## 2. Untersuchungsgebiet und Methoden

Informationen zu Lage, Größe und Exposition des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar finden sich in Kapitel 3 dieses Buchs. Aus dem Blockgletscher entspringt am östlichen Rand auf 2.575 m Höhe ein Bach. Dort wurde 2007 in etwa 100 m Entfernung vom Quellaustritt eine Pegelstation errichtet (HK-P, Abb. 1). Mit einer Druckpegelsonde

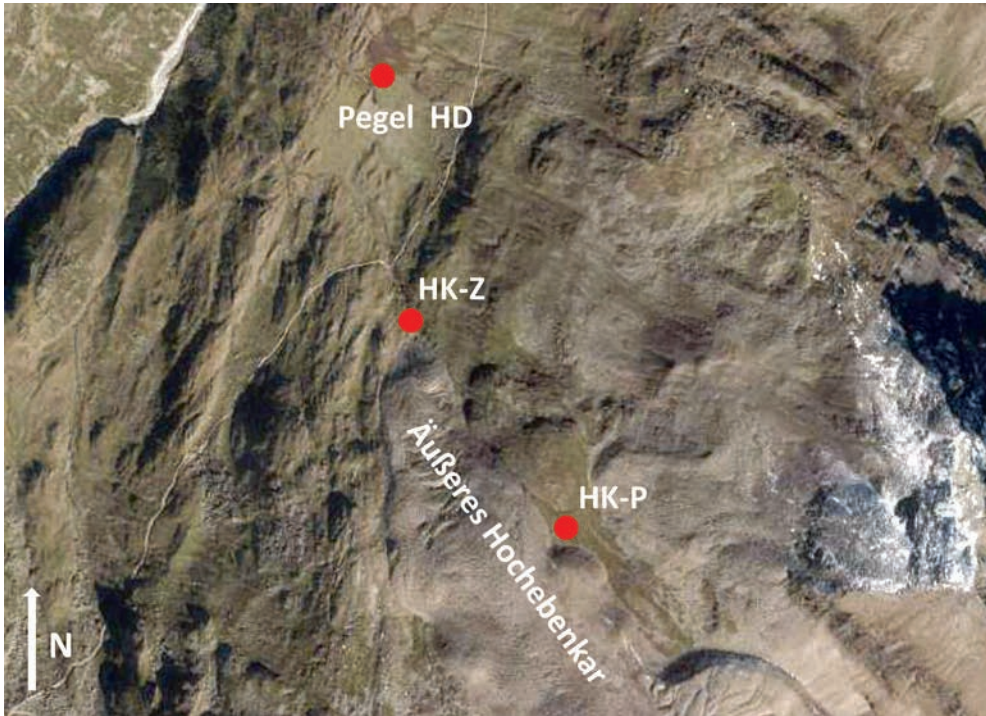


Abb. 1: Lage der Probestellen HK-P (2.575 m Meereshöhe) und HK-Z (2.360 m) am Blockgletscher Äußeres Hochebenkar und des Abflusspegels (2.220 m, Pegel HD), der vom Hydrographischen Dienst des Landes Tirol betrieben wird (Quelle: Land Tirol – data.tirol.gv.at, tiris)

wird stündlich der Wasserstand registriert. Die Eichkurve des Pegels, d.h. der Zusammenhang zwischen Wasserstand und Durchflussmenge, wurde nach der Salzverdünnungsmethode bestimmt. Dabei wurde aus der Menge eines eingebrachten Tracers (Kochsalz) und dem zeitlichen Verlauf der Tracerkonzentration die jeweilige Durchflussmenge bei verschieden hohen Wasserständen bestimmt. Im September 2009 wurde am Hochebenkarbach in 2.220 m Höhe vom Hydrographischen Dienst (Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Wasserwirtschaft) ein Durchflusspegel mit einer automatischen Pegelstation errichtet

(Pegel HD, Abb.1 und 2A). Dieser Pegel liefert seit 2011 kontinuierliche Daten während des Sommerhalbjahrs, die für diese Arbeit dankenswerter Weise vom Hydrographischen Dienst zur Verfügung gestellt wurden.

Mit der Untersuchung der chemischen Zusammensetzung von Blockgletscherquellen wurde 2007 begonnen. An den Stellen HK-P (am östlichen Rand des Blockgletschers auf 2.575 m) und HK-Z (an der Zunge auf 2.360 m; Abb. 1) wurden jährlich Wasserproben zwischen Juli und Oktober entnommen. Ab 2011 kam am Pegel HD ein automatischer Probesammler zum Einsatz, mit dem

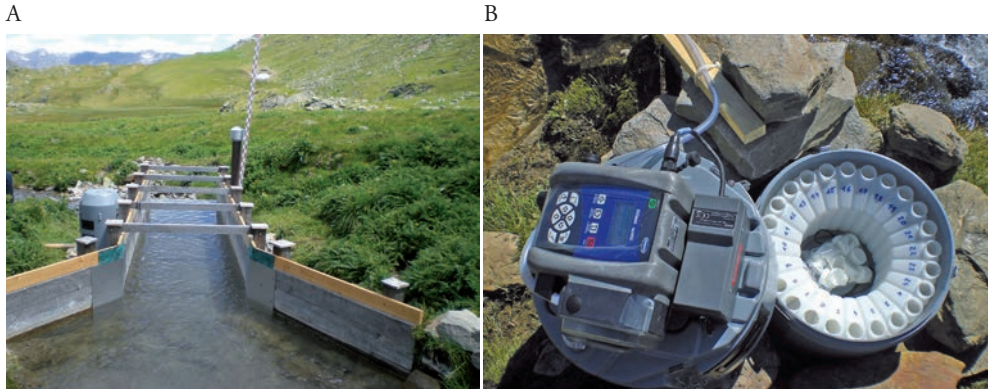


Abb. 2: Pegel des Hydrographischen Dienstes (Land Tirol) am Hochebenkarbach auf 2.220 m Höhe (A), Automatischer Probesammler (B). Fotos: Hansjörg Thies

zwischen Juli und Oktober Tagesproben des Abflusses genommen wurden (Abb. 2B). Die automatische Probennahme erfolgte jeweils um 16 Uhr. Alle Wasserproben wurden auf pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit, Ionenkonzentration und stichprobenhaft auch auf den Gehalt von Schwermetallen untersucht. Die elektrische Leitfähigkeit wurde mit einem tragbaren Messgerät entweder vor Ort oder im Labor bestimmt.

Kieselalgen, die auf Steinen im Gewässer angesiedelt sind (epilithische Diatomeen), wurden gemäß den Empfehlungen des Europäischen Komitees für Standardisierung (2004) beprobt. Die Diatomeen wurden von 10, innerhalb einer Strecke von 10 m im Bach zufällig ausgesuchten Steinen abgebürstet und in 70 % Ethanol konserviert. Je 500 gereinigte Kieselalgenschalen pro Probe wurden mikroskopisch bestimmt. Genauere Details über Reinigung und Bestimmung sind in Tolotti (2001) und Thies et al. (2013) beschrieben. Der Krummgampen Blockgletscher (N46°

52', O10°42', WGS 84), der für Vergleiche in dieser Arbeit herangezogen wird, liegt im Krummgampental, einem Seitental des Kautertals (Abb. 3). Er erstreckt sich zwischen 2.465 und 2.700 m Höhe auf einer Fläche von 0,1 km<sup>2</sup>. Die Festgesteine im Einzugsgebiet gehören wie im Hochebenkar zum Ötztal-Stubai Komplex. Die Beprobung und Analyse von Blockgletscher- und Referenzbächen erfolgte mit den gleichen Methoden, wie sie für das Hochebenkar beschrieben wurden.

### 3. Ergebnisse

#### Abfluss

Der Abfluss des Hochebenkarbachs zeigte die für Blockgletscherabflüsse typische zeitliche Variabilität mit maximalen Werten zur Zeit



Abb. 3: Lage der untersuchten Blockgletscher Hohebenkar und Krummgampen (rote Punkte). (Quelle: Land Tirol – data.tirol.gv.at, tiris)

Tab. 1: Monatsmittel (Juni–August) der Wasserführung (l/s) an der östlichen Blockgletscherquelle HK-P (2007–2010) und am Pegel Hohebenkarbach HD (2011, 2012)

	HK-P (2.575 m)				Pegel HD (2.220 m)	
	2007	2008	2009	2010	2011	2012
<b>Juni</b>		94	107	87	161	207
<b>Juli</b>	17	34	57	22	57	92
<b>August</b>	24	16	17	22	29	33
<b>September</b>	14	12	12	5	39	31



der Schneeschmelze und abnehmenden Mengen gegen Herbst hin. Die Monatsmittel im Durchfluss lagen beim Pegel HD im Juni 2011 und 2012 bei etwa 160 bzw. 210 Liter pro Sekunde (l/s). Im Juli betragen die Monatsmittel für die beiden Jahre 57 l/s bzw. 92 l/s und sanken im August und September auf 30 bis 40 l/s (Tab. 1). An der Stelle HK-P lagen die Monatsmittel wegen des kleineren Einzugsgebietes um den Faktor 2 bis 3 niedriger, wobei die Unterschiede zwischen den beiden Pegeln im Herbst größer zu sein scheinen (Tab. 1). Ein unmittelbarer Vergleich der gemessenen Abflüsse ist leider nicht möglich, da die vorliegenden Daten unterschiedliche Zeiträume umfassen.

Die Saisonalität des Blockgletscherabflusses soll am Beispiel des Jahres 2012 am Pegel HD gezeigt werden (Abb. 4). Die Hauptabtauschmelzphase der winterlichen Schneedecke begann Anfang Juni und dauerte bis Anfang Juli. Sie war gekennzeichnet durch ausgeprägte Tagesgänge im Abfluss des Hochebenkarbachs. Abflussmaxima (15-Minuten Daten) wurden am Abend, Minima am späten Vormittag registriert, der mittlere Tagesgang lag bei ~200 l/s. Das absolute Abflussmaximum während der Schneeschmelze wurde am 17.6.2012 mit ~520 l/s gemessen. Anfang Juli klang das Abschmelzen der saisonalen Schneedecke allmählich aus, was sich im geringer werdenden Tagesgang der Abflusswer-

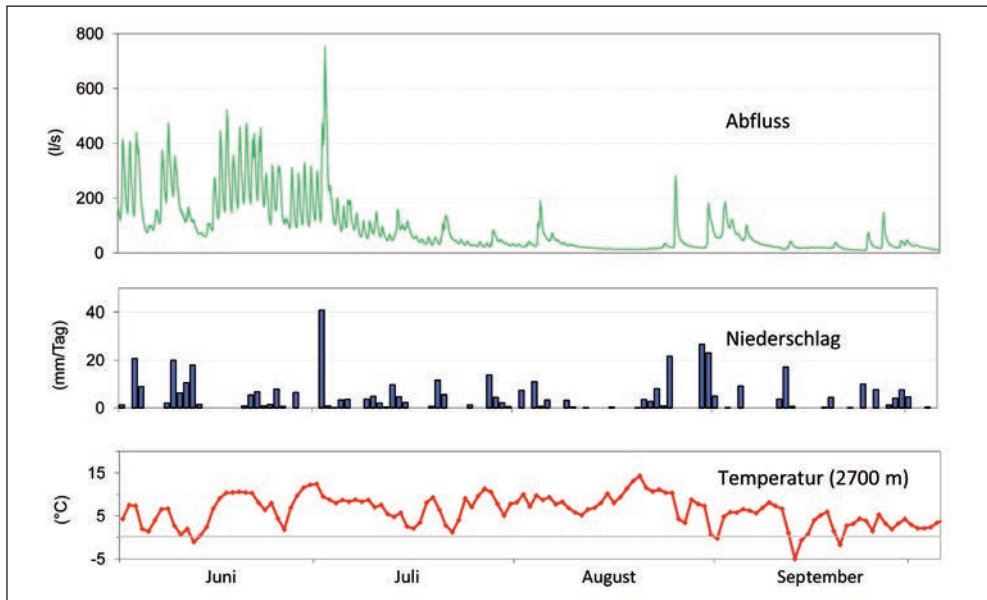


Abb. 4: Abfluss des Hochebenkarbachs (2.220 m Meereshöhe) in l/s als 15-Minuten-Werte (oben); Tagessummen des Niederschlags in Obergurgl (mm/Tag) (Mitte) und gerechnete Tagesmittel der Lufttemperatur in 2.700 m Meereshöhe (°C) zwischen 1.6.2012 und 5.10.2012 (unten). Die Temperatur in 2.700 m wurde mit einem mittleren vertikalen Gradienten von 0,6 °C/100 m ausgehend von der Tagesmitteltemperatur in Obergurgl (1.938 m Meereshöhe) berechnet.

te bemerkbar machte. Unterbrochen war das Abschmelzen der winterlichen Schneedecke 2012 durch einzelne kältere Phasen. Am markantesten war die Periode zwischen 9.6. und 14.6.2012 mit dem Durchgang einer Kaltfront und der Ausbildung eines Tiefs über der Adria. Negative Lufttemperaturen und Schnee im Höhenbereich des Äußeren Hochebenkar-Blockgletschers führten zu einem starken Rückgang im Tagesabfluss auf Werte unter 100 l/s.

Der Einfluss von starken Niederschlagsereignissen auf die Abflussmenge zeigte sich 2012 am deutlichsten am 2. Juli (Abb. 4). In Obergurgl wurden an diesem Tag 41 mm Niederschlag gemessen bei einer Tagesmitteltemperatur von 14,5 °C (die Daten wurden dankenswerter Weise von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik ZAMG zur Verfügung gestellt). Der Niederschlag fiel demnach bis in große Höhen in Form von Regen auf Reste der winterlichen, feuchten Schneedecke. Die Kombination aus starkem Niederschlag und Schmelzen führte zu einem extremen Ansteigen im Abfluss des Hochebenkarbachs. Das Abflussmaximum lag am Pegel HD am 2.7.2012 bei 750 l/s, der Tagesmittelwert betrug 420 l/s. Mehrere Regenereignisse im Sommer und Herbst 2012 bewirkten kurzfristige Spitzen im Abfluss, die mit einer Ausnahme alle unter 200 l/s blieben. Die Abflussspitzen am Pegel HD traten in der Regel innerhalb von wenigen Stunden bis 1 Tag nach dem Regenereignis ein.

## Wasserchemie

Seit 2007 werden Abflüsse vom Äußeren Hochebenkar auf chemische Inhaltsstoffe untersucht. Während an den Stellen HK-P und HK-Z direkt am Blockgletscher (Abb. 1) einzelne Proben verteilt über die Sommerperiode genommen werden, ermöglicht seit 2011 ein automatischer Probensammler am Pegel HD eine kontinuierliche Beprobung auf Tagesbasis. Damit können Veränderungen in der chemischen Zusammensetzung im Abfluss zwischen Juli und Anfang Oktober gut verfolgt werden.

Die Menge an gelösten Stoffen im Hochebenkarbach ist jahreszeitlich variabel. Generell nehmen die Konzentrationen im Abfluss zwischen Schneeschmelze und Herbst zu. Der zeitliche Verlauf der elektrischen Leitfähigkeit, die ein Maß für den gesamten Gehalt an Ionen im Wasser ist, zeigt das recht deutlich. Am Pegel HD stiegen 2012 die Monatsmittel der elektrischen Leitfähigkeit zwischen Juli und September von 138 auf 318  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Tab. 2). Ähnlich stark (d.h. etwa um den Faktor 2,3) nahm die Konzentration von Sulfat, Kalzium und Magnesium zu. Die Monatsmittel von Sulfat stiegen von 55 auf 122 mg/l, Kalzium und Magnesium nahmen von 12 auf 28 mg/l bzw. von 7 auf 15 mg/l zu. Die Konzentration von Natrium, Kalium und Nitrat lag etwa eine Größenordnung unter der von Sulfat, Kalzium und Magnesium. Deutlich geringer war auch der Anstieg der Monatsmittel von Juli auf September – Natrium, Kalium und Nitrat nahmen nur etwa um den Faktor 1,5 zu. Kaum Veränderung war hingegen beim

pH-Wert zu beobachten mit Monatsmitteln zwischen 6,0 und 6,1 (Tab. 2).

Von den beiden höher gelegenen Probestellen am östlichen Rand (HK-P) und an der Zunge (HK-Z) des Hochebenkars gab es pro Jahr nur wenige Proben. Die Einzelproben aller 6 Jahre wurden deshalb zu einer saisonalen Zeitreihe zusammengefügt. Durch die Nähe zum Blockgletscher waren im Mittel zwischen Juli und September die Konzentrationen an der Stelle HK-P etwa 20–30 % höher als am Pegel HD (Tab. 2 und 3). Die Probestelle HK-Z, die ebenfalls in unmittelbarer Nähe des Blockgletschers liegt und von der man

deshalb annehmen würde, dass das aus dem Blockgletscher abfließende Wasser eine ähnliche chemische Zusammensetzung wie HK-P aufweist, unterschied sich hingegen stark in der Menge an gelösten Stoffen. Die Konzentrationen von Sulfat, Kalzium und Magnesium an der Zunge HK-Z lagen im Mittel etwa 1 Größenordnung unter jenen von HK-P. Die mittleren Stoffkonzentrationen an der Stelle HK-Z ähnelten vielmehr denen eines sogenannten Referenzbaches westlich von Obergurgl (als Referenzbach wird hier ein Bach bezeichnet, in dessen Einzugsgebiet kein aktiver Blockgletscher liegt; Tab. 3). Ungeachtet der

Tab. 2: Monatliche Mittelwerte und Gesamtmittelwerte für die Periode Juli–September 2012 der elektrischen Leitfähigkeit (EL), des pH-Werts und der Ionenkonzentrationen im Hochebenkarbach am Pegel HD

	EL	pH	Cl <sup>-</sup>	[NO <sub>3</sub> ] <sup>-</sup>	[SO <sub>4</sub> ] <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
	µS/cm		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
<b>Juli</b>	138	6,0	0,2	0,9	55	0,8	1,5	7	12
<b>August</b>	190	6,1	0,2	1,3	71	1,1	2,0	10	17
<b>September</b>	318	6,1	0,3	1,4	122	1,3	2,3	15	28
<b>Mittel</b>	216	6,1	0,2	1,2	82	1,1	1,9	11	19

Tab. 3: Mittelwerte von elektrischer Leitfähigkeit (EL), pH-Wert und Ionenkonzentrationen an den Probestellen HK-P und HK-Z, Juli–September 2007–2012 sowie an einem von Blockgletschern unbeeinflussten Referenzbach (1.950 m) westlich von Obergurgl, September 2010

	EL	pH	Cl <sup>-</sup>	[NO <sub>3</sub> ] <sup>-</sup>	[SO <sub>4</sub> ] <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
	µS/cm		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
<b>HK-P</b>	250	6,8	0,3	0,8	100	1,4	1,4	14	25
<b>HK-Z</b>	33	6,1	0,1	1,6	9	0,4	1,6	1,2	3,1
<b>Referenzbach</b>	27	5,9	0,1	0,8	8	0,7	0,5	0,8	2,7

großen Unterschiede in der Menge an gelösten Stoffen nahmen aber sowohl bei HK-P als auch bei HK-Z die Stoffkonzentrationen im Verlauf des Sommers bis zum Oktober hin zu (Abb. 5). Der Anstieg lag in der gleichen Größenordnung wie im Hochebenkarbach am Pegel HD.

Die Zunahme der im Blockgletscherabfluss gelösten Stoffmenge von Sommerbeginn bis zum Herbst hängt mit den zeitlich variierenden Anteilen von geschmolzenem Schnee, Grundwasser, Schmelzwasser vom Eiskörper des Blockgletschers sowie mit dem Einfluss von starken Regenereignissen zusammen. Niederschlagswasser, entweder in Form von Schmelzwasser der winterlichen Schneedecke oder von starken Regenereignissen, wirkt dabei immer verdünnend auf die Stoffkonzentration im Abfluss. Eine typische Winterschneedecke im Hochgebirge – hier am Beispiel des Hintereisferners (Nickus et al. 1998) – weist eine elektrische Leitfähigkeit von unter 10  $\mu\text{S}/\text{cm}$  auf und liegt damit gut ein bis zwei Größenordnungen unter den im Abfluss des Blockgletschers gemessenen Werten. Daher ist ein Anstieg in der Abflussmenge als Folge eines Regenereignisses im Sommer in der Regel mit einer Abnahme der Stoffkonzentrationen verbunden, und je höher der relative Anteil von Niederschlagswasser über dem direkten Abfluss ist, desto geringer sind elektrische Leitfähigkeit und Stoffkonzentrationen im Abfluss des Hochebenkars (Abb. 6).

Untersuchungen an verschiedenen Blockgletscherabflüssen in Tirol haben gezeigt, dass diese neben hohen Konzentrationen ionischer

Komponenten auch einen hohen Gehalt an Schwermetallen aufweisen können (Thies et al. 2013). So wurden z. B. in Abflüssen vom Krummgampental Blockgletscher Konzentrationen von bis zu 3 mg/l Aluminium (Abb. 7) bei pH-Werten im sauren Bereich (i.e. 4,3–5,3) sowie von bis zu 0,2 mg/l Nickel und Mangan gemessen. In den vom Äußeren Hochebenkar Blockgletscher beeinflussten Bächen lagen die Schwermetallkonzentrationen im Allgemeinen unter bis knapp über der Nachweisgrenze von wenigen  $\mu\text{g}/\text{l}$  (z.B. für Al, Co, Mn, Ni oder Zn).

Im September 2010 wurden Bäche mit und ohne Blockgletschereinfluss im Gebiet von Hochebenkar und Krummgampen auf potentielle Unterschiede in der Diatomeenpopulation untersucht. Chemisch unterschieden sich die Blockgletscherabflüsse in den beiden Gebieten einerseits in der Menge an gelösten Stoffen – die Konzentrationen waren durchwegs höher im Krummgampenabfluss, was sich in der höheren elektrischen Leitfähigkeit von fast 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$  gegenüber  $\sim 300 \mu\text{S}/\text{cm}$  in HK-P ausdrückte (Tab. 4). Die größten Unterschiede traten aber beim pH-Wert und in der Konzentration von Schwermetallen auf. Während HK-P einen neutralen pH-Wert von 6,9 und Schwermetallkonzentrationen um die Nachweisgrenzen aufwies, lag der Krummgampen-Abfluss deutlich im sauren Bereich (pH 5,2) und zeigte Schwermetallkonzentrationen zwischen  $\sim 50 \mu\text{g}/\text{l}$  (Mn) und  $\sim 900 \mu\text{g}/\text{l}$  (Al). Die Referenzbäche in beiden Gebieten wiesen hingegen eine ähnliche chemische Zusammensetzung auf mit pH-Werten im neutralen bzw. schwach sauren Bereich

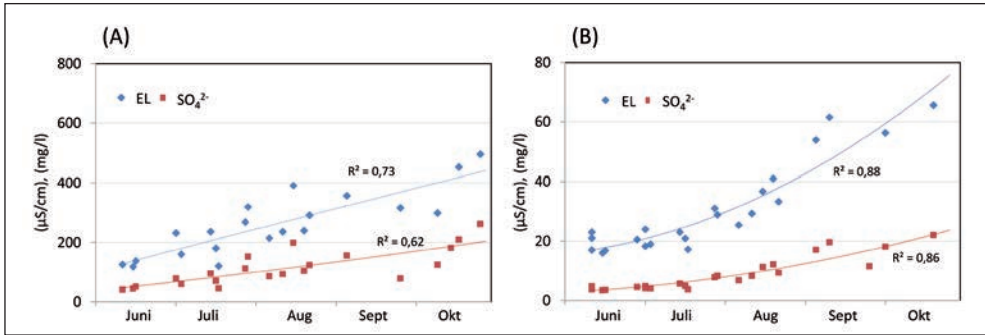


Abb. 5: Elektrische Leitfähigkeit (EL,  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) und Sulfatkonzentration  $[\text{SO}_4]^{2-}$  (mg/l) im Abfluss an den Stellen HK-P (A) und HK-Z (B). Einzelproben Juni–Oktober, 2007–2012, wurden zu einer Serie zusammengefügt.

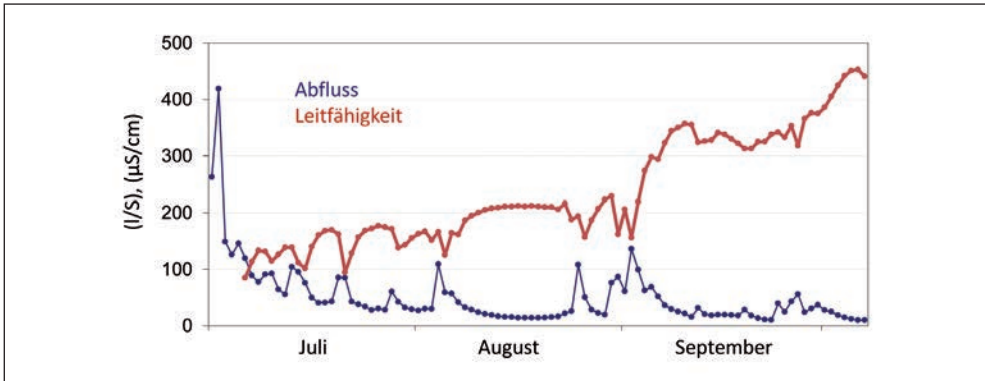


Abb. 6: Mittlerer Tagesabfluss (l/s) und elektrische Leitfähigkeit ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) am Pegel HD zwischen 1.7. und 7.10.2012

Tab. 4: Konzentration einzelner Ionen und Schwermetalle im Abfluss des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar (HK) und Krummgampental (KG) und in entsprechenden Referenzbächen (= kein Einfluss von Blockgletschern), September 2010. (n.n. = unter der Nachweisgrenze)

	EL	pH	$[\text{SO}_4]^{2-}$	$[\text{NO}_3]^-$	$\text{Ca}^{2+}$	Al	Ni	Mn	Zn
	$\mu\text{S}/\text{cm}$		mg/l	mg/l	mg/l	$\mu\text{g}/\text{l}$	$\mu\text{g}/\text{l}$	$\mu\text{g}/\text{l}$	$\mu\text{g}/\text{l}$
<b>HK-P</b>	295	6,9	124	1,0	30	10	4	8	3
<b>HK-Referenz</b>	27	5,9	8	0,8	3	10	n.n.	n.n.	3
<b>KG</b>	395	5,2	183	1,5	38	911	167	54	99
<b>KG-Referenz</b>	26	7,2	3	0,8	5	5	n.n.	n.n.	n.n.

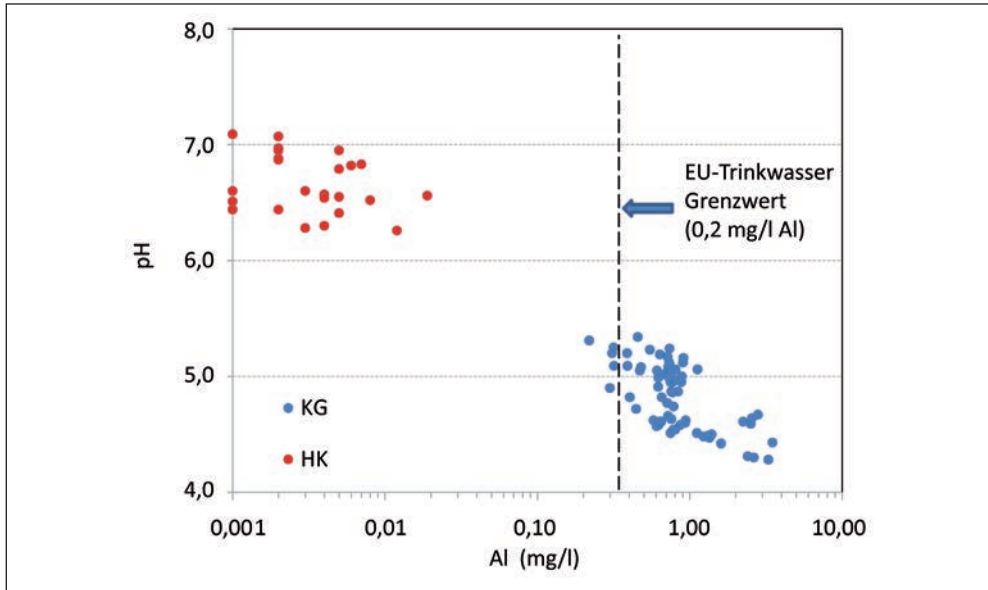


Abb. 7: Aluminiumkonzentration (mg/l) und pH-Wert für Blockgletscherbäche, Hochebenkar (HK) und Krummgampen (KG), 2007–2010

und Schwermetallkonzentrationen um die Nachweisgrenzen.

### Kieselalgen

Die oben beschriebenen Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung verschiedener Blockgletscherabflüsse könnten sich auf die Ökologie dieser Bäche auswirken. Im September 2010 wurden deshalb erste Untersuchungen über die Biodiversität von Kieselalgen, die auf Steinen angesiedelt sind (epilithische Diatomeen), im Bereich der aktiven Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar (HK) und im Krummgampental (KG) durchgeführt.

Die Kieselalgenpopulation war in allen un-

tersuchten Bächen geprägt von Arten, die typisch sind für alpine Bäche im Silikatgestein mit schwacher Mineralisierung und geringem Nährstoffangebot (z.B. Cantonati et al. 2001, Tolotti 2001, Gesierich & Rott 2012). Die häufigsten Diatomeen waren *Achnantheidium minutissimum* var. *minutissimum*, *Psammothidium helveticum*, *Eunotia exigua*, *Psammothidium marginulatum* (Abb. 8) und *Psammothidium bristolicum* (Lange-Bertalot & Metzeltin 1996).

Die Referenzbäche wiesen eine geringe Diversität an Diatomeen auf durch das Vorherrschen jeweils einer Art, nämlich von *Eunotia intermedia* im HK-Referenzbach und *A. minutissimum* im KG-Referenzbach. *A. minutissimum* war auch die absolut dominierende Kieselalge im Abfluss des Hochebenkar

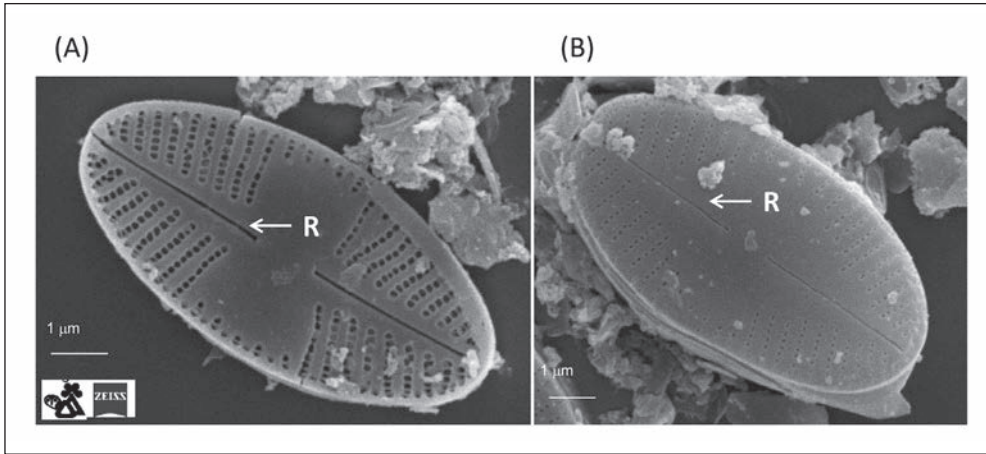


Abb. 8: Elektronenmikroskopische Aufnahmen von *Psammothidium marginulatum* Grunow (A, Innenseite der Raphenschale) und *Psammothidium acidoclinatum* Lange-Bertalot (B, Außenseite der Raphenschale), die im HK-Referenzbach und in den KG-Blockgletscherbächen gefunden wurden. R = Raphe, eine schlitzförmige Durchbrechung der Schalenwand, die als Bewegungsorganell der pennaten Diatomeen dient. Fotos: Nicola Angeli (MUSE, Trento, Italy)

Blockgletschers. Der Shannon-Index, der ein Maß für die durch Artenzahl und -Abundanz (d.h. Anzahl der Individuen pro Art) ausgewertete Biodiversität ist und hohe Werte erreicht, wenn die Individuen gleichmäßig auf alle Arten verteilt sind, lag deshalb bei HK-P nur bei 0,7. Im Abfluss des KG-Blockgletschers war – im Vergleich zum Referenzbach – *A. minutissimum* großteils ersetzt durch *P. bristolicum*, *P. marginulatum*, *E. exigua* und *P. acidoclinatum* (Abb. 8), d.h. durch säureliebende Kieselalgen. Der Shannon-Index lag hier bei 2,6 aufgrund der höheren Anzahl von Arten.

Die Diversität von epilithischen Diatomeen in allen untersuchten HK- und KG-Bächen (mit und ohne Blockgletschereinfluss) war bestimmt durch die Abundanz von *A. minutissimum*, die wiederum positiv korreliert war mit

dem pH-Wert und negativ mit der Konzentration von Schwermetallen (Thies et al. 2013). D. h. der Unterschied in der Zusammensetzung der Kieselalgenpopulation zwischen Bächen mit und ohne Blockgletschereinfluss schien umso größer, je höher Säuregehalt und Schwermetallkonzentrationen in den Bächen waren.

#### 4. Diskussion und Schlussfolgerungen

Die Wasserführung des Hochebenkarbachs, der den Hauptabfluss des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar darstellt, zeigte die für Blockgletscherabflüsse typischen jahreszeitlichen Veränderungen mit Spitzenabflüssen von

etwa 500 l/s während der Hauptabschmelzphase der winterlichen Schneedecke. Noch höhere Werte werden erreicht, wenn, wie am 2.7.2012, Regen bis in große Höhen auf eine feuchte Schneedecke fällt. Höhe und zeitliches Auftreten von Maximalabflüssen sind, ebenso wie die Dauer des Abschmelzens, stark von der Witterung während der Schneeschmelze geprägt und können von Jahr zu Jahr stark variieren, wie z.B. Berger et al. (2004) für den Blockgletscher Innere Ölgrube (Kaunertal) zeigten. Jährliche Spitzenabflüsse während der Schmelzphase variierten dort zwischen 300 und 1000 l/s. Während des Sommers wird das Abflussverhalten des Hochebenkarbachs von Niederschlagsereignissen geprägt, die über eine Erhöhung des direkten Abflusses zu sekundären Spitzen führen. Dieses Phänomen wurde auch für eine Reihe anderer aktiver Blockgletscher in den Alpen gezeigt (Haerli 1985, Krainer & Mostler 2002, Berger et al. 2004). Abflüsse von aktiven Blockgletschern unterscheiden sich chemisch von Bächen ohne Blockgletschereinfluss. Sie weisen, wie hier am Beispiel Äußeres Hochebenkar und Krummgampen gezeigt wurde, deutlich höhere Stoffkonzentrationen auf als sogenannte unbeeinflusste Referenzbäche in der Umgebung der Blockgletscher. Die in den Blockgletscherbächen am HK und KG gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten lag über den in der Literatur angegebenen Werten von < 100 bis 200  $\mu\text{S}/\text{cm}$  für alpine Blockgletscher (Krainer & Mostler 2002, Berger et al. 2004, Krainer et al. 2007). Ein Grund für die im Verlauf des Sommers zunehmenden Stoffkonzentrationen im Hoch-

ebenkarbach ist die abnehmende Verdünnung von stark mineralisiertem Grundwasser aus dem Blockgletscher durch Niederschlagswasser zwischen Frühsommer und Herbst (entweder in Form der schmelzenden Winterschneedecke oder als Niederschlagsereignis im Sommer). Auch Williams et al. (2006) fanden für einen Blockgletscherabfluss in der Front Range (Colorado, US) eine starke Zunahme von Ionenkonzentrationen zwischen Juni und September. Die Autoren hatten mit einem hydrologischen Mischmodell die relativen Beiträge von Schmelz- und Bodenwasser sowie Basisabfluss zum Blockgletscherabfluss abgeschätzt. Schmelzwasser lieferte den überwiegenden Beitrag im Juni, von Mitte Juni bis August war Bodenwasser (bzw. der Zwischenabfluss) und ab Mitte September der Basisabfluss der Hauptlieferant für den Gesamtabfluss. Isotopenanalysen ließen vermuten, dass Schmelzwasser vom Eiskörper des Blockgletschers, das viele Schmelz-/Gefrierzyklen durchlaufen hat, ein wichtiger Bestandteil vom Basisabfluss des Blockgletschers ist. Mechanische und chemische Verwitterung im Blockgletscher liefern nach Williams et al. (2006) einen weiteren wichtigen Beitrag zum hohen Ionengehalt des Blockgletscherabflusses im Herbst. Beide Beiträge – Schmelzen des Eiskörpers und mechanische bzw. chemische Verwitterung – könnten erklären, warum Blockgletscherabflüsse wie der in der Front Range (Colorado) oder hier der Hochebenkarbach eine starke saisonale Veränderung der Ionenkonzentrationen aufweisen, während unbeeinflusste Referenzbäche wenig bis keine Konzentrationsänderung im Verlauf des



Sommers zeigen. Einen zusätzlichen Beitrag zu den hohen Konzentrationen im Blockgletscherabfluss könnte aus bakterieller Aktivität stammen. Sonnleitner et al. (2011) haben in Laborversuchen gezeigt, dass Mikroorganismen das Potential haben, durch ihre chemolithotrophe Aktivität Kalzium, Magnesium oder Mangan aus Gestein freizusetzen und dadurch deren Konzentration in Oberflächenwässern zu erhöhen.

Die Untersuchung von Kieselalgen in Blockgletscherbächen und Referenzbächen zeigte, dass Abflüsse aus Blockgletschern die Diversität von epilithischen Diatomeen verändern können. Eine Schlüsselrolle spielten dabei die Veränderungen der Abundanz von *A. minutissimum*. Das Dominieren von *A. minutissimum* in diesen kalten und oligotrophen Bächen kann durch ihren Pioniercharakter und ihre hohe Toleranz gegenüber Stress erklärt werden (e.g. Peterson & Stevenson 1992, Van Dam et al. 1994, Potapova & Hamilton 2007). Der Säuregehalt in den KG-Bächen scheint der Grund für das Ersetzen von circumneutralen Arten durch säureliebende Taxa. Einige dieser Diatomeen (z.B. *E. exigua* und *P. acidoclinatum*) gelten auch als Indikatoren für Versauerung (Lange-Bertalot et al. 2011).

## Literatur

- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P.D., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z., Nieplova E. (2006) HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology* 27: 17-46, DOI: 10.1002/joc.1377.
- Barsch, D. (1996) *Rockglaciers: indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Springer Verlag, Berlin.
- Berger, J., Krainer, K. & Mosler, W. (2004) Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research* 62: 233-242.
- Cantonati, M., Corradini, G., Jüttner, I. & Cox, E.J. (2001) Diatom assemblages in high mountain streams of the Alps and the Himalaya. *Nova Hedwigia* 123: 37-61.
- European Committee for Standardization (2004) *Water Quality-guidance Standard for the Identification, Enumeration and Interpretation of Benthic Diatom Samples From Running Waters*, EN 14407. European Committee for Standardization, Geneva.
- Falasco, E., Bona, F., Badino, G., Hoffmann, L. & Ector, L. (2009) Diatom teratological forms and environmental alterations: a review. *Hydrobiologia* 623: 1-35.

- Füreder, L. (2010) Hochalpine Flusslandschaft Rotmoos. In: Koch, E.M. & Erschbamer, B. (eds), *Glaziale und periglaziale Lebensräume im Raum Oberurgl*, Alpine Forschungsstelle Oberurgl 1, Innsbruck university press, Innsbruck, 181-198.
- Gesierich, D. & Rott, E. (2012) Is diatom richness responding to catchment glaciation? A case study from Canadian headwater streams. *Journal of Limnology* 71 (1): 72-83.
- Haerberli, W. (1985) Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich* 77: 1-142.
- Haerberli, W., Noetzi, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M. & Phillips, M. (2010) Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology* 56: 200, 1043-1058.
- Harris, C., Vonder Mühl, D., Isaksen, K., Haerberli, W., Sollid, J.L., King, L., Holmlund P., Dramis, F., Guglielmin, M. & Palacios, D. (2003) Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change* 39 (3-4): 215-225.
- Ilyashuk, B. P., Ilyashuk, E. A., Psenner, R., Tessadri, R. & Koinig, K. A. (2014) Rock glacier outflows may adversely affect lakes: lessons from the past and present of two neighboring water bodies in a crystalline-rock watershed. *Environmental Science & Technology* 48: 6192-6200.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2002) Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 34: 142-149.
- Krainer, K., Mostler, W. & Spötl, C. (2007) Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian Journal of Earth Sciences* 100: 102-112.
- Krainer, K. & Ribis, M. (2012) A rock glacier inventory of the Tyrolean Alps (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences* 105/2: 32-47.
- Lange-Bertalot, H. & Metzeltin, D. (1996) Indicators of oligotrophy. In: Lange-Bertalot, H. (ed), *Iconographia Diatomologica* 2, Koeltz, Koenigsstein.
- Lange-Bertalot, H., Witkowski, A., Bak, M. (2011) *Eunotia* and some related genera. In: Lange-Bertalot, H. (ed), *Diatoms of Europe*. A.R.G. 6, Gantner Verlag, K.G., Ruggell, pp. 1-780.
- Nickus, U., Abermann, J., Fischer, A., Krainer, K., Schneider, H., Span, N. & Thies, H. (2014) Rock glacier Äußeres Hochebenkar – Recent results of a monitoring network. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* (im Druck).
- Nickus, U., Kuhn, M., Novo, A. & Rossi G.C. (1998) Major element chemistry in alpine snow along a north-south transect in the Eastern Alps. *Atmospheric Environment* 32: 4053-4060.
- Peterson, C.G. & Stevenson, R.J. (1992) Resistance and resilience of lotic algal communities: importance of disturbance timing and current. *Ecology* 73: 1445-1461.

- Pillewizer, W. (1957) Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen: Geomorphologische Abhandlungen des Geographischen Institutes der FU Berlin (Otto-Maull-Festschrift) 5: 37-50.
- Potapova, M.G. & Hamilton, P.B. (2007) Morphological and ecological variation within the *Achnantheidium minutissimum* (Bacillariophyceae) species complex. *Journal of Phycology* 43: 561-575.
- Rott, E., Cantonati, M., Füreder, L. & Pfister, P. (2006) Benthic algae in high altitude streams of the Alps – a neglected component of the aquatic biota. *Hydrobiologia* 562: 195-216.
- Sonnleitner, R., Redl, B. & Schinner, F. (2011) Microbial mobilization of major and trace elements from catchment rock samples of a high mountain lake in the European Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 43: 465-473.
- Stevenson, R. J., Yangdong, P. & Van Dam, H. (2010) Assessing environmental conditions in rivers and streams with diatoms. In: Smol, P. & Stroemer, E. F. (eds), *The Diatoms. Applications for the Environmental and Earth Sciences*. II Ed., Cambridge University Press, 667 p.
- Thies, H., Nickus, U., Mair, V., Tessadri, R., Tait, D., Thaler, B. & Psenner, R. (2007) Unexpected response of high alpine lake waters to climate warming. *Environmental Science and Technology* 41: 7424-7429.
- Thies, H., Nickus, U., Tolotti, M., Tessadri, R. & Krainer, K. (2013) Evidence of rock glacier melt impacts on water chemistry and diatoms in high mountain streams. *Cold Regions Science and Technology* 96: 77-85.
- Tolotti, M. (2001) Littoral diatom communities in high mountain lakes of the Adamello-Brenta Regional Park (Trentino, Italy) and their relation to acidification. In: Jahn, R., Kociolek, J.P., Witkowski, A. & Compère, P. (eds), *Lange-Bertalot Festschrift, Studies on Diatoms*, pp. 327-352.
- Van Dam, H., Mertens, A. & Sinkeldam, J. (1994) A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology* 28: 117-133.
- Williams, M.W., Knauf, M., Caine, N., Liu, F. & Verplanck, P.L. (2006) Geochemistry and Source Waters of Rock Glacier Outflow, Colorado Front Range. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 13-33.

## Verzeichnis der AutorInnen

---

Ulrike Nickus  
 Universität Innsbruck  
 Institut für Meteorologie und Geophysik  
 Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
 Ulrike.Nickus@uibk.ac.at

Karl Krainer  
 Universität Innsbruck  
 Institut für Geologie  
 Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
 Karl.Krainer@uibk.ac.at

Hansjörg Thies  
Universität Innsbruck  
Institut für Geologie  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
Hansjoerg.Thies@uibk.ac.at

Monica Tolotti  
IASMA Research and Innovation Centre,  
Sustainable Agro-ecosystems and  
Bioresources Department  
Edmund Mach Foundation,  
Via E. Mach 1, 38010 S. Michele all'Adige,  
Italien  
Monica.Tolotti@fmach.it

# Kapitel 7 | Blockgletscherbewegung im Äußeren Hochebenkar 1953–2010 – eine Methodenkombination aus digitaler Photogrammetrie und Airborne Laserscanning

Christoph Klug

## *Zusammenfassung*

Ziel der vorliegenden Studie ist es, die Veränderungen der Oberflächengeometrie des Blockgletschers Äußeres Hochebenkar über einen Zeitraum von 57 Jahren darzustellen. Die Quantifizierung der Oberflächenveränderungen basiert auf dem Vergleich von multitemporalen digitalen Geländemodellen (DGM) und Orthophotos. Zur Ableitung der Veränderungen wurden aus digitalen, multitemporalen, historischen Luftbildern und aus Airborne (flugzeuggestützten) Laserscanningdaten (ALS) DGM abgeleitet. Durch Subtraktion konnten die vertikalen Änderungen über mehrere Perioden abgeleitet werden. Zusätzlich wurde mit Bildkorrelationsprogrammen sowohl aus den generierten Orthophotos, als auch aus den Schummerungen der ALS-DGM die horizontale Oberflächenbewegung berechnet. Zur Validierung wurden die Ergebnisse mit den jährlich durchgeführten dGNSS-Messungen (differentielles Global Navigation Satellite System) verglichen. Für verschiedene Zeiträume von 1953–2010 konnte somit das Fließverhalten an der Blockgletscheroberfläche rekonstruiert und analysiert werden.

## *Abstract*

The aim of this study is the quantification of vertical and horizontal surface changes of the rock glacier Äußeres Hochebenkar over a period of 57 years. The quantification of the surface changes is based on the comparison of multitemporal digital surface models (DSM) and orthoimages. For the calculation of the vertical and horizontal changes, DSM were generated from aerial photographs and airborne laserscanning (ALS) data. The vertical changes were derived through subtraction of the multitemporal DSM over the different periods. Additionally, the horizontal flow velocity was computed by applying an image correlation program to the orthophoto and DSM. For validation, the results were compared with dGNSS-measured flow velocities. For different periods within 1953–2010, the surface displacements of the well investigated rock glacier Äußeres Hochebenkar are reconstructed and analysed.

## 1. Einleitung

---

Mit dem steigenden Interesse der Öffentlichkeit an der Diskussion über den Klimawandel und dessen Auswirkungen treten die Hochgebirge in den letzten Jahren verstärkt als sensible Schlüsselgebiete zur Erforschung des dadurch induzierten globalen Umweltwandels hervor. Besonders am Schwund der Gletscher ist gut zu erkennen, dass die Hochgebirge zu Recht in weltweiten Programmen zur Klima-beobachtung als Paradeuntersuchungsgebiete gelten, welche das Schlüsselsignal „steigende Temperatur in der Atmosphäre“ und damit die Zunahme des Energiegehalts des gesamten Klimasystems widerspiegeln (Lemke et al. 2007). Die enormen klimatischen Gegensätze liegen in Hochgebirgen auf engstem Raum beieinander, weshalb bereits geringste Änderungen der klimatischen Bedingungen früh Auswirkungen zeigen. Innerhalb der Hochgebirgssysteme werden Landschaftsräume oder ökologische Grenzen (z.B. Untergrenze des Auftretens von Permafrost, Baumgrenze) systematisch beobachtet und dienen als wichtige Indikatoren für Umweltänderungen (Lemke et al. 2007). Während die Sensitivität der periglazialen Landschaftsräume sowohl in den hohen Breiten als auch in Hochgebirgen in vielen wissenschaftlichen Publikationen berücksichtigt wird (z.B. Lachenbruch & Marshall 1986, Anisimov & Nelson 1996), wurde die Bedeutung von Blockgletschern in diesem Kontext erst seit kurzem hervorgehoben (Harris & Haeberli 2003, Nyenhuis 2005). Blockgletscher sind beeindruckende Elemente

der Hochgebirgslandschaft und werden oft als Leitform des alpinen Permafrosts bezeichnet. Vor allem aktive Blockgletscher sind gute Indikatoren für die Untergrenze diskontinuierlichen Permafrosts und dadurch indirekt für sich ändernde klimatische Verhältnisse.

Für aktive Blockgletscher lassen sich durchschnittliche Oberflächengeschwindigkeiten von wenigen Zentimetern (Minimum) bis 1–2 Metern (Maximum) pro Jahr (m/a) feststellen (Krainer & Mostler 2006), wobei im Gebiet der Alpen auch höhere Geschwindigkeiten ( $> 2$  m/a) beobachtet wurden (Roer 2005, Haeberli et al. 2006, Avian et al. 2009). Die größten Fließgeschwindigkeiten in den Alpen (bis zu 6,6 m/a) sind am hier präsentierten Äußeren Hochebenkar Blockgletscher gemessen worden (Schneider & Schneider 2001).

In den vergangenen 20 Jahren wurden bei einigen alpinen Blockgletschern steigende Fließgeschwindigkeiten festgestellt (Roer et al. 2005). Es kann von einem Zusammenhang mit der globalen Erwärmung ausgegangen werden. Dazu sind laut Käab & Vollmer (2000) Langzeitstudien zu Veränderungen der Blockgletscheroberflächengeschwindigkeiten in Kombination mit terrestrischen Punktmessungen enorm wichtig für ein besseres Verständnis der zugrunde liegenden Prozesse. Dennoch sind Langzeitmessungen von Fließgeschwindigkeiten bei aktiven Blockgletschern selten.

Während der letzten Jahrzehnte sind eine Reihe von Methoden für die Quantifizierung von Blockgletscherbewegungen entwickelt worden. Die ersten Ansätze verwendeten zu-

sätzlich zu den zeitintensiven Feldbeobachtungen geodätische Vermessungstechniken (Pillewizer 1957). In jüngster Zeit wurde das differentielle GNSS (dGNSS, differentielles Global Navigation Satellite System) als eine effektive Methode zur Erforschung des Blockgletscherfließens (Lambiel & Delaloye 2004) entdeckt. Der größte Nachteil dieser Methode ist jedoch das Fehlen von flächendeckender Information.

Satelliten- bzw. flugzeuggestützte Fernerkundungstechniken (z.B. Luftbildphotogrammetrie, ALS) erlauben hingegen eine flächendeckende Datenaquise, wodurch Langzeitbeobachtungen der Blockgletschergeometrien sowie vertikaler und horizontaler Oberflächenänderungen (Kääb et al. 1997) erleichtert werden. In letzter Zeit wurden Techniken wie satellitengestützte differentielle Radar-Interferometrie (DInSAR) (Nagler et al. 2001, Strozzi et al. 2004) sowie terrestrisches Laserscanning (TLS) zur Beobachtung und Messung der Morphodynamik von Blockgletschern eingesetzt (Bauer et al. 2003, Bollmann et al. 2012).

Ziel der Untersuchung im Äußeren Hochebenkar ist die Rekonstruktion und Analyse der vertikalen und horizontalen Oberflächenveränderungen des aktiven Blockgletschers mittels Luftbildphotogrammetrie und ALS im Zeitraum von 1953–2010. Der neue Ansatz der Verwendung von ALS-Daten, speziell für die Auswertung der photogrammetrisch abgeleiteten DGM, soll dabei besonders hervorgehoben werden.

## 2. Untersuchungsgebiet

---

Das Äußere Hochebenkar (N46°50', O11°00') ist zungenförmig und liegt 4,3 km südsüdwestlich von Obergurgl (Ötztaler Alpen; nähere Standortsbeschreibung siehe Kapitel 3 in diesem Buch).

In Luftbildaufnahmen ist deutlich zu sehen, dass der Hochebenkar Blockgletscher aus zwei Loben besteht. Nach Schneider & Schneider (2001) weist die jüngere, orographisch linke Lobe durch ständige Schuttfzufuhr vom Hochebenkamm starke Aktivität auf, wohingegen die ältere, orographisch rechte Lobe kaum mehr Aktivität zeigt. Auf etwa 2.580 m Seehöhe befindet sich eine Geländekante, über die sich der Blockgletscher ins Tal der Gurgler Ache vorschiebt.

Im Gegensatz zum gleichmäßigen Permafrostkriechen oberhalb der Geländekante treten im gesamten Zungenbereich unterhalb davon Rutschungen auf, die durch die stark übersteilte Stirn ( $> 40^\circ$ ) zusätzlich gefördert werden. Durch die dabei auftretenden hohen Zugspannungen wurde die Oberfläche des Blockgletschers stark geprägt und der darunterliegende Permafrost teilweise sichtbar (Haberli & Patzelt 1982). Bedingt durch diese besondere topographische Situation wurden immer wieder außergewöhnlich hohe Bewegungsraten gemessen. Laut Schneider & Schneider (2001) wurden in den 1960er Jahren die größten Bewegungsraten ( $\sim 6,6$  m pro Jahr) an dieser Geländekante gemessen. Eine detaillierte Charakterisierung der Physiogno-

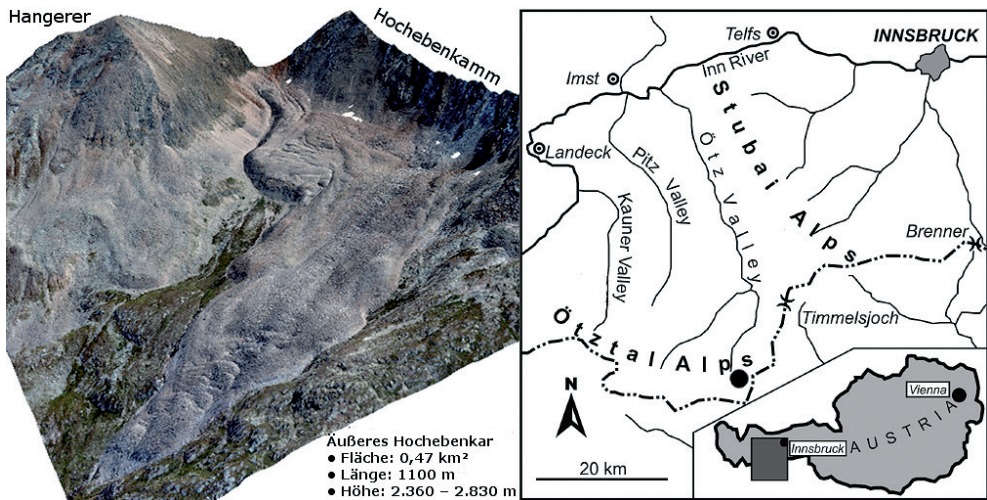


Abb. 1: Untersuchungsgebiet Äußeres Hochebenkar verändert nach Schneider (1999). Foto L. Rieg, August 2010

mie des Äußeren Hochebenkars ist Vietoris (1972) und Haerberli & Patzelt (1982) zu entnehmen.

### Geschichte der Bewegungsmessungen im Äußeren Hochebenkar

Der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar zählt zu den am längsten untersuchten Blockgletschern Österreichs. Bereits 1938 wurden von Pillewizer mit Hilfe terrestrisch photogrammetrischer Methoden (Kaufmann 1996) Bewegungsmessungen durchgeführt. Ab 1951 begann L. Vietoris mit geodätischen Messungen (Vietoris 1972). Diese Messungen wurden ab 1972 von H. Schneider fortgeführt, sodass nun bereits eine über 70-jährige Messreihe vorliegt. Neben diesen terrestrisch-photogrammetrischen Messungen war der

Blockgletscher noch Gegenstand weiterer Forschungsaktivitäten. In den Jahren 1986, 1995 und 1999 wurden ausgehend vom Institut für Angewandte Geodäsie der TU Graz unter der Leitung von R. Kostka und V. Kaufmann drei terrestrisch-photogrammetrische Vergleichsaufnahmen durchgeführt, mit dem Ziel das aktuelle Fließverhalten im unteren, stärker bewegten Teil des Blockgletschers in Form von 3D-Verschiebungsvektoren zu erfassen (Kaufmann 1996). Weitere Arbeiten zur Morphodynamik des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar sind Untersuchungen mittels differentieller Radar-Interferometrie (DInSAR) (Nagler et al. 2001) sowie mittels Luftbildphotogrammetrie (Kaufmann & Ladstädter 2002).



### 3. Daten

Die Basisdaten, welche für die Auswertung herangezogen wurden (Tab. 1), sind gescannte schwarz-weiß Luftbilder (~3600 dpi) vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) Österreich in Maßstäben zwischen 1:18.000 und 1:43.000, sowie die dazugehörigen Kalibrierungsprotokolle. Für das Untersuchungsgebiet Äußeres Hochebenkar sind Stereobildpaare aus den Jahren 1953, 1969, 1971, 1973, 1977, 1990 und 1997 verfügbar. Um die Zielsetzung bestmöglich verfolgen zu können, ist der Zeitpunkt der Aufnahme sehr wichtig, da sich das Äußere Hochebenkar in

einer Höhe von 2.360–2.830 m befindet und das Gebiet zur DGM-Generierung deshalb schneefrei sein sollte. Ein weiteres Problem, das eine Geländemodellableitung erschwert, ist die durch die Topographie verursachte Abschattung. Von den verwendeten Luftbildern waren allerdings lediglich die Stereobildpaare der Befliegung aus dem Jahr 1973 für eine weiterführende Analyse unbrauchbar (Abschattung über dem ganzen Kar, sowie Schnee).

Zusätzlich wurden aus ALS Daten der Jahre 2006, 2009 und 2010 weiter DGM generiert und vom Land Tirol hochaufgelöste Orthophotos aus den Jahren 2003, 2009 und 2010 zur Verfügung gestellt (Tab. 1).

Tab. 1: Zusammenstellung der Datengrundlagen und Prozessierung. Ortho = Orthophoto; ALS = Airborne Laserscanning

Aufnahme Jahr	Datenquelle	Durchschnittliche Aufnahmehöhe [m]	Maßstab	DGM [Auflösung in m]	Orthophoto [Auflösung in m]
1953	Luftbild	4.500	1:18.000	Ja [1 m]	Ja [0,25 m]
1969	Luftbild	7.000	1:43.000	Ja [1 m]	Ja [0,25 m]
1971	Luftbild	4.800	1:18.500	Ja [1 m]	Ja [0,25 m]
1973	Luftbild	4.800	1:18.500	Nein	Nein
1977	Luftbild	5.200	1:21.000	Ja [1 m]	Ja [0,25 m]
1990	Luftbild	6.000	1:25.000	Ja [1 m]	Ja [0,25 m]
1997	Luftbild	4.300	1:22.000	Ja [1 m]	Ja [0,25 m]
2003	Ortho	–	–	Nein	Ja [0,25 m]
2006	ALS	800	–	Ja [1 m]	Nein
2009	ALS + Ortho	1.000	–	Ja [1 m]	Ja [0,25 m]
2010	ALS + Ortho	1.000	–	Ja [1 m]	Ja [0,25 m]

## 4. Methoden

---

### Photogrammetrie

Mit Hilfe von Photogrammetrie ist es möglich, geometrische Informationen über Objekte und Prozesse aus analogen oder digitalen Bilddaten zu gewinnen. Dabei wird die mathematisch-geometrische Information von sich überlappenden Photographien zur Erfassung der Topographie ausgenutzt (Käab 2005). Aufgrund ihres hohen Potenzials, die an der Erdoberfläche sichtbaren Erscheinungen zu interpretieren und deren absolute Geometrie zu bestimmen, ist diese Fernerkundungsmethode aus den Geowissenschaften nicht mehr wegzudenken. Bis Ende der 1990er Jahre galt die Photogrammetrie als die klassische Methode zur Erfassung von Oberflächen, wobei besonders die Aerophotogrammetrie mit der Analyse von Luftbildern eine wichtige Rolle spielte.

Das Grundprinzip der Photogrammetrie basiert auf der Tatsache, dass es für jeden Objektpunkt eines Stereobildpaares möglich ist, die dreidimensionalen Geländekoordinaten zu berechnen. Für eine detaillierte Beschreibung der angewandten photogrammetrischen Methoden siehe Baltsavias et al. (2001), Käab (2010) und Klug et al. (2012). Basierend auf diesen Prinzipien können mit Hilfe kommerzieller Softwareprodukte sowohl digitale Geländemodelle als auch Orthophotos mit höchstmöglicher Auflösung aus den monotemporalen Stereobildpaaren generiert werden (vgl. Abb. 2). Die Kontrolle durch

den Bearbeiter ist dabei ein wesentlicher Bearbeitungsschritt, um qualitativ bestmögliche DGM bzw. Orthophotos zu erhalten.

### Airborne Laserscanning

In den letzten Jahren hat sich die Fernerkundungsmethode des Airborne Laserscanning (ALS) zu einer der wichtigsten Standardmethoden entwickelt. Ihre Leistungsstärke liegt vor allem in der automatisierten Datenaufzeichnung und Prozessierung, sowie der großen Bandbreite der Anwendung (Geist 2005). Mit Hilfe von ALS können hochgenaue detaillierte Informationen über Geländehöhen, Flächeneigenschaften oder Oberflächendynamik der Geländeoberfläche gewonnen werden, was vor allem in entlegenen Gebieten ein großer Vorteil ist. Im Gegensatz zur Photogrammetrie handelt es sich beim ALS um eine aktive Fernerkundungsmethode. Das Grundprinzip liegt darin, dass ein an einem Flugobjekt installierter Laserscanner einen Impuls aussendet und das von der Erdoberfläche reflektierte Signal wieder aufzeichnet. Um die absolute Höhe jedes gemessenen Laserpunktes zu bestimmen wird die Distanz zwischen abgetasteter Oberfläche und dem Flugobjekt gemessen. Die Position des erfassten Bodenpunktes kann dabei mit Hilfe der räumlichen Orientierung des Flugzeuges für jeden Laserpunkt zugeordnet werden. Der GPS-Empfänger zeichnet die exakte Position des reflektierten Signals in einem 3D-Koordinatensystem auf. Zeitgleich nimmt ein Inertiales Navigationssystem (INS) die Flughöhe und Fluggeschwindigkeit sowie

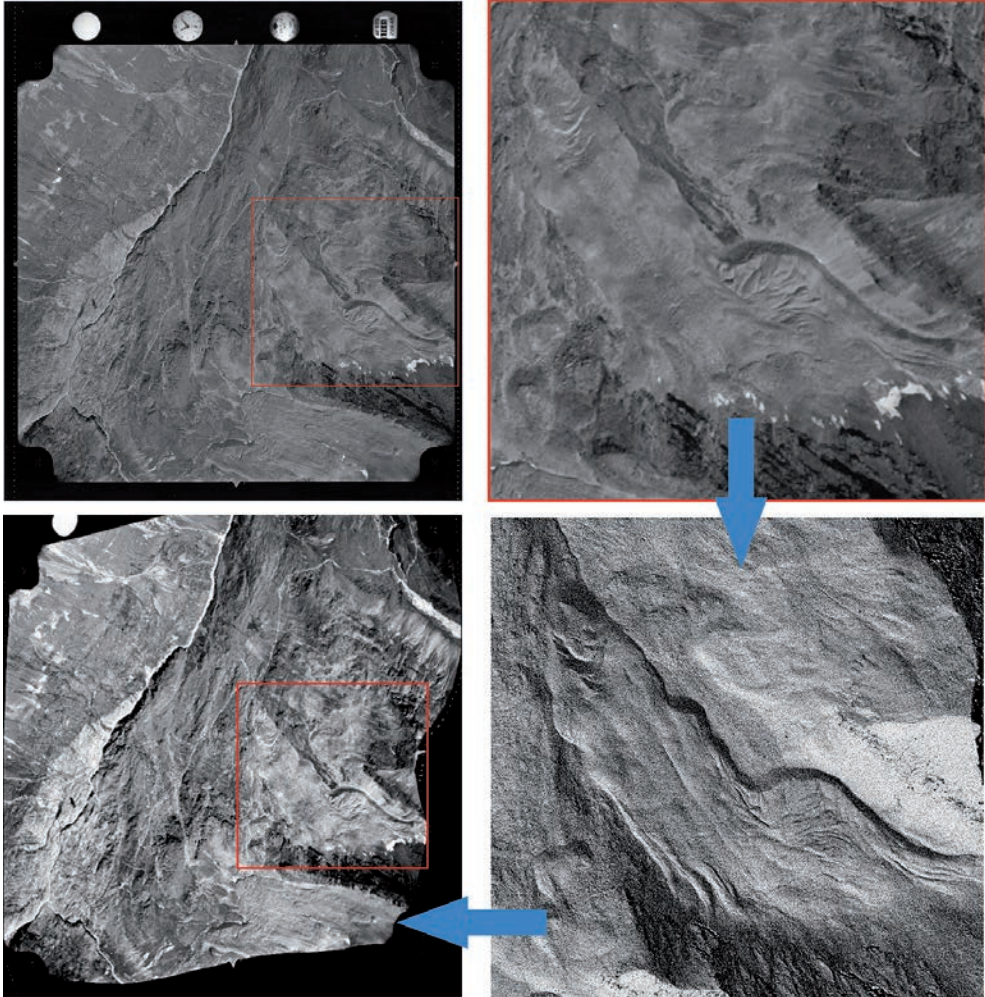


Abb. 2: Vom Luftbild zum digitalen Geländemodell (DGM) und zum Orthophoto. Beispiel aus dem Jahr 1977 für das Äußere Hochebenkar. Unten rechts Schummerung des erstellten DGM und unten links entzerrtes Orthophoto

Quer- und Längsneigung und Kantung des Flugobjekts auf.

Ein großer Vorteil liegt in der beleuchtungsunabhängigen Aufnahmemöglichkeit. ALS ist nicht an das Tageslicht gebunden, wodurch auch beschattete und strukturlose Flächen (Gletscher, Schnee) aufgenommen werden

können. Einzig Wolken, Nebel oder Niederschlag können die Aufnahmequalität negativ beeinflussen (Wagner et al. 2003).

## Genauigkeitsanalyse der verwendeten Daten

Um die Oberflächenänderungen zu bestimmen ist es unabdingbar eine Genauigkeitsanalyse der herangezogenen Daten durchzuführen. Eine Grundvoraussetzung für das Ableiten von Geländemodellen aus Luftbildern sind möglichst genaue Passpunkte, sog. Ground Control Points (GCPs). Diese stammen aus dGPS-Messkampagnen, topographischen Karten und Orthophotos in Kombination mit einem hochaufgelösten DGM aus Laserscandaten. Als erstes Kriterium wurden die verwendeten GCPs herangezogen, wobei deren Genauigkeit für das Hochebenkar im Subzentimeterbereich liegt (Niederwald 2009). Das größte Problem bei der Gelände-

modellableitung stellt – neben den teilweise starken Schatten – vor allem das extrem steile Relief dar. Aus diesem Grund wurde bei der Genauigkeitsanalyse der generierten DGM nur auf den unmittelbaren Blockgletscher-randbereich Rücksicht genommen, da sich die Fehler in den steilen Flanken ( $> 45^\circ$ ) auf teilweise mehr als 300 m in Vertikaldistanz belaufen. Diese Bereiche sind jedoch für die Fragestellung nicht relevant. In den Randbereichen (bis max.  $40^\circ$ ) konnten die generierten Geländemodelle einer guten Qualitätsanalyse unterzogen werden. Für einen effektiven Vergleich wurden die semi-automatisch generierten DGM mit den hochaufgelösten DGM der ALS-Befliegung verglichen, deren Genauigkeit (Tab. 2) mit Hilfe von 11 Fixpunkten aus den jährlichen dGPS-Bewegungsmessungen

Tab. 2: Berechnete mittlere quadratische Abweichungen (RMS) der generierten DGM zum Referenzgeländemodell (ref.) 2009. Zusätzlich wurden noch die Abweichungen zu den 11 Fixpunkten angegeben. Das Luftbild von 1973 konnte auf Grund von Schnee und Abschattungen nicht bearbeitet werden.

DGM	RMS (stabile Gebiete / Fixpunkte)
2010 (ALS)	0,11 m / 0,09 m
2009 (ALS)	ref. / 0,09 m
2006 (ALS)	0,10 m / 0,15 m
1997	0,41 m
1990	0,42 m
1977	0,25 m
1973	–
1971	0,55 m
1969	0,29 m
1953	0,58 m

(Schneider & Schneider 2001) im Äußeren Hochebenkar validiert wurde.

In einem zweiten Schritt wurden durch Subtraktion der ALS-DGM 2006 von 2010 mehrere Gebiete identifiziert, die keine Oberflächenänderung aufweisen und den Oberflächenstrukturen (Hangneigung, Exposition und Höhe) des Blockgletschers sehr nahe kommen. Durch Vergleich dieser stabilen Gebiete mit den hochaufgelösten ALS-DGM konnten so die Genauigkeiten der photogrammetrisch erzeugten DGM ermittelt werden. Im Großen und Ganzen stellt die durchgeführte Analyse eine relativ gute Abschätzung des vertikalen Fehlers dar. Die Ergebnisse zeigen eine mittlere quadratische Abweichung (= RMS-Fehler) von 0,25–0,6 m und maximale Unterschiede von 1,2 m (Tab. 2).

Für die Ableitung der horizontalen Bewegungen ist eine hohe relative Genauigkeit zwischen den multitemporalen Daten viel wichtiger als die absolute Position der Bilder zueinander (Kääb 2010). Deshalb wurden die erstellten Orthophotos über zusätzliche Kontrollpunkte in unbewegten Gebieten auf das Orthophoto von 2009 co-registriert (Klug et al. 2012). Die maximalen Unterschiede zwischen den multitemporalen Orthophotos betragen nach Bearbeitung nur mehr knapp 20 cm in ruhenden Gebieten, wobei die Richtung der Verschiebung durch die relativ langen Vergleichszeiträume im Vergleich zu den zu messenden Bewegungen irrelevant ist (Klug et al. 2012).

### Vertikale Oberflächenänderung

Für die Quantifizierung der vertikalen Änderungen der Blockgletscher Oberflächengeometrie wurden die generierten DGM verglichen. Kumulierte Änderungsraten der Oberfläche wurden dabei durch die Subtraktion der multitemporalen DGM zwischen den Messperioden berechnet (Abb. 3). Die zuvor erwähnte Genauigkeitsanalyse der verwendeten DGM gilt gleichzeitig für die Berechnungen der vertikalen Änderungen. Damit kann die Genauigkeit der erzielten vertikalen Änderungen mit Bezug auf die errechneten RMS-Werte (Tab. 2) abgeschätzt werden. Ableitungsfehler in den DGM, wie z.B. in Steilwänden oder durch Schneebedeckung, führen sehr oft zu außergewöhnlich hohen Änderungswerten in diesen Regionen. Aus diesem Grund wurden diese Bereiche bei der Analyse nicht berücksichtigt.

### Horizontale Oberflächenänderung

Die horizontalen Bewegungsraten des Blockgletschers wurden aus Orthophotos und Schummerungen der ALS-DGM mit Hilfe der Software Correlation Image Analysis (CIAS, Kääb & Vollmer 2000) und Image Correlation (Imcorr, Scambos et al. 1992) berechnet. CIAS und Imcorr wurden bereits für eine Vielzahl von Analysen verwendet, bei denen Bewegungsraten für Gletscher und Blockgletscher auf Basis von Orthophotos oder Satellitenaufnahmen berechnet wurden (vgl. z.B. Kääb 2005).

Die Softwareprodukte berechnen Bewegungsraten über eine Korrelations-Funktion, welche die Grauwerte der Bilder als Eingangswert verwendet (Kääb 2010). Der Korrelationsalgorithmus sucht mittels Block Matching eine Sequenz aus Grauwerten (Referenz-Gebiet) aus dem Bild des ersten Zeitraums ( $t_1$ ) in einem vordefinierten Gebiet (Such-Gebiet) des Bildes des zweiten Zeitraums ( $t_2$ ). Wenn der Referenz-Block erfolgreich im Bild  $t_2$  wiedergefunden wurde, ergibt die euklidische Distanz der Koordinaten der zentralen Pixel die horizontale Bewegung im Zeitraum zwischen  $t_1$  und  $t_2$ . Die Datei mit dem Ergebnis besteht aus den x- und y-Koordinaten des Referenz-Blocks sowie der Distanz, der Richtung und

dem Korrelationskoeffizienten. Zuordnungsfehler können durch Analyse der Korrelationskoeffizienten sowie der erwarteten Richtung und Distanz der Bewegung erkannt und eliminiert werden. Aufgrund der unterschiedlichen Dauer der Beobachtungsperioden zwischen den Luftbildaufnahmen wurden CIAS und Imcorr mit verschiedenen Parameterkombinationen (Größe der Referenz-Blocks und Search Areas) verwendet. Detaillierte Informationen zu den hier verwendeten Korrelationsprogrammen sind in Kääb & Vollmer (2000) sowie auf der Homepage des NSIDC (2006) und in Scambos et al. (1992) zu finden.

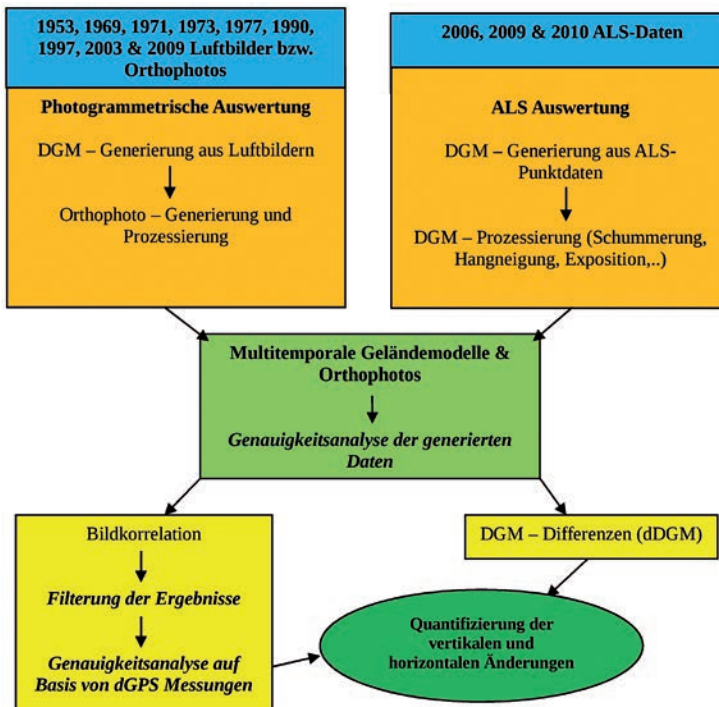


Abb. 3: Überblick der Prozessschritte für die Ableitung der Oberflächenänderungen

## 5. Ergebnisse und Diskussion

### Horizontale Oberflächenänderung

Die horizontale Bewegung des Blockgletschers Äußeres Hochebenkar weist Geschwindigkeitsraten von mehreren Metern pro Jahr auf, die sich zwischen 1953 und 2010 periodisch immer wieder verändert haben (Tab. 3). Auf Basis der Ergebnisse im Äußeren Hochebenkar können zwei zeitlich verschiedene Bewegungsdynamiken unterschieden werden, wie sie auch Schneider & Schneider (2001) bereits beschrieben haben.

In allen Messperioden weist die Wurzelzone relativ geringe Bewegungsraten zwischen 0,02 und 0,25 m pro Jahr auf (Abb. 4). Auffallend ist, dass die Bewegung immer von der Wurzelzone bis zur Stirn zunimmt und eine Art „zonale“ Gliederung zeigt. Im Anschluss an die Wurzelzone schließt sich ein Bereich mit Geschwindigkeiten von 0,25 bis 0,5 m pro Jahr an. An den Rändern des Blockgletschers werden ebenfalls kaum höhere Bewegungsraten erreicht, als sie in diesen zwei Bereichen repräsentiert sind.

Im Mittelbereich schließt sich eine Zone mit Geschwindigkeiten zwischen 0,5 und 0,75 m/a an, deren Ausdehnung sich in den einzelnen Perioden unterschiedlich stark aus-

Tab. 3: Horizontale Geschwindigkeiten  $v$  (Durchschnitt, Maximum & Beschleunigung  $dv$  in %) am Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar. Der Blockgletscher wurde in drei Zonen eingeteilt (Wurzelzone, Übergangszon und Zunge), in jeder Zone wurde die mittlere jährliche Geschwindigkeit berechnet und anschließend aus den Zonen ein Wert über die Fläche gemittelt.

Hochebenkar				
Periode	Anzahl Blöcke zur Quantifizierung	durchschnittl. $v$ [m/a]	max. $v$ [m/a]	$dv$ [%]
1953–1969	2.438	0,84	5,2	–
1969–1971	2.479	0,64	6,9 (?)	-23,8
1971–1977	2.711	0,42	4,1	-34,4
1977–1990	2.283	0,54	1,85	+28,6
1990–1997	2.865	0,63	1,7	+16,7
1997–2003	2.308	0,77	2,3	+22,2
2003–2009	2.439	0,86	2,5	+11,7
2006–2009	12.200	0,81	2,3	-5,8
2009–2010	13.499	0,82	2,49	+1,2

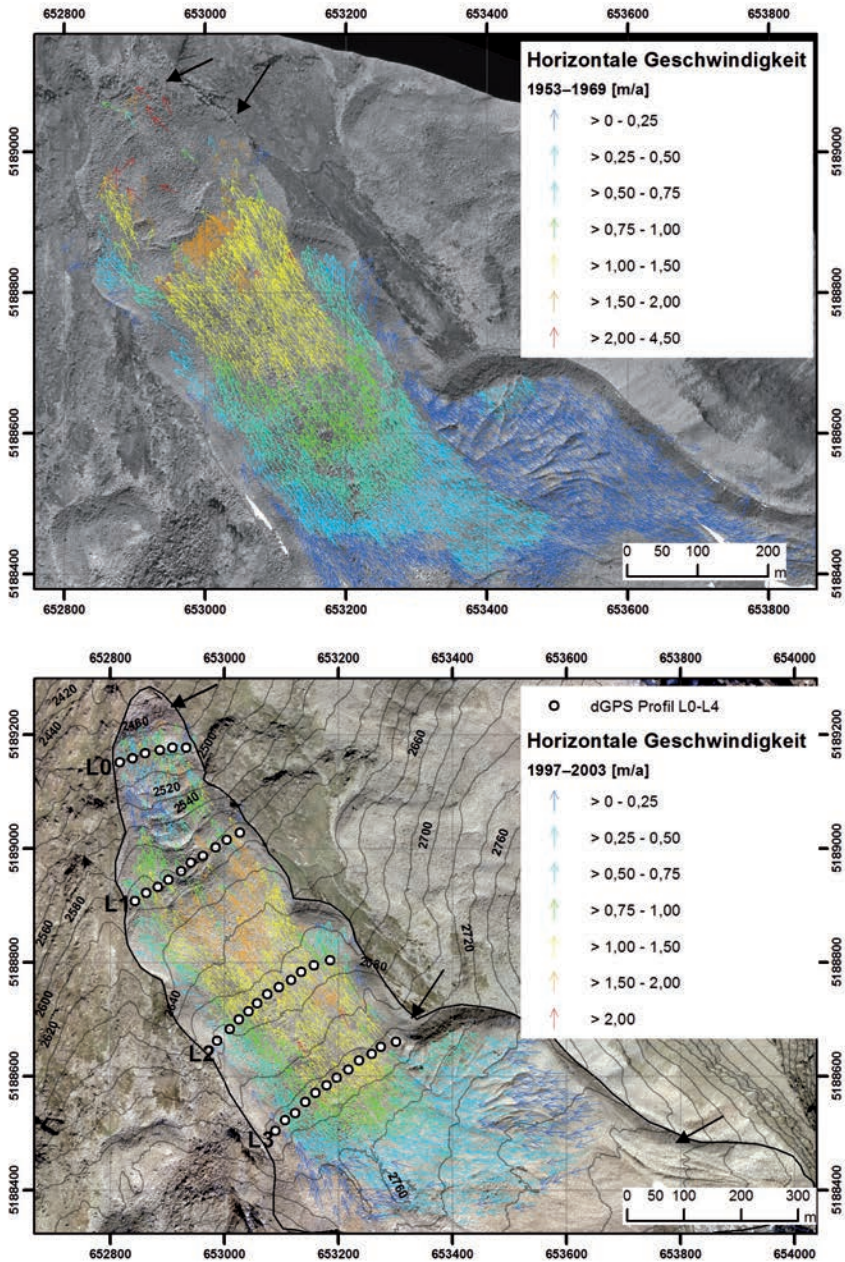
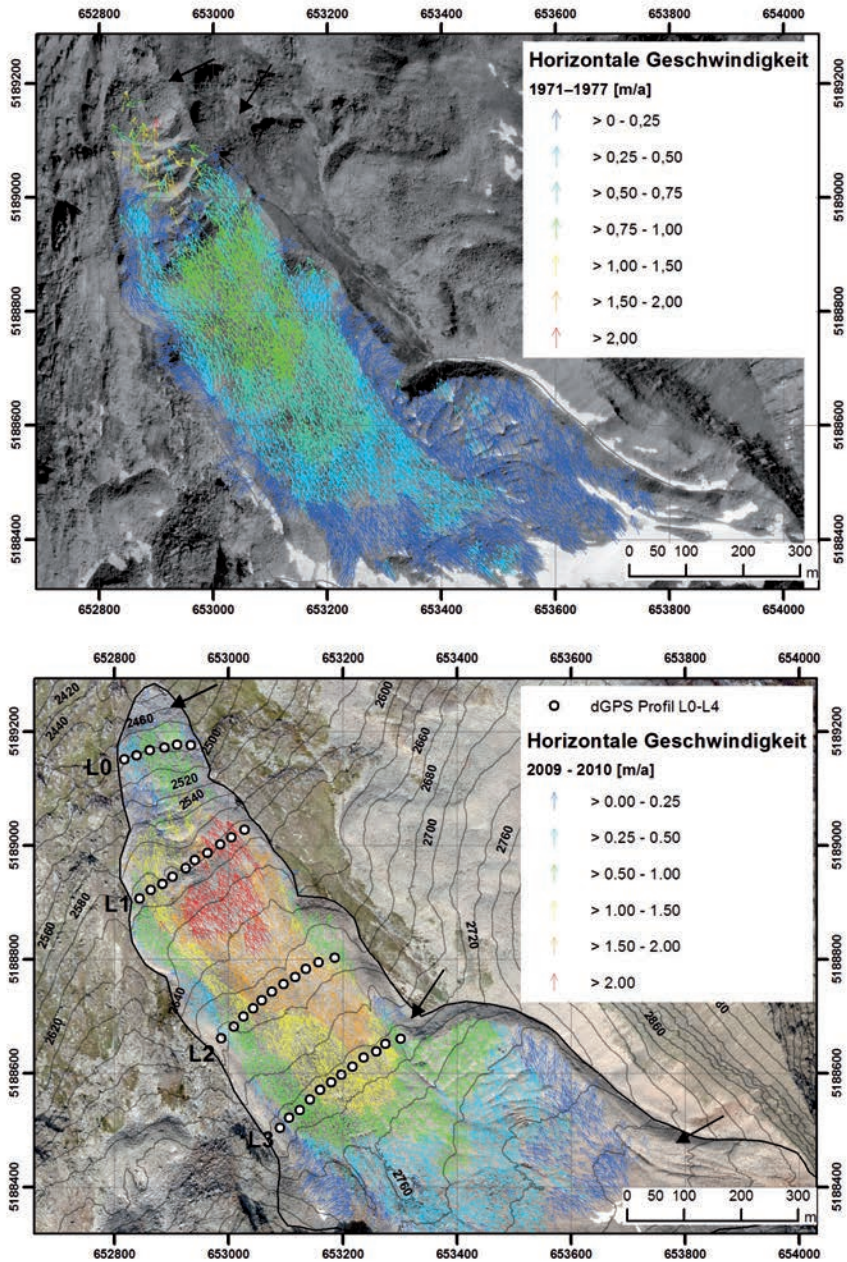


Abb. 4: Beispiele für mittlere jährliche horizontale Geschwindigkeitsableitungen am Äußeren Hochebenkar von 1953–1969 (links oben), 1971–1977 (rechts oben), 1997–2003 (links unten) und 2009–2010 (rechts unten). Die geringeren Fließgeschwindigkeiten in der Periode 1971–1977 im Vergleich zu den anderen



## Kapitel 7 | Blockgletscherbewegung im Äußeren Hochebenkar 1953–2010



Messreihen sind deutlich zu erkennen. Schwarze Pfeile zeigen Bereiche, die keine Korrelation zulassen, aufgrund von schlechter Kontrastierung oder Abschattung.

prägt. Zwischen 1997 und 2003 zieht sich der Geschwindigkeitsbereich 0,5–0,75 m/a relativ weit zurück. In einer Höhe von 2.550 m befindet sich eine Zone, die sich mit 0,75–1 m/a bewegt. Sowohl in der Periode 1953–1969, als auch 1997–2003, 2003–2009 und 2009–2010 sind hier allerdings die Bewegungsraten auf 1 bis 1,5 m/a erhöht, was die erhöhte Dynamik in diesen Zeiträumen zeigt (Abb. 4). Am Übergang zur Geländekante werden die höchsten Geschwindigkeiten erzielt (1,5–2 m/a). Ab 2003 wurden hier Geschwindigkeiten über 2 m/a abgeleitet (Abb. 4). Grundsätzlich erreicht der Blockgletscher an der orographisch rechten Seite höhere Geschwindigkeiten.

Im Bereich der Zunge konnten wenige Blöcke identifiziert werden, da diese durch den großen Höhenunterschied und ihre Steilheit sehr oft im Schatten lag. Die höchsten Geschwindigkeiten mit bis zu 6,9 m/a wurden in der Periode 1969–1971 detektiert, wobei sich diese im Bereich der Zunge befanden und sich eher durch Rutschung als durch Permafrostkriechen erklären lassen (Schneider & Schneider 2001). Betrachtet man die gemessenen Maximalwerte sowie die mittleren Bewegungsraten, so war der Zeitraum zwischen 1977 und 1990 mit knapp 1,7 m/a die mit Abstand am wenigsten aktive Zeit. Im Gegensatz dazu zeigen die Perioden 1953–1969, 2003/2006–2009 und 2009–2010 die höchsten Geschwindigkeiten.

Im Äußeren Hochebenkar zeigen sich an der Oberfläche des Blockgletschers zahlreiche Strukturen, an denen die Bewegung gut abgelesen werden kann. So zeigen sich im Wur-

zelbereich an der orographisch rechten Seite markante Rücken und Gräben, die durch kompressives Fließen entstehen und sich quer zur Fließrichtung anordnen. Am Übergang zur Geländekante sind ebenfalls zahlreiche Querspalten zu sehen, wobei diese je nach Bewegungsdynamik unterschiedlich ausgeprägt sind.

### Vertikale Oberflächenänderungen

Die kumulierten vertikalen Änderungen wurden durch Vergleich der multitemporalen DGM quantifiziert. Im Wurzelbereich bis auf eine Höhe von knapp 2.700 m zeigen sich über die Perioden 1953–1969 und 1969–1971 Änderungen im Bereich von +0,25 bis +2 m (+0,1 bis +0,3 m/a, Abb. 5). Im Frontbereich sind in derselben Periode starke vertikale Änderungen zu erkennen, die auf das Abrutschen der unteren Zungenpartie des Blockgletschers zurückzuführen sind. Allerdings war die DGM-Generierung in diesem Bereich über alle Messperioden sehr schwierig, da hier durch die starke Geländeneigung Abschattungseffekte auftraten. Von 1971 bis 1977 zeigt sich im Wurzelbereich eine vertikale Änderung von -1 bis -0,5 m (-0,1 bis -0,2 m/a), wobei auch im Frontbereich die Änderungen im Vergleich zur Periode 1953–1969 abgenommen haben. Dies ist ein Hinweis darauf, dass das Abrutschen der Zungenpartie bereits Anfang 1970 abgeschlossen war.

In der Periode 1977–1990 zeigt sich über weite Teile wieder eine vertikale Zunahme von ca. 1 m (0,07 m/a), wobei dies mit der

in dieser Periode relativ geringen Bewegungsdynamik übereinstimmt.

### Dynamik

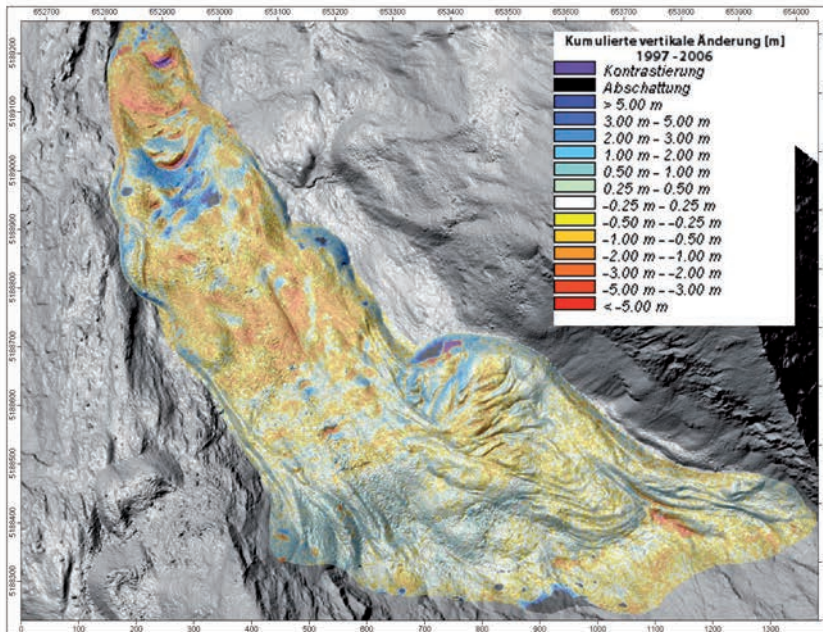
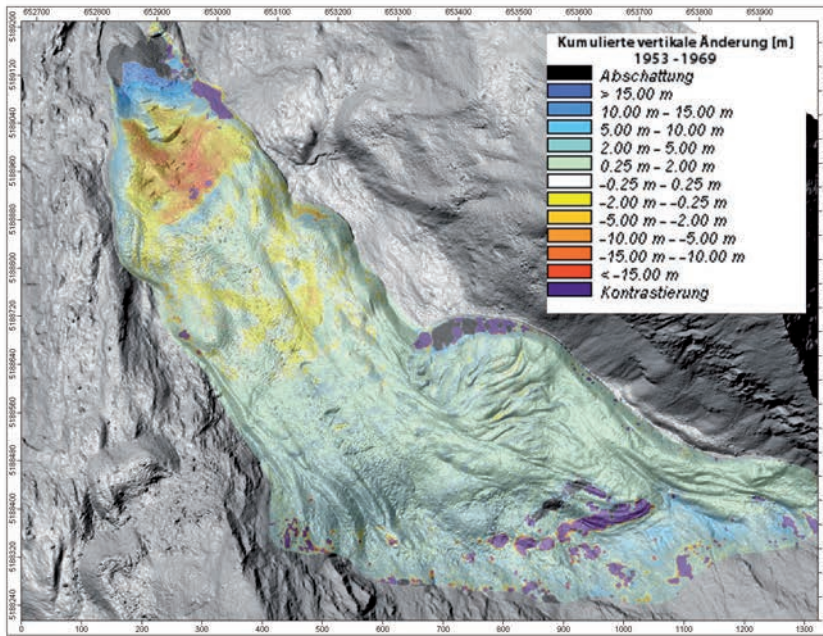
In den Perioden 1990–1997, 1997–2006 und 2006–2009 zeigt sich mit Ausnahme der Zunge ein Massenverlust über die Fläche des Blockgletschers. Die Änderungen im Äußeren Hochebenkar sind zeitgleich uneinheitlicher geworden, mit Höhenverlusten und -gewinnen an verschiedenen Stellen des Blockgletschers. Viele dieser Änderungen werden durch sich bewegende Oberflächenstrukturen erzeugt, vor allem jene Bewegungen an der Stirn. Im Bereich der Blockgletscherfront konnten durch die Abschattung der zum Teil sehr steilen Strukturen nur vage Ergebnisse erzielt werden. Grundsätzlich zeigt die Zungenpartie über alle Messperioden große Massengewinne von teilweise mehr als 15 m ( $\sim 1$  m/a). Diese starken Änderungen können auch durch die einzelnen Oberflächenstrukturen beobachtet werden. Am Übergang zur steilen Zungenpartie tritt eine unterschiedlich stark ausgeprägte Querspalte auf, in deren Umgebung in rutschungsaktiven Perioden große Massenverluste angezeigt werden (Abb. 5).

In der Periode 1953–1969 weist das Äußere Hochebenkar im unteren Abschnitt relativ hohe Bewegungsraten (1 bis 2,5 m/a) auf, die durch das Überfahren der Geländekante zustande gekommen sind. Dabei löste sich die untere Zungenpartie vom übrigen Blockgletscher, wodurch ab den 1970er Jahren der Blockgletscher in eine Art Ruhephase mit re-

lativ geringen mittleren jährlichen Geschwindigkeitsraten trat (Tab. 3).

Ab den 1990er Jahren nehmen die Bewegungsraten wieder zu, was Schneider & Schneider (2001) zu der Annahme veranlasste, dass sich der Blockgletscher vom Ablösen der alten Zunge erholt hat. Somit kann die errechnete Geschwindigkeitszunahme in den letzten 19 Jahren ebenfalls wieder verstärkt mit dem Abrutschen im steilen Gelände unterhalb der Geländekante in Zusammenhang stehen. In Tab. 3 sind für jede Messperiode die mittlere und maximale Geschwindigkeit eingetragen, sowie deren prozentuale Beschleunigung.

Zur Validierung der berechneten horizontalen Geschwindigkeiten wurden die dGPS Bewegungsmessungen der Jahre 2006 bis 2010 herangezogen, welche im Äußeren Hochebenkar an 4 Profilen (L0–L3) durchgeführt wurden (Abb. 6). Auf Basis dieser Messungen wurden die mit Imcorr bzw. CIAS abgeleiteten horizontalen Geschwindigkeiten an diesen Punkten durch Extrapolation der ermittelten Bewegungsraten überprüft. Dabei ergab sich eine relativ gute Korrelation, wobei die mittlere Abweichung der horizontalen Fließraten und der dGPS-Ergebnisse zwischen 0,08 und 0,19 m liegt. Diese niedrigen Werte sind ein Indikator, dass es zu keiner systematischen Über- bzw. Unterschätzung der Geschwindigkeitsableitung kam. Zur Genauigkeitsabschätzung in dieser Studie wurde die Standardabweichung herangezogen, wobei für die Periode 2009–2010 Abweichungen von über 0,30 m und für die Periode 2006–2010 von über 0,50 m zur statistischen Analyse herangezogen wurden (Tab. 4).



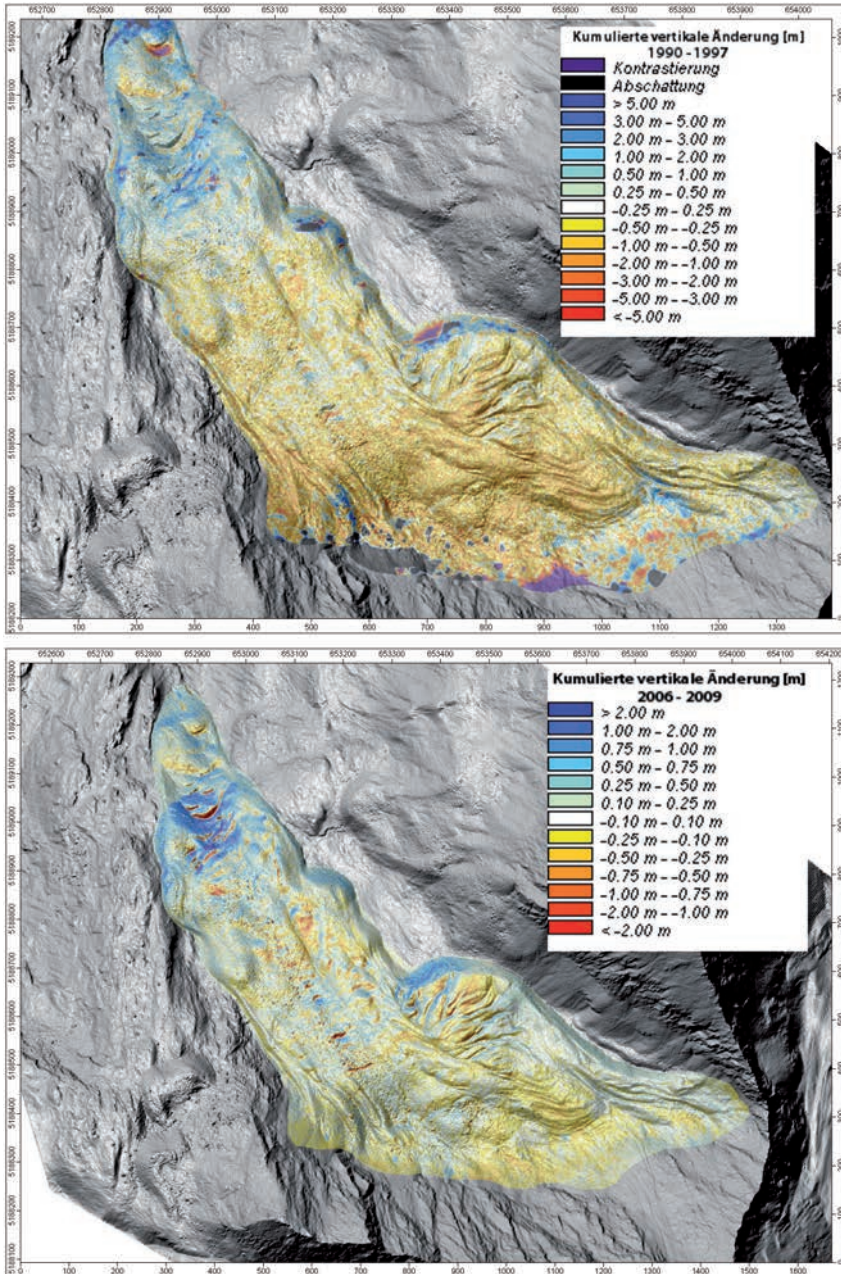


Abb. 5: Beispiele für kumulierte vertikale Oberflächenänderungen am Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar von 1953–1969 (links oben), 1990–1997 (rechts oben), 1997–2006 (links unten) und 2006–2010 (rechts unten)

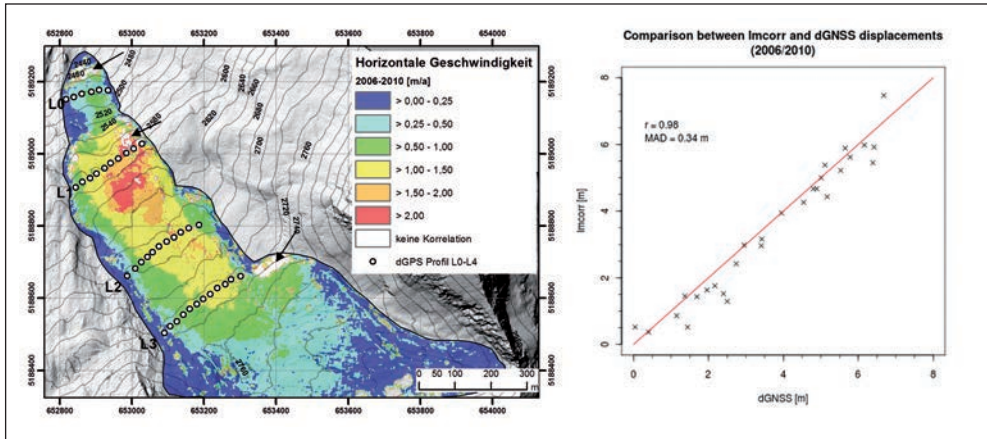


Abb. 6: Vergleich der gemittelten gemessenen mit Imcorr abgeleiteten horizontalen Bewegungen (2006–2010) mit den dGPS Messungen.

Tab. 4: Vergleich zwischen den Geschwindigkeitsableitungen mit Imcorr/CIAS und dGPS-Messungen. Mean: Mittlere Abweichung zwischen dGPS und Imcorr bzw. CIAS; Std: Standardabweichung; Max / Min: Maximum/Minimum-Abweichung; RMS: mittlerer quadratischer Fehler; R<sup>2</sup>: Korrelationskoeffizient.

Imcorr /CIAS – dGPS	Mean [m]	Std. [m]	Max. [m]	Min. [m]	RMS [m]	R <sup>2</sup>
Imcorr Pkt. 09–10	-0,10	0,36	0,96	-1,28	0,37	0,92
Imcorr Raster 09–10	-0,08	0,30	0,52	-0,91	0,30	0,94
CIAS Pkt.09–10	-0,12	0,36	1,18	-0,81	0,40	0,91
CIAS Raster 09–10	-0,09	0,32	0,86	-0,71	0,34	0,94
Imcorr Pkt. 06–10	-0,19	0,51	1,09	-1,11	0,54	0,97
Imcorr Raster 06–10	-0,12	0,50	1,27	-1,15	0,50	0,98

Die Analyse zeigt, dass die Genauigkeiten der Fließraten für die Periode 2009–2010 besser sind als für die Periode 2006–2010, wobei dies mit Sicherheit durch den längeren Betrachtungszeitraum und den dadurch erhöhten Einfluss der vertikalen Komponente auf

die Bewegungsrate bewirkt wird. Darüber hinaus führte die Interpolation der Punktdaten zu einer Verbesserung der Genauigkeiten, was wiederum der Tatsache zuzuschreiben ist, dass Fehlableitungen bei der Interpolation eliminiert werden (Bollmann et al. 2012).

## Bewegungsmuster

Im Äußeren Hochebenkar können die vertikalen Änderungen nicht leicht mit den horizontalen Bewegungsraten korreliert werden. Bei der vergleichenden Betrachtung der Längsprofile wird deutlich, dass oberhalb der Geländekante bei 2.570 m Seehöhe die vertikalen Änderungen minimal sind. Unterhalb dieser ist die Oberfläche allerdings teilweise stark eingesunken. Zwischen 1953 und 1969 verliert hier der Blockgletscher die meiste Masse, was auf die topographisch bedingten hohen Bewegungsraten zurückzuführen ist. In den 1970er Jahren kommt es zu einer weiteren Dickenabnahme an der Zunge (bis zu 15 m), die sich bis heute trotz weiterem Vorrücken fortsetzt. Zwischen 1977 und 2009 ist die Oberfläche im Bereich von 2.450 m Seehöhe nochmals stark eingesunken, was nach Schnei-

der & Schneider (2001) ein Anzeichen für das Ende des Abreißprozesses der Zunge ist. Der errechnete Maximalwert der vertikalen Änderung über die Gesamtperiode 1953–2010 liegt auf 2.510 m Seehöhe bei knapp 20 m. Waren in diesen Phasen die vertikalen Änderungen relativ einheitlich, so zeigt sich ab den 1990er Jahren ein inhomogeneres Bild. Höhenverluste und -gewinne an verschiedenen Stellen des Blockgletschers können zwar durch sich bewegende Oberflächenstrukturen erklärt werden (vor allem die Bewegungen an der Stirn), zahlreiche Bereiche lassen sich allerdings nur schwer erklären und würden einer genaueren geophysikalischen Untersuchung bedürfen.

Aus den erzeugten DGM wurde über alle Messperioden entlang der Fließlinie ein Profil gelegt, anhand dessen die gesamte vertikale Änderung veranschaulicht wurde (Abb. 7).

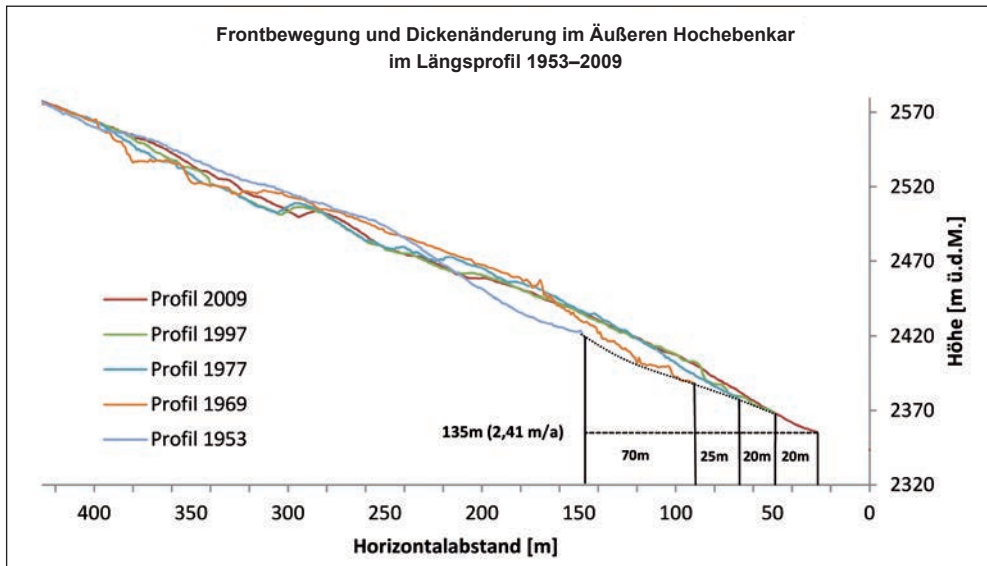


Abb. 7: Detailprofil der Blockgletscherfront im Äußeren Hochebenkar.

Zusätzlich wurde die Frontbewegung detailliert dargestellt.

Im Äußeren Hochebenkar bewegte sich die Stirn zwischen 1953 und 2009 um 135 m nach vorne. Dies entspricht einer Geschwindigkeit von 2,4 m/a. Seit 1969 haben die Vorrückbeträge allerdings stark abgenommen. Zurzeit rückt die Blockgletscherfront ungefähr 1,6 m im Jahr vor, im Vergleich zu 5 m pro Jahr zwischen 1953 und 1969. Zusätzlich ist aus der Graphik ersichtlich, dass sich der Übergang zwischen der Stirnböschung und der Blockgletscheroberfläche in den letzten Jahren immer wieder verändert hat (Abb. 7).

## 6. Schlussfolgerung

---

Das Ergebnis der gezeigten Arbeiten ist die flächendeckende Quantifizierung der horizontalen und vertikalen Bewegungen des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar für den Zeitraum von 1953–2010. Es konnte festgestellt werden, dass bei diesem Blockgletscher mit Ausnahme der Front Permafrostkriechen der wichtigste Faktor für die Oberflächenänderungen ist.

DGM, abgeleitet aus multitemporalen Laserdaten und Luftbildern, dienen als Grundlage zur Bestimmung der vertikalen Änderungen. Orthophotos und aus ALS-Daten generierte Hillshades bildeten die Basis für die Ableitung der horizontalen Geschwindigkeiten mit den Korrelationsprogrammen CIAS und Imcorr.

Um die Methoden zur Ableitung der Oberflächenänderungen optimal anwenden zu können, bedarf es einer guten Datengrundlage. Aus diesem Grund müssen die Luftbilder anfangs auf ihre Brauchbarkeit überprüft werden (Abschattungen, Schneefelder, Bewölkung, Kontrast, u.v.m.), um spätere Fehler zu vermeiden. Auch die Laserdaten müssen vorprozessiert werden, um eventuelle Probleme in den DGM zu vermeiden. Auf Basis guter Daten lassen sich räumliche Veränderungen an der Blockgletscheroberfläche berechnen und analysieren.

Zusammengefasst kann man sagen, dass die Luftbildphotogrammetrie ein breites Methodenspektrum zur Kartierung und Beobachtung von Blockgletschern, ihrer Topographie und Dynamik bietet. Die Information in Luftbildern ist sehr effizient gespeichert, da sie zu jeder Zeit abgerufen werden kann. Eines der größten Probleme bei der Generierung von DGM aus analog gescannten Luftbildern stellt der unzureichende radiometrische Kontrast (z.B. Abschattungen oder Neuschneeaufgabe) der Luftbilder dar, wodurch die Messung korrespondierender Geländepunkte in den Stereobildpaaren verhindert wird. Dieser Effekt beeinflusst die Qualität der DGM und schränkt die angewandte Methode zeitlich sehr ein, indem nur Bilder verwertbar sind, die zu bestimmten Tageszeitpunkten bzw. im Sommer entstanden sind (Käab 2010). Aus diesen genannten Gründen wird die ALS-Technologie immer wichtiger, da sie vor allem durch Abschattung viel weniger beeinflusst wird. Zudem kann eine Kombination von digitaler Photogrammetrie und ALS, wie in



dieser Arbeit bewiesen, durchaus relevante Daten für periglaziale und glaziale Untersuchungen bereitstellen (Kraus 2002). So können geometrisch und radiometrisch präzise Bilddaten mit einem präzisen DGM für weiterführende Analysen kombiniert werden. Auch wenn die photogrammetrische Bearbeitung analoger Filme durch digitale Aufnahmegерäte ersetzt wird, so spielt die Analyse historischer Luftbilddaten noch immer eine wichtige Rolle in der Analyse von Oberflächenänderungen, da die oft langen Zeitreihen von Fernerkundungsdaten gerade in der Kryosphärenforschung einen unschätzbaren Wert für die Rekonstruktion von Oberflächengeometrien besitzen (Kääb 2010).

Die angewandte Methode bzw. die damit erzielten Ergebnisse können eine profunde Grundlage für weitere wissenschaftliche Untersuchungen bilden. Das flächendeckende Fließverhalten der Blockgletscher dient als wertvolle Information für eine mögliche Modellierung der Blockgletscherdynamik. Mit Hilfe der abgeleiteten Daten können diese Modelle kalibriert werden bzw. als Vergleichswerte zu modellierten Fließraten herangezogen werden.

Gleichzeitig könnten die gewonnenen Resultate einer räumlich-statistischen Analyse unterzogen werden. So könnten Geländeparameter aus den DGM abgeleitet werden und zur statistischen Erklärung der Blockgletscherbewegung herangezogen werden. Dadurch können die rheologischen Mechanismen, die durch eine Änderung der Antriebsfaktoren beeinflusst werden, besser verstanden werden. Aus den errechneten multitemporalen Ände-

rungsraten können Rückschlüsse auf eventuelle Antriebsfaktoren gezogen werden. Um eine detailliertere Analyse der Blockgletscherdynamik zu erhalten, müssen Daten über die interne Struktur, Temperaturen und Geschwindigkeiten sowie klimatische Änderungen verstärkt über einen längeren Zeitraum überwacht bzw. erhoben werden.

Viele Untersuchungen konzentrieren sich auf einen einzelnen Blockgletscher. Aus diesem Grund ist das Wissen um mesoskalige Blockgletscher- und Permafrostentwicklung nur limitiert. Die angewandte Methode, speziell das ALS, bietet nun eine gute Möglichkeit, ausgewählte repräsentative Blockgletscher über einen längeren Zeitraum und einen größeren Maßstab als den lokalen, zu untersuchen.

Die in dieser Studie vorgenommenen Berechnungen zur Morphodynamik des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar bestätigen zusammenfassend die Eigenschaften, die aus den detaillierten Beschreibungen der bisherigen 60jährigen Messergebnisse (Schneider & Schneider 2001) abgeleitet wurden.

1. Der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar zeigt im Vergleich zu anderen Blockgletscher auffallend hohe Bewegungsraten.
2. Die Bewegungsraten nehmen seit den 1990er Jahren wieder signifikant zu.
3. Die Bewegungsraten sind über die Jahre immer wieder Geschwindigkeitsschwankungen ausgesetzt.
4. Die hohe Bewegungsdynamik ist von der Reliefsituation beeinflusst.

## Literatur

---

- Anisimov, O.A. & Nelson, F.E. (1996) Permafrost distribution in the northern hemisphere under scenarios of climate change. *Global and Planetary Change* 14: 59-72.
- Avian, M., Kellerer-Pirklbauer, A. & Bauer, A. (2009) LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. *Natural Hazards and Earth System Sciences, Special Issue: LIDAR and DEM techniques for landslides monitoring and characterization*.
- Baltsavias, E.P., Favey, E., Bauder, A., Boesch, H. & Pateraki, M. (2001) Digital surface modelling by airborne laser scanning and digital photogrammetry for glacier monitoring. *Photogrammetric Record* 17(98): 243-273.
- Bauer, A., Paar, G. & Kaufmann, V. (2003) Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. In: Phillips, M., Springman, S.M. & Arenson, L.U. (eds), *Proceedings of the 8<sup>th</sup> international conference on permafrost*. Swets and Zeitlinger, Lisse, 1, 55-60.
- Bollmann, E., Abermann, J., Klug, C., Sailer, R. & Stötter, J. (2012) Quantifying rockglacier creep using airborne laser-scanning. A case study from two rockglaciers in the Austrian Alps. *Proceedings of the tenth International Conference on Permafrost*, Tyumen, Russia.
- Geist, T. (2005) Application of airborne laser scanning technology in glacier research. Dissertation, Institut für Geographie, Innsbruck.
- Haerberli, W. & Patzelt, G. (1982) Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher. *Obergurgl, Ötztaler Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 18(2): 127-150.
- Haerberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N. & Vonder Mühll, D. (2006) Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17 (3): 189-214.
- Harris, C. & Haerberli, W. (2003) Warming permafrost in the mountains of Europe. *Bulletin of the World Meteorological Organization* 52(3): 1-6.
- Käab, A. (2005) Mountain glaciers and permafrost creep. Research perspectives from earth observation technologies and geoinformatics. Habilitation, Department of Geography, ETH Zürich.
- Käab, A. (2010) Aerial photogrammetry in glacier studies. In: Pellikka, P. & Rees, W.G. (eds), *Remote sensing of glaciers. Techniques for topographic, spatial and thematic mapping of glaciers*. CRC Press/Balkema, Leiden, 115-136.
- Käab, A., Haerberli, W. & Gudmundsson, H. (1997) Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 409-426.

- Kääb, A. & Vollmer, M. (2000) Surface geometry, thickness changes and flowfields on creeping mountain permafrost: automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes* 11(4): 315-326.
- Kaufmann, V. (1996) Geomorphometric monitoring of active rock glaciers in the Austrian Alps. 4<sup>th</sup> International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography.
- Kaufmann, V. & Ladstädter, R. (2002) Monitoring of active rock glaciers by means of digital photogrammetry. ISPRS Commission III, Symposium "Photogrammetric Computer Vision". Austria, Graz.
- Klug, C., Bollmann, E., Sailer, R., Stötter, J., Krainer, K. & Kääb, A. (2012) Monitoring of permafrost creep on two rock-glaciers in the Austrian Eastern Alps – Combination of aerophotogrammetry and airborne laserscanning. *Proceedings of the tenth International Conference on Permafrost, Salekhard, Russia, 2012*: 210-215.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2006) Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. *Geografiska Annaler* 88(a): 267-280.
- Kraus, K. (2002) Laser-Scanning ein Paradigma-Wechsel in der Photogrammetrie. *Vermessung Photogrammetrie Kulturtechnik* 100(10): 620-624.
- Lachenbruch, A.H. & Marshall, B.V. (1986) Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic. *Science* 234: 689-696.
- Lambiel, C. & Delaloye, R. (2004) Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 229-241.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. & Zhang, T. (2007) Observations: Changes in snow, ice and frozen ground. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. & Miller, H.L. (eds), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Nagler, T., Mayer, Ch. & Rott, H. (2001) Feasibility of DINSAR for mapping complex motion fields of Alpine ice- and rock-glaciers. *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> International Symposium on Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications*, Sheffield, UK, 11–14 September 2001.
- Niederwald, T. (2009) Festpunktbestimmung mit GPS für Gletscher – Monitoring – Projekte in den Öztaler Alpen (Tirol). Diplomarbeit, Fakultät für Geoinformation, Hochschule für angewandte Wissenschaften, FH München.
- NSIDC (2006) IMCORR Software. <https://nsidc.org/data/velmap/imcorr.html> (13.02. 2011).

- Nyenhuis, M. (2005) Permafrost und Sedimenthaushalt in einem alpinen Geosystem. Dissertation, Geographisches Institut, Universität Bonn.
- Pillewizer, W. (1957) Untersuchungen an Blockströmen der Öztaler Alpen. Abhandlungen des Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin 5: 37-50.
- Roer, I. (2005) Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem. Dissertation, Geographisches Institut, Universität Bonn. [http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss\\_online/math\\_nat\\_fak/2005/roer\\_isabelle](http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2005/roer_isabelle)
- Roer, I., Käab, A. & Dikau, R. (2005) Rockglacier kinematics derived from small-scale aerial photography and digital airborne pushbroom imagery. Zeitschrift für Geomorphologie 49(1): 73-87.
- Scambos, T.A., Dutkiewitz, M.J., Wilson, J.C. & Bindschadler, R.A. (1992) Application of image cross-correlation software to the measurement of glacier velocity using satellite data. Remote Sensing of Environment 42: 177-186.
- Schneider, B. (1999) Die Bewegungsmessungen am Blockgletscher im äußeren Hochebenkar. Diplomarbeit, Universität Innsbruck.
- Schneider, B. & Schneider, H. (2001) Zur 60jährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitsschwankungen am Blockgletscher im Äusseren Hochebenkar, Öztaler Alpen, Tirol. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 37(1): 1-33.
- Strozzi, T., Käab, A. & Frauenfelder, R. (2004) Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in-situ, airborne and spaceborne remote sensing methods. International Journal of Remote Sensing 25(15): 2919-2931.
- Vietoris, L. (1972) Über die Blockgletscher des Äußeren Hochebenkars. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialogie 8: 169-188.
- Wagner, W., Ullrich, A. & Briese, C. (2003) Der Laserstrahl und seine Interaktion mit der Erdoberfläche. Österreichische Zeitschrift für Vermessung & Geoinformation 4: 223-235.

### Verzeichnis des Autors:

---

Christoph Klug  
Universität Innsbruck  
Institut für Geographie  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
[Christoph.Klug@uibk.ac.at](mailto:Christoph.Klug@uibk.ac.at)

# Kapitel 8 | Die Besiedelung des Blockgletschers Äußeres Hochebenkar im Vergleich zur angrenzenden Vegetation

René Graßmair, Brigitta Erschbamer

## *Zusammenfassung*

Am Blockgletscher Äußeres Hochebenkar (Obergurgl, Tirol, Österreich) wurde die Pflanzenbesiedelung untersucht und die funktionellen Merkmale der vorkommenden Arten ergründet. Ein Vergleich mit der umliegenden Vegetation wurde angestrebt, um ihren Einfluss auf die Besiedelung des Blockgletschers aufzuzeigen. Die Aufnahmen erfolgten im Sommer 2010 in 1 m<sup>2</sup> großen Aufnahmefflächen. Außerhalb des Blockgletschers wurde zwar dieselbe Flächengröße beibehalten, aber die Aufnahmen wurden entlang von mehreren Transekten durchgeführt. Am Blockgletscher wurden drei Gemeinschaften beschrieben: die *Cerastium uniflorum* - *Poblia* - Gemeinschaft, die *Saxifraga bryoides* - *Veronica alpina* - Gemeinschaft und die *Minuartia sedoides* - Gemeinschaft. Alle drei Gemeinschaften zeichnen sich durch geringe Deckungswerte und Artenzahlen aus und lassen sich eindeutig von den Bereichen außerhalb des Blockgletschers abgrenzen. Als Besiedler stellen sich vorwiegend alpin-nivale Schutt- und Schneebodenpflanzen ein, die als Pioniere anzusprechen sind. In den Bereichen

außerhalb des Blockgletschers konnten zwei Gesellschaften, nämlich ein *Salicetum herbaceae* und ein *Festucetum halleri* beschrieben werden. Sowohl am Blockgletscher als auch außerhalb herrschen kleine Diasporen und Windausbreitung vor.

## *Abstract*

The consequences of glacier retreat and melting of permafrost are major research topics in the Alps today. In this context also rock glaciers are of specific interest, although the colonisation by plants on rock glaciers was poorly studied. We aimed to analyse the plant species composition on the rock glacier Äußeres Hochebenkar (Obergurgl, Tyrol, Austria), considering several functional traits of the colonising plant species in comparison to the species outside the rock glacier. The field work was carried out in summer 2010 in plots of 1 m<sup>2</sup>. Relevés were performed by using the Braun-Blanquet-method. In order to evaluate the influence of the surrounding vegetation on the colonisation, two transects

were analysed outside the rock glacier. Classification- and ordination programs (TWINSPAN and CANOCO) were used to analyse the data.

At the rock glacier three communities were identified: a *Cerastium uniflorum* - *Poblia*-community, a *Saxifraga bryoides* - *Veronica alpina* - community and a *Minuartia sedoides* - community. The *Cerastium uniflorum* - *Poblia* - community was restricted to the uppermost area of the rock glacier, exhibiting a low total cover (4.5 % per m<sup>2</sup>) and a low species number (6). Species richness was higher in the *Saxifraga bryoides* - *Veronica alpina* - community (10 species) and total cover increased to 19 % per m<sup>2</sup>. Within the *Minuartia sedoides* - community species number and cover were even higher (10.6 species and 35.4 %). In the ordination, the three communities on the rock glacier were clearly separated from the two communities outside, i.e. a snow bed community (*Salicetum herbaceae*) and an alpine grassland (*Festucetum halleri*). The snow bed community had a total cover of 82 % and the species number amounted to 17 species. The *Festucetum halleri* showed a more open structure (64 % cover) and a higher amount of species (22).

Among the species occurring in all five communities, the snow bed indicators prevailed, such as *Polytrichum* sp., *Stereocaulon alpinum*, *Poa alpina*, *Leucanthemopsis alpina*, *Salix herbacea*, *Gnaphalium supinum* and *Solorina crocea*. On the rock glacier few alpine grassland species were recorded with very low consistency, i.e., *Carex curvula*, *Nardus stricta* and *Euphrasia minima*.

The species outside the rock glacier tended to have heavier seeds (0.422 mg compared to 0.362 mg on the rock glacier). Boleochorous and meteorochorous seeds prevailed at the rock glacier and outside. Epizoochorous and endozoochorous seeds occurred more often outside the rock glacier.

The three rock glacier communities were identified as successional series, depending on substrate mobility. The pioneer stage (*Cerastium uniflorum* - *Poblia* - community) only occurred on stable conditions at the highest altitudes; the early successional stage (*Saxifraga bryoides* - *Veronica alpina* - community) was characteristic for areas of higher substrate movement. The *Minuartia sedoides* - community was described as transition stage at unstable areas, being a more species-rich stage along the progressive primary succession of the rock glacier. Besides this linear successional pathway also a non-linear dynamic was recognised at the uppermost areas of the rock glacier.

## 1. Einleitung

---

Bedingt durch den fortschreitenden Klimawandel (IPCC 2013) und die damit verbundenen Abschmelz- und Auftauprozesse in den Alpen rücken glaziale und periglaziale Phänomene immer mehr in den Mittelpunkt des Forschungsinteresses (Koch & Erschbamer 2010). Eis kommt in alpinen Ökosystemen nicht nur in Form von derzeit noch klar er-

kennbaren Gletschern vor, sondern befindet sich oft gut verborgen unter Schutt, Fels oder in Hochgebirgsböden. Eindeutige Indikatoren für Eis, das unter mehr oder weniger viel Schutt begraben ist, sind die Blockgletscher (Haeberli 1985; Krainer & Mostler 2000, 2001; Haeberli et al. 2006). Capps (1910) begründete bei seinen Untersuchungen in Alaska erstmals den Begriff „rock glacier“ (Blockgletscher). Er beschreibt Blockgletscher als die „wahren Nachfolger“ der Gletscher, wobei das Eis für die Bewegung verantwortlich ist oder war. Hinsichtlich ihrer Aktivität können Blockgletscher in aktive, inaktive oder fossile Blockgletscher unterschieden werden (Barsch 1996, Krainer 2010). Aktive Blockgletscher bestehen aus einer Masse von Blockschutt und Feinsedimenten, die einen Eiskern und/oder Interstitialeis (d.h. Eis, das den Porenzwischenraum ausfüllt) enthalten (Washborn 1979, White 1981, Barsch 1996) und sich aktiv entlang eines Abhanges beziehungsweise auf einer durch Schmelzwasser entstandenen Gleitfläche talabwärts bewegen (Haeberli et al. 1979). Oft handelt es sich um unscheinbare und nicht klar erkennbare Geröllzungen, teilweise sind es aber klar abgrenzbare Bereiche mit steilen Zungen und Flanken (vgl. Kapitel 1 in diesem Buch).

Insgesamt ist der aktive Blockgletscher durch hohe Instabilität der Oberfläche gekennzeichnet, wobei die Bewegungsintensität und -geschwindigkeit des Schuttes dafür ausschlaggebend sind. Aktive Blockgletscher weisen Bewegungsraten von wenigen dm bis maximal 3,9 m pro Jahr auf (Haeberli 1985, Barsch 1996, Krainer & Mostler 2001, Krai-

ner 2010, Nickus et al. 2014). An den steilen Flanken- und Stirnbereichen kommen die intensivsten Bewegungen vor, im Bereich der Wurzelzonen sind Blockgletscher weniger mobil. Ein Blockgletscher präsentiert sich daher als Mosaik von besonders lebensfeindlichen, gestörten Abschnitten und stabileren Flächen, auf denen eine Besiedelung durch Pflanzen möglich wäre. Untersuchungen zur Besiedelung von Blockgletschern in den Alpen stammen vor allem aus der Schweiz (Burga et al. 2004 und Zitate ebendort) und aus dem italienischen Raum (Cannone 1997 zitiert in Burga et al. 2004, Guglielmin et al. 2001, Cannone & Gerdol 2003, Cannone et al. 2003). In Österreich fehlten bisher botanische Untersuchungen.

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen einer Masterarbeit im Jahr 2010. Ziel war es, eine erste Bestandsaufnahme der Vegetation am Blockgletscher Äußeres Hochebenkar durchzuführen und Vergleiche mit der umliegenden Vegetation anzuschließen. Neben der Vegetationsanalyse wurden auch die funktionellen Merkmale der Pflanzen wie z.B. Diasporenmasse, -ausbreitung und Wurzeltiefe recherchiert (Graßmair 2011), um Wuchs- und Lebensstrategien der Pflanzen am Blockgletscher und außerhalb besser vergleichen zu können. Folgende Fragen sollten beantwortet werden: a) Welche Arten und welche Pflanzengemeinschaften besiedeln den Blockgletscher und inwiefern unterscheiden sie sich von der umliegenden Vegetation? b) Unterscheiden sich die funktionellen Merkmale der Blockgletscher-Besiedler von jenen der Arten in der umliegenden Vegeta-

tion? c) Gibt es einen gerichteten Sukzessionsverlauf am Blockgletscher?

## 2. Methodik

Das Untersuchungsgebiet Äußeres Hochebenkar (Abb. 1) liegt ca. 4,3 km süd-süd-westlich von Obergurgl. Details dazu finden sich in Krainer (2010 und Kapitel 3 in diesem Buch). Ursprünglich sollten die Aufnahmen vor allem im Bereich der Querprofile durchgeführt werden, an denen die Fließbewegung des Blockgletschers Äußeres Hochebenkar erhoben wird (Krainer 2010). Da allerdings große Bereiche noch völlig unbesiedelt waren, wurden die Aufnahmeflächen subjektiv dort angelegt, wo Vegetation vorhanden war. Flächen mit einzelnen Pflanzen und insgesamt sehr geringer Deckung wurden nicht aufgenommen. Die Größe der Aufnahmeflächen betrug 1 m<sup>2</sup> (Abb. 2). Dies galt auch für die Aufnahmen außerhalb des Blockgletschers. Hier wurden Aufnahmen allerdings entlang von Transekten im Bereich eines Schneebodens (Abb. 2) und eines alpinen Rasens am Fuße des Hangerers durchgeführt. Die insgesamt 206 Aufnahmen erstreckten sich zwischen 2.547 m und 2.816 m Meereshöhe, 54 außerhalb des Blockgletschers und 152 am Blockgletscher. Für jede Aufnahme wurden folgende Daten erhoben: Koordinaten, Meereshöhe, Deckungsgrad [%], Neigung [°], Bestandeshöhe [cm] und Fließbewegung des Blockgletschers. Für letztere wurde anhand einer unpublizierten Kar-

te (Krainer et al. 2009) und anhand historischer Daten (Krainer et al. 2011) folgende Schätzskaala entwickelt: 0 ... keine Bewegung, 1 ... kaum Bewegung, 2 ... leichte Bewegung, 3 ... mittlere Bewegung, 4 ... hohe Bewegung. Hohe Bewegung bedeutet 2,23 m pro Jahr, leichte Bewegung 0,07 m pro Jahr (Krainer et al. 2011). Die Artmächtigkeit der Pflanzen wurde nach Braun-Blanquet (1964) mit der erweiterten Skala nach Reichelt & Wilmanns (1973) aufgenommen. Die Nomenklatur der Arten richtete sich nach Fischer et al. (2008), Frahm & Frey (1983), Wirth (1995) und Köckinger et al. (2011).

Die Klassifikation der Aufnahmen wurde mit TWINSPAN für Windows (Version 2.3) durchgeführt (Hill & Šmilauer 2005). Die mit diesem Programm ermittelten Indikatorarten wurden mit Hilfe von PC-ORD einer „indicator species analysis“ unterzogen (Leyer & Wesche 2007). Die Vegetationstabelle wird in der vorliegenden Arbeit als Stetigkeitstabelle dargestellt, wobei nach Dierschke (1994) 5 Stetigkeitsklassen angegeben werden (V ... die Art kommt in > 80–100 % der Aufnahmen vor, IV ... > 60–80 %, III ... > 40–60 %, II ... > 20–40 %, I ... > 10–20 %, + ... > 5–10 %, r ... 1–5 %). Mit Hilfe des Programmes CANOCO wurden die Aufnahmen einer indirekten Ordination (Detrended Korrespondenzanalyse, DCA) bzw. einer direkten Ordination unterzogen, in dem sie mit den Umweltdaten korreliert wurden (Kanonische Korrespondenzanalyse, CCA).

Die Bestimmung der funktionellen Merkmale umfasste: Diasporenmasse [mg], Diasporen-



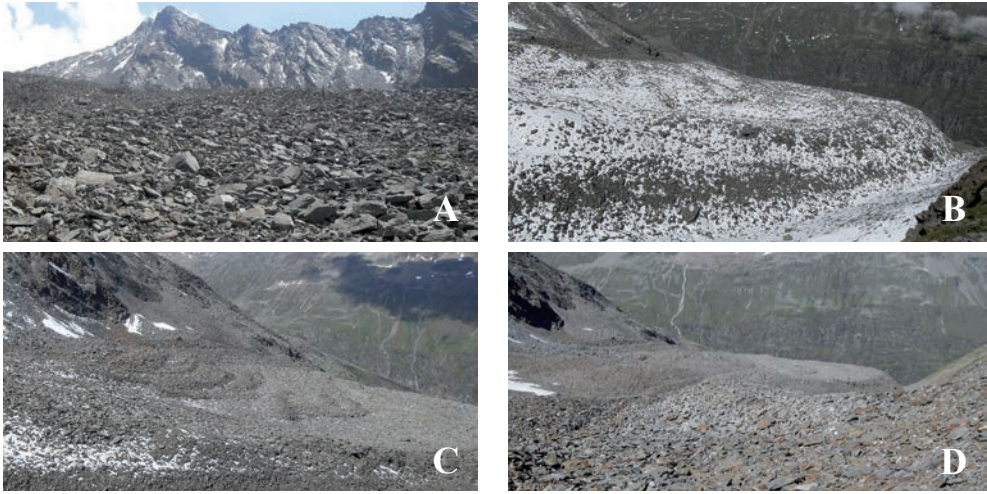


Abb. 1: Blockgletscher Äußeres Hochebenkar: A – mittlerer Bereich (15.07.2010), B – oberer Bereich, schneebedeckt (09.08.2010), C – oberer Bereich mit zahlreichen Verwerfungen (10.08.2010), D – Wurzelbereich (26.08.2010). Fotos: R. Graßmair

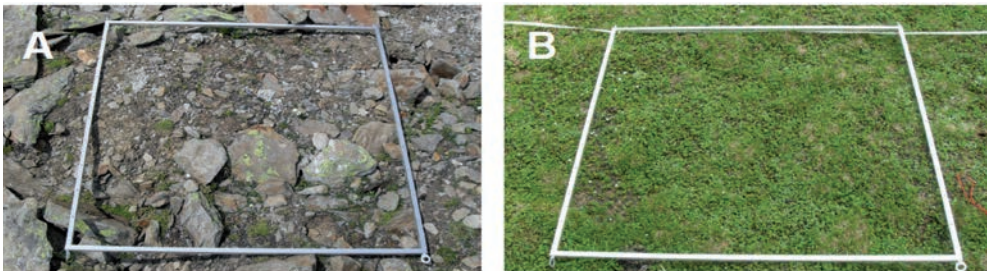


Abb. 2: Vegetationsaufnahmen: A – Fläche Nr. 29 (Blockgletscher, 15.07.2010), B – Fläche Nr. 3 (Schneeboden, 13.07.2010). Fotos: R. Graßmair

ausbreitung, Wurzeltiefe [cm], Strategietyp, laterale Ausdehnung und Klonalität. Die Daten wurden aus den Arbeiten Luzzaro (2005), Marcante (2008), Caccianiga et al. (2006) und Landolt et al. (2010) bezogen. In der vorliegenden Arbeit wird nur auf Diasporenmasse, -ausbreitung und Wurzeltiefe eingegangen. In Ergänzung zu jeder Vegetationsaufnah-

me wurde eine Bodenprobe aus 10 cm Tiefe entnommen, um den pH-Wert im Labor zu bestimmen. Die Proben wurden auf 2 mm gesiebt. 15 ml Boden wurden mit einer 0,01 molaren  $\text{CaCl}_2$ -Lösung auf 30 ml aufgefüllt, 24 Stunden stehen gelassen und anschließend mit einem Labor-pH-Meter gemessen.



Abb. 3: Arten der Blockgletscher-Gemeinschaften. A – *Cerastium uniflorum*, B – *Saxifraga bryoides*, C – *Veronica alpina*, D – *Silene acaulis* ssp. *exscapa*, E – *Minuartia sedoides*, F – *Androsace alpina*, G – *Geum reptans*, H – *Ranunculus glacialis*, I – *Oxyria digyna*. Fotos: R. Graßmair 2009–2010

### 3. Ergebnisse

#### Vegetationstypen am Blockgletscher (Abb. 3)

Blockgletscher-Vegetation und angrenzende Vegetationstypen konnten gut abgegrenzt werden (Tab. A1 im Anhang, Abb. 4). Am Blockgletscher ließen sich drei Stadien unterscheiden: eine *Cerastium uniflorum* - *Pohlia*-Gemeinschaft, eine *Saxifraga bryoides* - *Veronica alpina* - Gemeinschaft und eine *Minuartia sedoides* - Gemeinschaft (Tab. A1, Abb. 5).

Namengebend sind die anhand der Auswerteprogramme verzeichneten Indikatorarten. An gemeinsamen Arten sind vor allem *Poa laxa*, *Poa alpina*, *Androsace alpina*, *Geum reptans*, *Ranunculus glacialis*, *Leucanthemopsis alpina* und *Oxyria digyna* zu nennen. Neben diesen Hochgebirgsarten ist vor allem eine Reihe von Schneebodenarten charakteristisch (Tab. A1), die den Bezug zur Vegetation außerhalb herstellt. Moose waren in allen drei Gemeinschaften vertreten, ihr Deckungsanteil blieb jedoch bei 1–3 %. *Polytrichum*-Arten überwogen dabei. Flechten traten in der *Cerastium uniflorum* - *Pohlia* - Gemeinschaft zunächst noch sehr

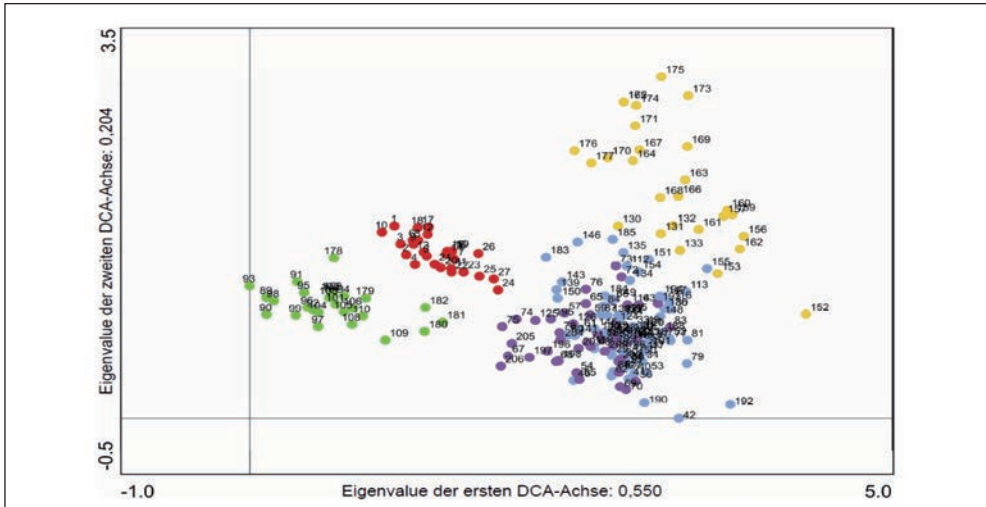


Abb. 4: Indirekte Ordination (Detrended Correspondence Analysis, DCA) aller Aufnahmen: Blockgletscher-Vegetation (gelbe, blaue und violette Symbole) und die Vegetation außerhalb (rot = Schneebedoden, grün = alpiner Rasen) grenzen sich sehr deutlich voneinander ab. Weitere Beschreibung im Text

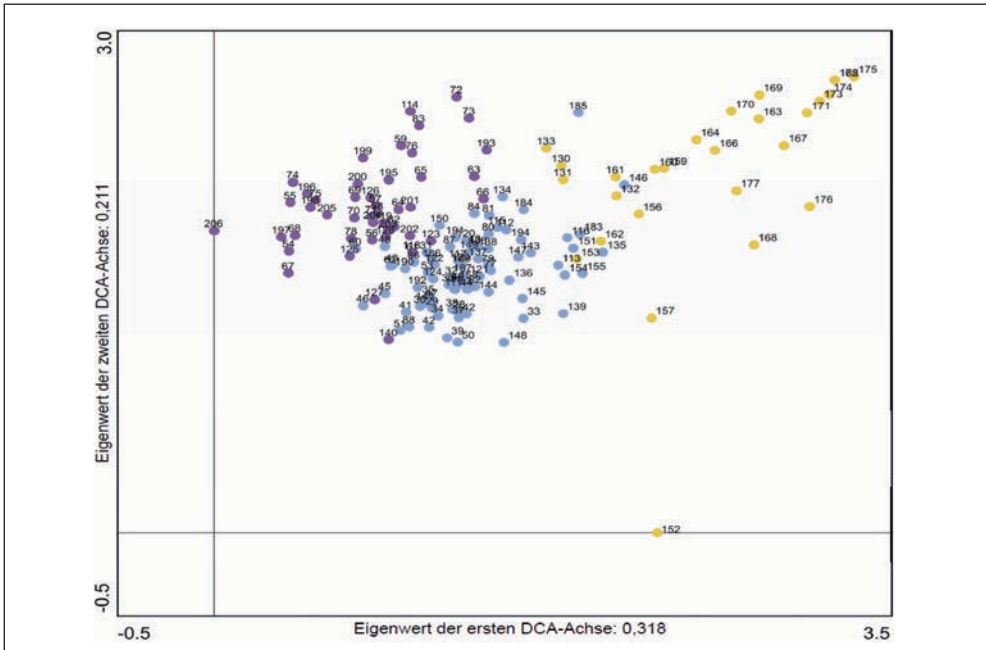


Abb. 5: DCA (Detrended Correspondence Analysis) der Blockgletschervegetation: gelbe Symbole = *Cerastium uniflorum* - *Pohlia* - Gemeinschaft, blaue Symbole = *Saxifraga bryoides* - *Veronica alpina* - Gemeinschaft, violette Symbole = *Minuartia sedoides* - Gemeinschaft. Weitere Beschreibung im Text

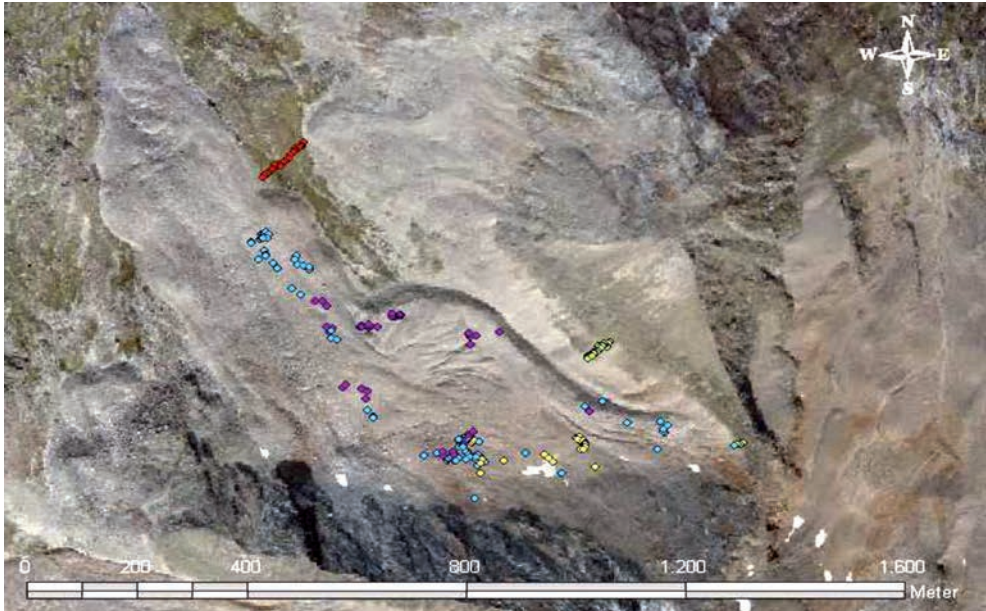


Abb. 6: Verteilung der Vegetationsaufnahmen im Untersuchungsgebiet: rote Symbole = *Salicetum herbaceae*, grüne Symbole = *Festucetum halleri*, gelbe Symbole = *Cerastium - Pobjia* - Gemeinschaft, blaue Symbole = *Saxifraga bryoides - Veronica alpina* - Gemeinschaft, violette Symbole = *Minuartia sedoides* - Gemeinschaft. Karte: [tirisMaps www.tirol.gv.at/tiris](http://tirisMaps.www.tirol.gv.at/tiris)

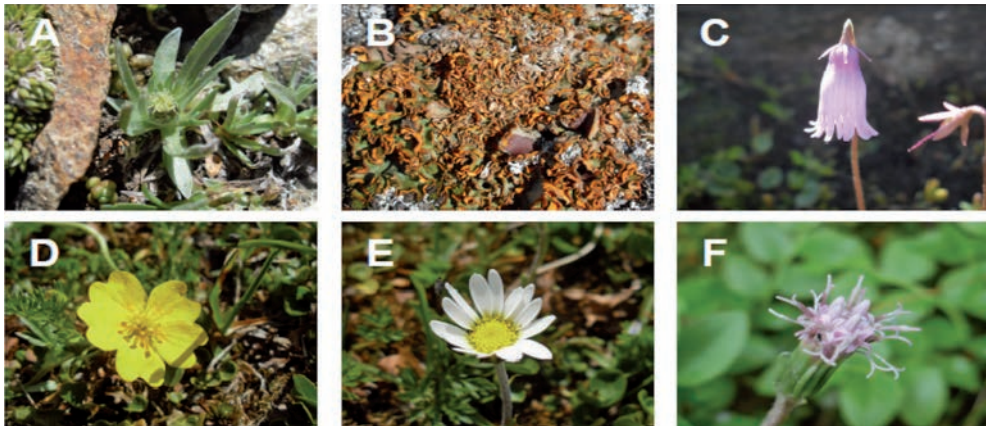


Abb. 7: Arten des Schneebodens (*Salicetum herbaceae*): A – *Gnaphalium supinum*, B – *Solorina crocea*, C – *Soldanella pusilla*, D – *Potentilla aurea*, E – *Leucanthemopsis alpina*, F – *Homogyne alpina*. Fotos: R. Graßmair 2009–2011

spärlich (0,4 %) auf, der Anteil stieg aber in den beiden anderen Gemeinschaften auf rund 4 % Deckung an (Tab. A1).

Die *Cerastium uniflorum* - *Poblia* - Gemeinschaft wies mit 4,5 % pro m<sup>2</sup> eine äußerst geringe Gesamtdeckung auf und besiedelte nur den oberen Blockgletscher-Bereich (Wurzelzone) auf rund 2.722 m Meereshöhe (Tab. A1 im Anhang, Abb. 6). Der pH-Wert war hier mit rund 4,7 am höchsten (Tab. A1). Die Bewegung des Substrates wurde als gering eingestuft im Vergleich zu den Standorten der beiden anderen Gemeinschaften. Auf 1 m<sup>2</sup> wurden rund 6 Arten gezählt, wobei die namengebenden Arten mit einem hohen Indikatorwert (*Cerastium uniflorum*: 53,5; *Poblia* sp.: 54,2) höchstet vorkamen.

Artenzahlen und Deckung stiegen in der *Saxifraga bryoides* - *Veronica alpina* - Gemeinschaft deutlich an (10 Arten, 19 % Deckung). Der pH-Wert nahm leicht ab (4,3; Tab. A1). Diese Gemeinschaft besiedelte sowohl untere als auch obere Blockgletscher-Bereiche auf bewegtem Schutt (Abb. 6). Die geschätzten Bewegungsraten des Substrates reichen hier von 1 bis 4. *Cerastium uniflorum* war zwar noch vorhanden, aber es gesellten sich immer mehr Schneebodenpflanzen dazu (*Salix herbacea*, *Gnaphalium supinum*, *Sedum alpestre*, *Sagina saginoides*, *Stereocaulon alpinum*, *Solorina crocea*, *Dibaeis baeomyces*, *Cladonia pyxidata*). Als weitere Begleiter traten *Doronicum clusii*, *Epilobium anagallidifolium*, *Erigeron uniflorus*, *Silene acaulis* ssp. *excapa* auf. *Saxifraga bryoides* und *Veronica alpina* kamen zwar auch in den anderen Gemeinschaften vor, hatten

aber hier einen signifikant höheren Indikatorwert (43 bzw. 44,4;  $p < 0,001$ ).

In der *Minuartia sedoides* - Gemeinschaft erreichten Artenzahlen und Deckung am Blockgletscher ihr Maximum (durchschnittlich 10,6 bzw. 35,4 %, Tab. A1). Die Übergänge zur *Saxifraga bryoides* - *Veronica alpina* - Gemeinschaft sind fließend, wie die Ordinationen (Abb. 4, 5) sehr gut zeigen. Der pH-Wert betrug hier im Durchschnitt 4,2. Die Bewegung des Blockgletschers wurde hier etwas höher eingestuft wie bei der *Saxifraga bryoides* - *Veronica alpina* - Gemeinschaft (1,8, Tab. A1), allerdings sagt der Mittelwert nichts über die Verteilung der Werte aus, die eine Spanne von 1 bis 3,5 umfassen.

### Vegetationstypen außerhalb des Blockgletschers (Abb. 7, 8)

Die Transektaufnahmen (Abb. 6) außerhalb des Blockgletschers heben sich sehr deutlich von den Blockgletscher-Standorten ab (Abb. 4) und stellen zwei gut charakterisierbare Gruppen dar: einen Schneeboden – *Salicetum herbaceae* – auf den ebenen Flächen und einen alpinen Rasen – *Festucetum halleri* – am Steilhang Richtung Hangerer (Tab. A1).

Im *Salicetum herbaceae* (Abb. 7) waren neben der namengebenden *Salix herbacea* vor allem *Soldanella pusilla*, *Sibbaldia procumbens*, *Arenaria biflora*, *Gnaphalium supinum* und *Leucanthemopsis alpina* charakteristisch. Mit rund 9 % Deckung traten vor allem Moose zusätzlich in Erscheinung, angeführt von



Abb. 8: Arten des alpinen Rasens (Festucetum halleri): A – *Nardus stricta*, B – *Phyteuma hemisphaericum*, C – *Scorzonerooides helvetica*, D – *Campanula scheuchzeri*, E – *Luzula alpinopilosa*, F – *Sempervivum montanum*. Fotos: R. Graßmair 2009–2011

*Polytrichum*-Arten. Die Gesamtdeckung erreichte hier rund 82 %, die Artenzahl pro m<sup>2</sup> betrug durchschnittlich 17 und der pH-Wert sank auf 3,9. Die Wuchshöhe der Bestände war um einige mm höher als am Blockgletscher (Tab. A1).

Das Festucetum halleri (Abb. 8) umfasste neben der namensgebenden Art eine Reihe von alpinen Rasenarten, die auf Silikat charakteristisch sind (Tab. A1), so z.B. *Phyteuma hemisphaericum*, *Anthoxanthum alpinum* und *Campanula scheuchzeri*. Dazu gesellten sich die Felspaltenart *Sempervivum montanum* und die Schneebodenart *Luzula alpinopilosa*. Ein Gruppe von Begleitern waren sowohl für das Festucetum halleri als auch für den Schneeboden bestimmend, wie z.B. *Agrostis rupestris*, *Mutellina adonidifolia* oder *Geum montanum* (Tab. A1). Die Gesamtdeckung pro m<sup>2</sup> belief sich auf 64 %, die Artenzahl be-

trug 22. Der pH-Wert war mit 4,1 höher als im Schneeboden.

### Vergleich zwischen Blockgletscher-Gemeinschaften und angrenzender Vegetation

Vergleicht man die Bestände des Blockgletschers mit dem Salicetum herbaceae bzw. dem Festucetum halleri, so zeigen sich unter den hochsteten Arten im Wesentlichen Schneebodenarten, welche alle Vegetationstypen verbinden (Tab. A1), so z.B. *Polytrichum* sp., *Stereocaulon alpinum*, *Poa alpina*, *Leucanthemopsis alpina*, *Salix herbacea*, *Gnaphalium supinum* und *Solorina crocea*. Trotz dieser Gemeinsamkeit wurde der Schneeboden klar von den Blockgletscher-Gemeinschaften abgetrennt (Abb. 4). Von den typischen alpinen Rasenar-

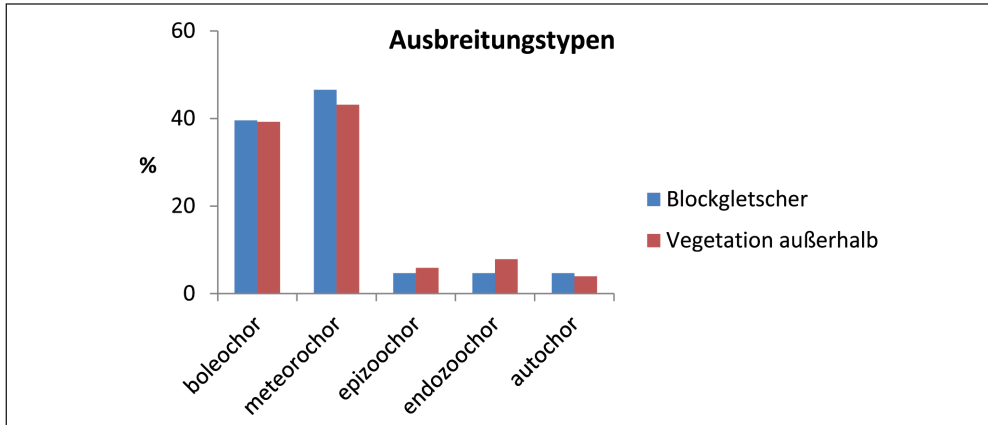


Abb. 9: Ausbreitungstypen der Diasporen am Blockgletscher (blau) und in der Vegetation außerhalb (rot): boleochor = Ausbreitung durch Windstöße (Windstreuer), meteorochor = Ausbreitung durch Windtransport, epizoochor = Ausbreitung durch Haftung an Tieren, endozoochor = Ausbreitung über den Darm von Tieren, autochor = Selbstausbreitung.

ten waren nur sehr wenige am Blockgletscher zu finden und wenn, dann nur mit geringer Stertigkeit (z.B. *Carex curvula*, *Nardus stricta*, *Euphrasia minima*). Zwischen Festucetum halleri und Blockgletscher-Gemeinschaften ist daher die Ähnlichkeit am geringsten.

### Funktionelle Merkmale

Die Blockgletscher-Besiedler wiesen tendenziell leichtere Diasporen auf (Mittelwert = 0,362 mg im Vergleich zu 0,422 mg außerhalb); die Unterschiede waren allerdings nicht signifikant. Hinsichtlich Ausbreitungstypen herrschten sowohl am Blockgletscher als auch außerhalb boleochore (Windstreuer) und meteorochore Arten (Windtransport) vor (Abb. 9). Epizoochore (an Tieren haftende Diasporen) und endozoochore Vertreter (Ausbreitung über den Darm von Tieren) scheinen

außerhalb des Blockgletschers etwas stärker vertreten zu sein (Abb. 9). Die Wurzeltiefe war bei Arten des alpinen Rasens mit 25–50 cm etwas höher als bei denjenigen des Blockgletschers (weniger als 25 cm Tiefe).

### 4. Diskussion

Ähnlich wie im Gletschervorfeld des Rotmoosferners, Obergurgl, Ötztal (Raffl et al. 2006, Nagl & Erschbamer 2010), beginnt die Besiedelung auch am Blockgletscher mit einem Pionierstadium, das nur wenige Arten pro Fläche (Minimum 3, Maximum 10 pro m<sup>2</sup>) aufweist. Das Moos *Poblia* ist dabei ein typischer Pionier, der auf ebenen, feinsandigen und vom Schmelzwasser beeinflussten Flächen vorkommt (Jochimsen 1970). Die

*Saxifraga bryoides* - *Veronica alpina* - Gemeinschaft kann als Folgestadium der *Cerastium uniflorum* - *Poblia* - Gemeinschaft betrachtet werden (4–16 Arten pro m<sup>2</sup>). Sie kennzeichnet mehrere Bereiche des Äußeren Hochebenkars, die sich innerhalb der vegetationsbedeckten Flächen am stärksten in Bewegung befinden. Die Abgrenzung von der *Minuartia sedoides* - Gemeinschaft (7–18 Arten pro m<sup>2</sup>) ist teilweise nur schwer möglich. Auch diese Gemeinschaft stellt ein Folgestadium auf bewegten Flächen dar. Laut Krainer (2010) ist der Wurzelbereich des Blockgletschers Äußeres Hochebenkar (= oberer Bereich) wenig bis kaum bewegt. Hier konnten daher alle drei Gemeinschaften vorgefunden werden. Dies widerspricht eigentlich einer gerichteten Primärsukzession. Vielmehr zeigt sich hier, dass nicht-lineare, „chaotische“ (Burga et al. 2010) Sukzessionsverläufe als Folge der kleinräumigen Heterogenität vorkommen und zu einem Nebeneinander von Gemeinschaften führen, die im linearen Sukzessionsmodell zeitlich nacheinander kommen würden.

Aus mehreren Untersuchungen geht hervor, dass es große Unterschiede bezüglich der sich ansiedelnden Vegetation auf Blockgletschern gibt, je nachdem ob sie aktiv, inaktiv oder fossil sind (Burga et al. 2004). Auf aktiven Blockgletschern bleibt die Gesamtdeckung der Gefäßpflanzen unter 10 %. Als „Bewegungsindikatoren“ wurden von Burga (1999) aus Gletschervorfeldern eine Reihe von Pionierarten erwähnt, die auch am Blockgletscher Hochebenkar eine bedeutende Rolle spielen, so z.B. *Saxifraga bryoides*, *Cerastium uniflorum*, *Poa laxa*. Guglielmin et al. (2001) nennen

für Bereiche mit hoher Fließgeschwindigkeit am Foscagno-Blockgletscher die hochalpinen Pioniergesellschaften *Androsacetum alpinae* und *Oxyrietum digynae*, während die stärker konsolidierten Abschnitte dort durch ein *Luzuletum spadiceae* gekennzeichnet sind. Für den Blockgletscher Äußeres Hochebenkar erwies sich eine Zuordnung zu den in der Literatur beschriebenen Syntaxa als wenig sinnvoll, da es sich um Pionierstadien handelt, die einer fortschreitenden Primärsukzession unterworfen sind. Die relative Bedeutung von Schneebodenarten, wie sie im Untersuchungsgebiet festgestellt wurde, scheint vor allem auf stabileren Flächen charakteristisch zu sein (Cannone et al. 2003). Wenige Arten tolerieren massive Blockgletscher-Bewegungen. Laut Cannone & Gerdol (2003) sind dies vor allem *Geum reptans* (bei Bewegungsraten von 35 cm pro Jahr vorkommend) und *Cerastium uniflorum*, eine Art die unabhängig von der Textur hohe Mobilität des Substrats auszuhalten scheint. Dasselbe gilt für die klonal wachsende *Saxifraga bryoides*, die eine laterale Ausdehnung von 50 cm erreichen kann (Cannone & Gerdol 2003) und auf Grund ihrer Wuchsstrategie bestens geeignet ist, primär instabiles Geröll zu besiedeln. Laut Jochimsen (1983) bilden Pionierarten bei stärkerer Substratbewegung elastischere Wurzelstränge aus, die parallel und entgegen der Fließbewegung wachsen. Cannone & Gerdol (2003) betonen, dass die meisten Arten Blockgletscher-Bewegung nur dann tolerieren, wenn sie auf feinkörnigem Material wurzeln. Der Großteil der Blockgletscher-Siedler besitzt laut Literatur relativ



kurze Wurzeln (bis zu 25 cm, Landolt et al. 2010). Eine Untersuchung vor Ort wäre notwendig, um die tatsächliche Wurzellänge und die Wuchsstrategien beurteilen zu können. Zwischen der Blockgletscher-Besiedelung und den angrenzenden Schneeboden- und Rasenflächen gibt es Übereinstimmungen hinsichtlich einer Gruppe, die als Schneebodenvertreter anzusprechen sind. Typische Rasenarten sind jedoch nur sporadisch am Blockgletscher zu finden. Eine Erklärung für diese Unterschiede wurde vor allem anhand der funktionellen Merkmale erwartet. Allerdings zeigten sich diesbezüglich keine signifikanten Unterschiede. Die Tendenz hin zu leichteren Diasporen am Blockgletscher zeigt an, dass der Eintrag über Wind Priorität hat. Das sporadische

Vorhandensein von epi- und endozoochor verbreiteten Arten am Blockgletscher kann vermutlich dahingehend interpretiert werden, dass über Lawinen immer wieder Rasenfragmente mit Arten dieser Ausbreitungsstrategie von außen eingetragen werden. Dies gilt vermutlich für die *Carex curvula* - Rasenstücke (Abb. 10), die vereinzelt am Blockgletscher zu finden sind. Damit wird auch Bodenmaterial eingetragen und durch ihr klonales Wachstum kann die Art den Wuchsort behaupten, auch wenn er insgesamt durch seine Fließbewegung für eine Rasenart durchaus lebensfeindlich ist. Wie häufig sich Tiere im Blockgletscher-Bereich aufhalten und damit zur Ausbreitung von Diasporen beitragen, entzieht sich unserer Kenntnis. Allerdings sind die Fraßspuren



Abb. 10: Vermutlich durch Lawinen eingetragenes *Carex curvula*-Rasenfragment am Blockgletscher Äußeres Hochebenkar. Die jungen Triebe sind abgefressen. Foto: B. Erschbamer 2010

an *Carex curvula* (Abb. 10) ein Hinweis auf ein zumindest sporadisches Erscheinen von Tieren. Insgesamt überwiegen die windverbreiteten Arten, sowohl am Blockgletscher als auch in den angrenzenden Flächen außerhalb. Stöcklin & Bäumler (1996) zeigten bereits, dass nur Pflanzen mit einer hohen Anzahl an kleinen, leichten Diasporen erfolgreiche Pionierpflanzen sind. Dies gilt auch für das Gletschervorfeld des Rotmoosferners (Erschbamer et al. 2001). Ertl (2013) zeigte, dass es vor allem in sehr heißen Sommern zu hohen Diasporeneinträgen in der alpinen und nivalen Stufe kommen kann und vermutete, dass insbesondere Hitzewellen verantwortlich für neue Besiedelungsvorgänge sind.

Das Salicetum herbaceae am Rande des Blockgletschers liegt zwischen den steilen Flanken des Hangerers und des Blockgletschers. In dieser Senke kommt es zu einer hohen Schneeanammlung im Winter und während der Vegetationszeit zu Schmelzwasserbeeinflussung vor allem aus dem Blockgletscher-Bereich (Kapitel 3 und 6 in diesem Buch). Dieser Bereich ist völlig verschieden vom steilen Rasenhang im oberen Bereich der Blockgletscher-Grenze. Der Rasen Festucetum halleri weist eine höhere Artenzahl und Deckung und damit wohl auch eine fortgeschrittenere Bodenentwicklung auf. Es handelt sich um einen syntaxonomisch relativ schlecht beschriebenen Rasentyp, der warme, früh ausapernde Trockenhänge der Zentralalpen charakterisiert (Pitschmann et al. 1980, Grabherr 1993). Die Gesellschaft ist sehr schwer vom Caricetum curvulae abzutrennen, da meist ein fließender Übergang besteht. Nachdem jedoch Pitschmann et al.

(1952–1955 unpubl. bzw. 1980) in ihrer Vegetationskarte diese Gesellschaft für das innere Ötztal hervorstrichen, erscheint eine Ausweisung am Fuß des Hangerers gerechtfertigt.

## Literatur

---

- Barsch, D. (1996) Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Braun-Blanquet, J. (1964) Pflanzensoziologie: Grundzüge der Vegetationskunde. Springer, Wien.
- Burga, C.A. (1999) Vegetation development on the glacier forefield Morteratsch (Switzerland). Applied Vegetation Science 2: 17-24.
- Burga, C.A., Frauenfelder, R., Ruffet, J., Hoelzle, M. & Käab, M. (2004) Vegetation on Alpine rock glacier surfaces: a contribution to abundance and dynamics on extreme plant habitats. Flora 199: 505-515.
- Burga, C.A., Krüsi, B., Egli, M., Wernli, M., Elsener, S., Zieffle, M., Fischer, T. & Mavris, C. (2010) Plant succession and soil development on the foreland of the Morteratsch glacier (Pontresina, Switzerland): Straight forward or chaotic? Flora 205: 561-576.
- Caccianiga, M., Luzzaro, A., Pierce, S., Ceriana, R.M. & Cerabolini, B. (2006) The functional basis of a primary succession

- resolved by CSR classification. *Oikos* 122: 10-20.
- Cannone, N. & Gerdol, R. (2003) Vegetation as an ecological indicator of surface instability in rock glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 35: 384-390.
- Cannone, N., Guglielmin, M., Hauck, C. & Vonder Mühll, D. (2003) The impact of recent glacier fluctuation and human activities on permafrost distribution, Stelvio pass (Italian Central-Eastern Alps). In: Phillips, M., Springman, S.M. & Arenson, L.U. (eds), *Permafrost. Proceedings Vol. 2*, Swets & Zeitlinger, Lisse, 137-143.
- Capps, S.R. (1910) Rock glaciers in Alaska. *The Journal of Geology* 18: 359-375.
- Dierschke, H. (1994) *Pflanzensoziologie: Grundlagen und Methoden*. Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart.
- Erschbamer, B., Kneringer, E. & Niederfriniger Schlag, R. (2001) Seed rain, soil seed bank, seedling recruitment on a glacier foreland in the Central Alps. *Flora* 196: 304-312.
- Ertl, S. (2013) Positive effects of an extremely hot summer on propagule rain in upper alpine to subnival habitats of the Central Eastern Alps. *Plant Ecology & Diversity* 6: 467-474.
- Fischer, M.A., Oswald, K. & Adler, W. (2008) *Exkursionsflora für Österreich, Liechtenstein und Südtirol*. 3. Auflage, Biologiezentrum der Oberösterreichischen Landesmuseen, Linz.
- Frahm, J.P. & Frey, W. (1983) *Moosflora*. 1. Aufl., Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart.
- Grabherr, G. (1993) *Caricetea curvulae*. In: Grabherr, G. & Mucina, L. (eds), *Die Pflanzengesellschaften Österreichs Teil II – Natürliche Waldfreie Vegetation*, Gustav Fischer Verlag, Jena, 343-372.
- Graßmair, R. (2011) *Pflanzliche Besiedelung am Blockgletscher Äußeres Hochebenkar (Ötztaler Alpen/Tirol)*. Masterarbeit Universität Innsbruck.
- Guglielmin, M., Cannone, N. & Dramis, F. (2001) Permafrost-glacial evolution during the Holocene in the Italian Central Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 111-124.
- Haerberli, W. (1985) Creep of mountain permafrost: internal structures and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich* 77: 1-142.
- Haerberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. & Vonder Mühl, D. (2006) Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 189-214.
- Haerberli, W., King, L. & Flotron, A. (1979) Surface movement and lichen – cover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 11: 421-441.
- Hill, M.O. & Šmilauer, P. (2005) *WinTWINS* version 2.3 (Twinspan for Windows version 2.3).
- IPCC (2013) *Summary for Policymakers*. In: *Climate Change 2013: The Physical*

- Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley, P.M. (eds), Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jochimsen, M. (1970) Die Vegetationsentwicklung auf Moränenböden in Abhängigkeit von einigen Umweltfaktoren. In: Janetschek, H. & Pitschmann, H. (eds), Alpin-Biologische Studien: Aus dem Institut für Zoologie und dem Institut für Systematische Botanik und Geobotanik, Publikationsstelle der Universität, Innsbruck, Bd 46.
- Jochimsen, M. (1983) Standortabhängige Bewurzelung einiger alpiner Pionierpflanzen. Int. Symp. Gumpenstein 1982. Bundesanstalt Gumpenstein, Irdring, 417-434.
- Koch, E.M. & Erschbamer, B. (eds)(2010) Glaziale und periglaziale Lebensräume im Raum Obergurgl. Alpine Forschungsstelle Obergurgl 1, innsbruck university press, Innsbruck.
- Köckinger, H., Schröck, C., Krisai, R. & Zechmeister, H.G. (2011) Checklist of Austrian Bryophytes. Universität Wien. <http://131.130.59.133/projekte/moose/> (03.2011).
- Krainer, K. (2010) Geologie und Geomorphologie von Obergurgl und Umgebung. In: Koch, E.-M. & Erschbamer, B. (eds), Glaziale und periglaziale Lebensräume im Raum Obergurgl, Alpine Forschungsstelle Obergurgl 1, innsbruck university press, Innsbruck, 31-52.
- Krainer, K., Abermann, J., Nickus, U., Fischer, A., Schneider, H. & Kuhn, M. (2009) Weiterführung und Ausbau des Langzeitmonitoringprogramms am Blockgletscher im äußeren Hochebenkar. Abschlussbericht Forschungsförderungsprojekt LFU, unpubliziert.
- Krainer, K., Abermann, J., Nickus, U., Fischer, A., Schneider, H. & Span, N. (2011) Results and recent research on Rock Glacier Äußeres Hochebenkar, unpubliziert.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2000) Reichenkar rock glacier, a glacial derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria. Permafrost and Periglacial Processes 11: 267-275.
- Krainer, K. & Mostler, W. (2001) Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, Gößnitz Tal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern). Wissenschaftliche Mitteilungen des Nationalparks Hohe Tauern 6: 139-168.
- Landolt, E., Bäumler, B., Erhardt, A., Heff, O., Klötzli, F., Lämmli, W., Nobis, M., Rudmann-Maurer, K., Schweingruber, F.H., Theurillat, J.-P., Urmi, E., Vust,

- M. & Wohlgemuth, T. (2010) *Flora indicativa: Ökologische Zeigerwerte und biologische Kennzeichen zur Flora der Schweiz und der Alpen*. Haupt Verlag, Bern, Stuttgart, Wien.
- Leyer, I. & Wesche, K. (2007) *Multivariate Statistik in der Ökologie*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Luzzaro, A. (2005) *Plant strategies as a tool for describing and interpreting vegetation dynamics on alpine glacier forelands*. PhD thesis, Università degli studi di Milano.
- Marcante, S. (2008) *Life history traits and population dynamics of glacier foreland species*. PhD thesis, Universität Innsbruck.
- Nagl, F. & Erschbamer, B. (2010) *Pflanzliche Sukzession im Gletschervorfeld*. In: Koch, E.-M. & Erschbamer, B. (eds), *Glaziale und periglaziale Lebensräume im Raum, Obergurgl, Alpine Forschungsstelle Obergurgl 1*, Innsbruck university press, Innsbruck, 121-143.
- Nickus, U., Abermann, J., Fischer, A., Kraimer, K., Schneider, H., Span, N. & Thies, H. (2014) *Rock glacier Äußeres Hochebenkar (Austria) – recent results of a monitoring network*. *Zeitschrift Gletscherkunde und Glazialgeologie*: im Druck.
- Pitschmann, H., Reisigl, H. & Schiechl, H.M. (1952-1955): *Vegetationskarte des Gurglertales (Hinteres Ötztal in Nordtirol)*, 1: 37.500, unpubliziert.
- Pitschmann, H., Reisigl, H., Schiechl, H.M. & Stern, R. (1980) *Karte der aktuellen Vegetation von Tirol 1 : 100.000 VII. Teil: Blatt 10, Ötztaler Alpen Meran*. *Documents de Cartographie Ecologique XXIII*: 47-68.
- Raffl, C., Mallaun, M., Mayer, R. & Erschbamer, B. (2006) *Vegetation succession pattern and diversity changes in a glacier valley, Central Alps, Austria*. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 38: 421-428.
- Reichelt, G. & Wilmanns, O. (1973) *Vegetationsgeographie. Praktische Arbeitsanweisungen*. Braunschweig.
- Stöcklin, J. & Bäumler, E. (1996) *Seed rain, seedling establishment and clonal growth strategies on a glacier foreland*. *Journal of Vegetation Science* 7: 45-56.
- Washborn, A.L. (1979) *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*. 2. Aufl., Edward Arnold Verlag, London.
- White, S.E. (1981) *Alpine mass movement forms (noncatastrophic): classification, description, and significance*. *Arctic and Alpine Research* 13: 127-137.
- Wirth, V. (1995) *Flechtenflora*. 2. Aufl., Eugen Ulmer Verlag, Stuttgart.

## Verzeichnis der AutorInnen

---

René Graßmair  
Oberdorf 15, Top 18  
6074 Rinn, Österreich  
Rene.Grassmair@gmail.com

Brigitta Erschbamer  
Universität Innsbruck  
Institut für Botanik  
Sternwartestr. 15, 6020 Innsbruck, Österreich  
Brigitta.Erschbamer@uibk.ac.at

René Graßmair, Brigitta Erschbamer

## Die Besiedelung des Blockgletschers Äußeres Hochebenkar im Vergleich zur angrenzenden Vegetation

Tab. A1: Stetigkeitstabelle für die Blockgletscher-Gemeinschaften und die Gesellschaften außerhalb des Blockgletschers (die Farbgebung entspricht den Abb. 4–6). Die Umweltparameter stellen Mittelwerte für jede Gemeinschaft bzw. Gesellschaft dar.

	<i>Cerastium-Poblia</i> -Gemeinschaft	<i>Saxifraga-Vernica</i> -Gemeinschaft	<i>Minuartia</i> -Gemeinschaft	<i>Salicetum herbaceae</i>	<i>Festucetum halleri</i>
Meereshöhe	2723	2713	2708	2549	2784
Neigung (°)	8	7	7	5	27
Deckung gesamt (%)	4,5	19	35	82	64
Deckung Moose (%)	1,2	3,4	1,2	8,8	0,1
Deckung Flechten (%)	0,4	3,9	4,0	0,7	0,5
Bestandeshöhe (cm)	0,7	1,3	1,0	1,8	2,4
pH-Wert	4,7	4,3	4,3	3,9	4,1
Bewegung	1,0	1,6	1,8	0	0
Artenzahl pro m <sup>2</sup>	6	10	11	17	22
Anzahl der Aufnahmen (m <sup>2</sup> )	27	80	45	27	27

<i>Cerastium uniflorum</i>	V	IV	II	.	.
<i>Poblia</i> sp.	IV	+	II	r	I
<i>Saxifraga exarata</i>	r				
<i>Saxifraga bryoides</i>	II	IV	II	.	II
<i>Veronica alpina</i>	.	III	I	IV	II
<i>Doronicum clusii</i>	.	+	.	.	.
<i>Cladonia fimbriata</i>	.	r	.	.	.
<i>Cystopteris montana</i>	.	r	.	.	.
<i>Epilobium anagallidifolium</i>	.	r	.	.	.
<i>Erigeron uniflorus</i>	.	r	.	.	.
<i>Silene acaulis</i> ssp. <i>exscapa</i>	.	r	.	.	.

	<b>Cerastium-Poblia-Gemeinschaft</b>	<b>Saxifraga-Veronica-Gemeinschaft</b>	<b>Minuartia-Gemeinschaft</b>	<b>Salicetum herbaceae</b>	<b>Festucetum halleri</b>
<b>Minuartia sedoides</b>	.	r	<b>III</b>	.	r
<i>Carex capillaris</i>	.	.	r	.	.
<i>Cladonia gracilis</i>	.	.	r	.	.
<b>Begleiter der Blockgletscher-Gemeinschaften</b>					
<i>Poa laxa</i>	III	V	IV	r	.
<i>Androsace alpina</i>	II	+	r	.	.
<i>Ranunculus glacialis</i>	II	II	r	.	.
<i>Oxyria digynia</i>	r	I	r	.	.
<i>Oreochloa disticha</i>	r	r	r	.	.
<i>Buellia sp.</i>	.	r	II	.	.
<i>Geum reptans</i>	.	r	r	.	.
<i>Leontodon hispidus</i>	.	r	+	.	.
<b>Soldanella pusilla</b>	.	.	r	<b>V</b>	.
<i>Sibbaldia procumbens</i>	.	r	.	V	+
<i>Arenaria biflora</i>	.	r	+	IV	r
<i>Taraxacum sect. Alpina</i>	.	r	.	III	r
<i>Deschampsia cespitosa</i>	.	.	.	III	.
<i>Cerastium cerastoides</i>	.	.	.	III	.
<i>Homogyne alpina</i>	.	.	.	r	.
<i>Carex sp.</i>	.	.	.	r	.
<b>Festuca halleri</b>	.	.	r	.	<b>IV</b>
<i>Phyteuma hemisphaericum</i>	.	r	+	.	V
<i>Anthoxanthum alpinum</i>	.	.	.	.	IV
<i>Campanula scheuchzeri</i>	.	.	.	.	IV
<i>Sempervivum montanum</i>	.	r	.	.	IV



	<i>Cerastium-Poblia-</i> Gemeinschaft	<i>Saxifraga-Veronica-</i> Gemeinschaft	<i>Minuartia-Gemein-</i> schaft	<i>Salicetum</i> herbaceae	<i>Festucetum halleri</i>
<i>Luzula alpinopilosa</i>	.	r	+	.	IV
<i>Alchemilla vulgaris</i> agg.	.	.	.	.	II
<i>Kobresia myosuroides</i>	.	r	.	.	III
<i>Gentiana acaulis</i>	.	.	.	.	III
<i>Avenula versicolor</i>	.	.	.	.	III
<i>Hieracium</i> sp.	.	.	.	.	I
<i>Juncus jacquinii</i>	.	.	.	.	I
<i>Carex sempervirens</i>	.	.	.	.	I
<i>Festuca nigricans</i>	.	.	.	.	I
<i>Myosotis alpestris</i>	.	.	.	.	I
<i>Salix retusa</i>	.	.	.	.	I
<i>Juncus trifidus</i>	.	.	.	.	r
<i>Saxifraga seguieri</i>	.	.	.	.	r

**Begleiter der Gesellschaften außerhalb des Blockgletschers**

<i>Agrostis rupestris</i>	.	r	r	V	IV
<i>Festuca intercedens</i>	.	.	.	V	II
<i>Mutellina adonidifolia</i>	.	.	.	II	V
<i>Geum montanum</i>	.	.	.	I	V
<i>Potentilla aurea</i>	.	.	.	+	IV
<i>Persicaria vivipara</i>	.	.	.	+	III
<i>Thammolia vermicularis</i>	.	.	.	r	I
<i>Cirsium spinosissimum</i>	.	.	.	r	r

**Weitere hochstete und seltene Arten**

<i>Polytrichum</i> sp.	V	V	V	V	III
<i>Stereocaulum alpinum</i>	III	IV	IV	IV	+
<i>Poa alpina</i>	III	I	r	V	III

## Anhang Kapitel 8 | Die Besiedelung des Blockgletschers Äußeres Hochebenkar im Vergleich

	<b>Cerastium-Poblia-Gemeinschaft</b>	<b>Saxifraga-Veronica-Gemeinschaft</b>	<b>Minuartia-Gemeinschaft</b>	<b>Salicetum herbaceae</b>	<b>Festucetum halleri</b>
<i>Leucanthemopsis alpina</i>	II	V	V	V	IV
<i>Salix herbacea</i>	I	II	IV	V	IV
<i>Sagina saginoides</i>	I	II	.	IV	III
<i>Cladonia pyxidata</i>	+	III	V	III	V
<i>Gnaphalium supinum</i>	r	IV	IV	V	III
<i>Solorina crocea</i>	r	IV	IV	+	II
<i>Dibaeis baeomyces</i>	.	IV	IV	III	V
<i>Sedum alpestre</i>	.	IV	IV	II	II
<i>Euphrasia minima</i>	.	.	II	.	V
<i>Cetraria islandica</i>	.	r	I	IV	III
<i>Cetraria ericetorum</i>	.	r	I	II	I
<i>Cardamine alpina</i>	+	I	+	I	I
<i>Cladonia arbuscula</i>	+	.	.	II	II
<i>Scorzoneroides helvetica</i>	.	+	.	I	V
<i>Cardamine resedifolia</i>	.	II	r	II	.
<i>Gentiana brachyphylla</i>	.	II	r	.	r
<i>Peltigera rufescens</i>	.	+	r	.	II
<i>Chaenotheca furfuracea</i>	.	+	+	.	r
<i>Carex curvula ssp. curvula</i>	.	.	I	II	III
<i>Nardus stricta</i>	.	.	r	r	II
<i>Senecio incanus ssp. carniolicus</i>	.	r	r	.	I
<i>Achillea moschata</i>	.	r	.	.	+
<i>Pedicularis kernerii</i>	.	r	.	.	r
		.	.	.	.

# Kapitel 9 | Die Berechnung von Trends in den Temperaturreihen von Obergurgl und anderen Stationen der Ostalpen

Ekkehard Dreiseitl, Martin Stocker-Waldhuber, Martin Tiefengraber, Matteo Ciampa

## *Zusammenfassung*

Im Band 3 der AFO-Serie „Lebensräume des inneren Ötztals (Koch & Erschbamer 2013) wurde auf die besondere Bedeutung der meteorologischen Messstelle Obergurgl hingewiesen und die Möglichkeit erwähnt, durch Ausweitung der Ergebnisse dieser hochalpinen Station auf Nachbarstationen im Ostalpenraum die Bedeutung der Aussagen zu erhöhen.

In dieser Abhandlung werden, unter Miteinbeziehung von weiteren neun Stationen der Ostalpen, Trendanalysen vorgestellt. Sowohl Jahreswerte als auch Abweichungen von langjährigen Temperaturmittelwerten werden in verschiedenen Zeitabschnitten mit unterschiedlichen statistischen Methoden graphisch aufbereitet und bilden die Grundlage eines Vergleiches zwischen hochgelegenen Bergstationen und sogenannten Flachlandstationen. Der Vergleich sollte zeigen, ob sich der Temperaturanstieg der letzten Jahrzehnte in den beiden Regionen unterscheidet.

## *Abstract*

Following the suggestion made in Volume 3 of the AFO publication series (Koch & Erschbamer 2013), which emphasises the great importance of the high Alpine Obergurgl Meteorological Station, an analysis incorporating nine additional stations in the eastern Alps has been made. The calculations include several different trend analyses using annual mean values and long term average anomalies over various timescales. The results, which are based on a larger and therefore more robust dataset, are used to compare high altitude stations with low altitude stations, with special emphasis on how inclusion of the former affects the estimate of the temperature increase over the last decades.

## 1. Einleitung

---

Der Lebensraum Ostalpen wird seit jeher von mächtigen Gletschern und einem kühlen, eher kontinentalen Klima bestimmt. Durch den Klimawandel sind jedoch Temperaturentwicklungen vonstattengegangen, deren Auswirkungen KlimaforscherInnen wohl erst in Jahren vollständig verstehen werden. Was jedoch bereits jetzt möglich ist, ist die Temperaturentwicklungs der vergangenen Jahre zu berechnen und zu untersuchen. Diese Methode erlaubt es, sich ein Bild von der Temperaturentwicklung zu machen und dem Temperaturanstieg eine mathematische und grafische Basis zu verleihen. Gerade für die Forschungsgebiete der Meteorologie, der Glaziologie und der Biologie sowie für den Tourismus soll dieser Artikel eine Basis für Rückschlüsse sein und den LeserInnen einen Einblick in die Temperaturentwicklung der Ostalpen verschaffen, mit speziellem Beispiel Obergurgl, das durch seine hohe Lage und seine touristische Bedeutung sowohl als Sommer- als auch als Wintersportgebiet eine wichtige Stellung einnimmt. In diesem Artikel sind nur einige der zahlreichen Grafiken für Obergurgl enthalten, eine vollständige Sammlung finden die interessierten LeserInnen in der PANGAEA Datenbank (siehe Link im Literaturverzeichnis: Institute of Meteorology and Geophysik 2013).

## 2. Aussagekraft von Trends

---

Aufbauend auf den Darstellungen der Temperaturreihe von Obergurgl, welche in Band 3 der AFO-Publikationen (Kuhn et al. 2013) erschienen sind, wird im Folgenden die variable Aussagekraft von verschiedenen Trendparametern untersucht. Zur Verfügung standen die Jahreswerte und ihre Abweichungen von langjährigen Mittelwerten, wie sie an der Station Obergurgl in 1.938 m Höhe seit 1953 gemessen werden, sowie die von der ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik) im internationalen Programm HISTALP (Historical Instrumental Climatological Surface Time Serie of the Greater Alpine Region, <http://www.zamg.ac.at/histalp/>) zusammengestellten Daten. In diesem Programm wurden seit den frühen 90er Jahren mehr als 500 Klimareihen von über 200 Stationen bis zurück in die Mitte des 18. Jahrhunderts rekonstruiert. Der Ausdruck „Rekonstruktion“ wird ganz bewusst verwendet und deutet auf die Arbeit hin, die notwendig ist, um solch lange Klimareihen vergleichbar zu machen (Auer et al. 2007, Böhm 2009). Der Datensatz Temperatur besteht aus den Monatswerten von mehr als 200 Standorten in der sogenannten GAR (Greater Alpine Region). Dieses Gebiet reicht von Karlsruhe im Norden bis Florenz im Süden und von Lyon im Westen bis Budapest im Osten, deckt also weit mehr als nur den Alpenbogen ab und wird deshalb in zwei Regionen unterteilt, in die weitaus größte Gruppe „Low-elevation“, d.h. Flachlandstationen, die unterhalb von

1.500 m Meereshöhe liegen und in die zweite Gruppe „High-elevation“, d.h. Bergstationen mit einem Höhenbereich von 1.500 m bis 3.600 m Meereshöhe (Feuerkogel, 1.610 m bis Jungfrauojoch, 3.580 m).

Abb. 1 soll einen Eindruck davon geben, in welchem Ausmaß durch Rekonstruktion bzw. Homogenisierung die ursprünglichen Daten „korrigiert“ werden mussten, um eine nachvollziehbare Zusammenschau zu gewährleisten. Es werden die Schritte dargestellt, die in den einzelnen Abschnitten von 1750 bis heute notwendig waren, um diese Vergleichbarkeit zu ermöglichen. In einem ersten Schritt wurden die historischen Messungen an die modernen Standards angepasst. Dabei wurde versucht, die echte Temperaturinformation, also das eigentliche Signal, vom „Rauschen“

zu trennen, das von Effekten wie Stationsverlegungen, Änderung der Umgebung (zunehmende Verstädterung), Beobachterwechsel, technische Entwicklungen, Änderung der Beobachtungstermine und geänderte statistische Verarbeitungsmethoden stammt. Diese Aktionen verschieben in Abb. 1 die rote Kurve zur orangen Kurve, welche ab ca. 1850 von der grünen Kurve überdeckt wird. Dies ist der Zeitpunkt, seitdem zunehmend die Fensteraufstellungen durch die Jalousiehütten ersetzt wurden. Für die Zeit vor 1850, für die sogenannte EIP (Early Instrumental Period) war eine zusätzliche Korrektur sinnvoll, welche die orange Kurve in die grüne überführt. Der Hauptgrund dafür liegt in der Tatsache, dass in unseren mittleren Breiten die Sonnenbahn im Sommer in den Morgenstunden weit im

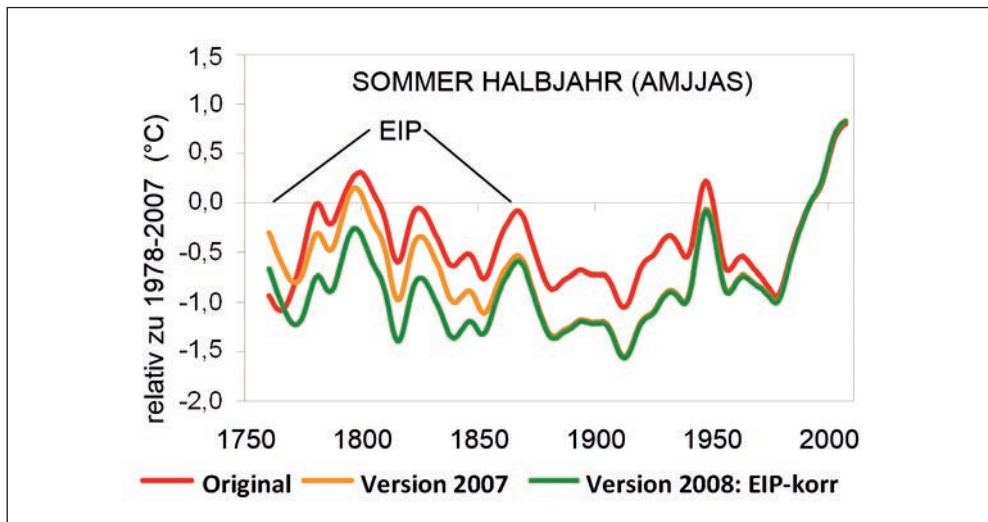


Abb. 1: Der Weg von den nicht homogenisierten Daten (rot) über die homogenisierte Version 2007 (orange) der jahreszeitlichen mittleren Temperaturreihe im Großraum Alpen zur aktuellen, EIP-bias-korrigierten Fassung 2008 (grün). EIP = Early Instrumental Period. Dargestellt sind die Daten für das Sommerhalbjahr (April-Mai-Juni-Juli-August-September). Alle Zeitreihen 1760–2007 (2007/08) sind 21-jährig Tiefpassgefiltert und als Abweichungen vom aktuellen Mittel dargestellt (Quelle: Böhm 2009).

Nordost-Sektor beginnt und in den Abendstunden weit im Nordwest-Sektor endet und damit die damaligen Fensteraufstellungen stark verstrahlt waren. Die Hauptinformation ist die Größenordnung des Rauschens, welche dem eigentlichen Temperatursignal überlagert ist. Wie in der Ordinatenbeschriftung ersichtlich, erfolgt der Vergleich der Daten mit den letzten 30 Jahren 1978 bis 2007. Da diese letzten 30 Jahre extrem zu warm waren, erscheinen die gesamten 250 Jahre als zu kalt. Das Auf und Ab der Kurven deutet auf wärmere und kältere Zeiten hin, wir sehen also hier einen Hinweis auf positive und negative Trends, die in Abb. 2 näher erklärt werden. Unter „Trend“ versteht man eine lineare Verbindung eines Ausgangspunktes A zu einem Endpunkt B einer beliebig gewählten Zeitspanne. Diese Zeitspannen liegen in dieser Arbeit alle in der Vergangenheit, also vor dem Jahre 2014, und sind nicht mit den Trends der „Klimaentwicklung“ in den kommenden Jahren oder Jahrzehnten, wie sie von den Klimamodellierern angeboten werden, zu verwechseln.

### 3. Trends der Flachland- und Bergstationen

---

Auf der Suche nach einem Zusammenhang zwischen dem Verhalten der Gletscher und der Temperatur der Umgebung sind in den letzten Jahrzehnten die unterschiedlichsten Zeitspannen untersucht worden. Ausgehend von der Tatsache, dass der dominierende Pa-

rameter die Lufttemperatur ist (Böhm et al. 2007), welche die Abschmelzung von Schnee und Eis auf den Gletschern steuert, sind Korrelationen mit unterschiedlichen „Sommer“-Perioden gerechnet worden, zum Beispiel mit drei Monaten (Juni-August), mit 6 Sommermonaten (April-September) oder aber auch, wie im folgenden Beispiel gezeigt wird (Patzelt, mündl. Mitt.), mit 5 Monaten von Mai bis einschließlich September. In Abb. 2 wird der von Patzelt berechnete Temperaturverlauf gezeigt, mit einer etwas ungewöhnlichen Wahl der Stationen: Um eine möglichst weit zurückreichende Darstellung des Temperaturverlaufes zu gewährleisten, nämlich bis in das Jahr 1781, wurde auf die Flachlandstationen Basel, Kremsmünster und Hohenpeißenberg sowie auf die Bergstationen Säntis, Sonnblick und Zugspitze zurückgegriffen.

Den Einzelwerten der Lufttemperatur wurde eine 10-jährige Glättung überlagert, welche in der Reihe „Flachland“ erste Hinweise auf die noch immer nicht zur Genüge erklärte abrupte Beendigung der „Kleinen Eiszeit“ in den 50er Jahren des 19. Jahrhunderts durch den damals beobachteten Temperaturanstieg liefert. Dieser Temperaturanstieg ist in Abb. 2 seit 1843 im geglätteten Temperaturverlauf über die folgenden 23 Jahre auf einen Blick erkennbar und signalisiert den von diesem Zeitpunkt an zu beobachtenden Gletscherrückgang in den Alpen. Ähnlich deutlich ist in Abb. 2 auch der Anstieg der geglätteten Kurve nach einem Absinken von 1950 bis 1980 zu erkennen, der bis heute andauert. Diese optische Interpretation des Kurvenverlaufes liefert also auch eine unkomplizierte

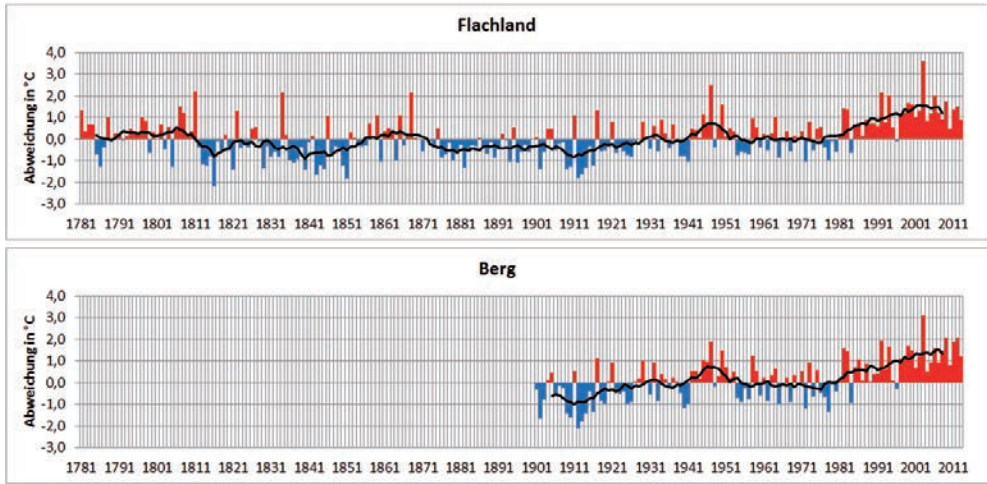


Abb. 2: Temperaturabweichung vom langjährigen Sommermittel (Mai bis September) der drei Flachlandstationen Kremsmünster, Hohenpeißenberg und Basel sowie der Bergstationen Säntis, Zugspitze und Sonnblick mit 10-jährig übergreifender Mittelkurve (schwarze Linie) für das Flachland von 1781 bis 2013 und für die Bergstationen von 1901 bis 2013.

und augenscheinliche Beschreibung der Temperaturverhältnisse dieser beiden „auf einen Blick“ erkennbaren Perioden. In Ziffern ausgedrückt ist der Temperaturanstieg in der Periode 1843–1865 1,3 °C und in der Periode 1980–2013 1,1 °C.

Soll die Frage beantwortet werden, ob Flachland- und Bergstationen unterschiedliche Erwärmungstrends aufweisen, kann zunächst auf die Standardarbeit von Auer et al. (2007) zurückgegriffen werden. Die dort formulierte Kernaussage, getragen von einem internationalen AutorInnenteam aus 13 Ländern, lautet: „*The mountains neither show weaker warming nor show any warming stronger than the low-elevation regions.*“ In Tab. 1 wird versucht, dies auch für einige Stationen im Ostalpenraum zu zeigen. Die Wahl der Stationen und des Zeitabschnittes, welcher auf den ers-

ten Blick etwas willkürlich erscheinen mag, soll den Vergleich mit einer Arbeit von Ohmura (2012) ermöglichen, welcher in globalen Tabellen diese Frage der unterschiedlichen Erwärmung zwischen Berg und Tal so beantwortet hat, dass an 65 % der „*highest locations*“ weltweit der „*largest trend of temperature change*“ festzustellen war. Die Bergstationen Zugspitze und Sonnblick (Tab. 1) zeigen in den Jahren der stärksten Temperaturzunahme 1980–2011 einen deutlich geringeren Trend der Abweichungen vom langjährigen Mittel als Innsbruck, Garmisch, bzw. Rauris (Quellen: ZAMG und DWD). In Tab. 1 fallen am stärksten die Winter an den Bergstationen mit nahezu keiner Temperaturzunahme in der gewählten Periode 1980 bis 2011 auf (0,02 °C/Dekade auf der Zugspitze und 0,08 °C/Dekade auf dem Sonnblick). Maximale Trend-

Tab. 1: Dekadische Trends der Temperaturabweichungen von zwei Bergstationen (Zugspitze und Sonnblick) und vier Flachlandstationen (Innsbruck, Garmisch-Partenkirchen, Bad Gastein und Rauris) für die Jahre 1980–2011

Station	Höhe (m)	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Zugspitze	2.960	0,60	0,47	0,12	0,02	0,33
Innsbruck	579	0,70	0,56	0,24	0,41	0,50
Garmisch	705	0,60	0,48	0,37	0,45	0,47
Sonnblick	3.105	0,65	0,46	0,08	0,08	0,27
Gastein	1.002	0,49	0,37	0,09	0,08	0,27
Rauris	941	0,71	0,56	0,29	0,61	0,56

werte zeigen an allen Orten die Frühlingswerte, wobei die Werte sogar deutlich über den Sommerwerten liegen. Insgesamt betrachtet fallen die Trendwerte eher gemäßigt aus, weil in diesen 32 Jahren zwei Untergruppen zusammengewürfelt sind, nämlich wie später noch herausgearbeitet wird, eine Periode bis einschließlich 1994 und eine zweite anschließend bis 2011.

#### 4. 100-jährige Trends (1914–2013)

Aus Platzgründen werden die graphischen Darstellungen der 100-jährigen Trends auf zwei Stationen beschränkt, nämlich Innsbruck (Abb. 3a) und Obergurgl (Abb. 3b). Während im Sommerhalbjahr beide Stationen in den letzten Dekaden weiterhin einen

kräftigen Anstieg der Temperatur zeigen, sind im Winterhalbjahr die mittleren Abweichungen der letzten Dekade von 2004 bis 2013 sowohl in Innsbruck als auch in Obergurgl zwar weiterhin auf hohem Niveau, jedoch beide abgesunken.

In Tab. 2 sind sowohl Flachland- als auch Bergstationen aufgelistet, mit Angabe der Höhe sowie einer Unterteilung in Dekadenwerte. Die letzten drei Dekaden sind einheitlich mit positiven Trendwerten der jährlichen Temperaturabweichungen anzutreffen, die maximalen Abweichungen (in °C/Dekade) wiesen an den Flachlandstationen Werte knapp über oder knapp unter 1,0 °C/Dekade auf.

In Obergurgl nahm die Jahresabweichung von 0,83 °C in der Dekade 1994–2003 auf 0,78 °C (Tab. 2, Dekade 2004–2013) ab, trotz des extrem warmen letzten Winters (2013/14), welcher im Diagramm (Abb. 3b)



bereits berücksichtigt ist (also einschließlich März 2014). Im Winterhalbjahr sank in Obergurgl die Abweichung in diesem Zeitraum von 0,69 °C auf 0,52 °C (Tab. 2).

Die Trendwerte der 100-jährigen Periode für Innsbruck und Obergurgl sind auch aus Abb. 4 und 5 ersichtlich (dargestellt als absolute Jahreswerte mit der linearen Trendgeraden).

## 5. Trendmatrix

Den Verlauf einer Zeitreihe manuell zu interpretieren ist stets mit der Tücke der Subjektivität verbunden. Ob eine gewählte Periode tatsächlich einen sogenannten signifikanten Trend aufweist, gilt es erst durch passendes statistisches Werkzeug zu beweisen.

Eine Möglichkeit hierfür bietet die Berechnung der Korrelation der Paare  $(a_p, t_p)$  mittels des Rangkorrelationskoeffizienten Kendalls  $\tau_b$  (Tau-b) (z.B. Wilks 2006) mit einem Signifikanztest über einen Z-Test (z.B. Sprinthal 2011).  $(a_p, t_p)$  bezeichnen hierbei alle Beobachtungen, die das Untersuchungsintervall ( $n$ ) einschließen, wobei  $a_i$  für die Temperaturen und  $t_i$  für die Jahre steht.

$\tau_b$  ist ein Maß für die Stärke einer monotonen Beziehung zwischen  $(a_p, t_p)$ . Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass keine Wahrscheinlichkeitsverteilung vorausgesetzt wird, sie robust gegenüber Ausreißern ist und auch bei nichtlinearen Zusammenhängen Anwendung findet.  $\tau_b$  wird berechnet, indem alle möglichen Konstellationen der Punktepaare

$(a_p, t_p)$  in  $n$  gezählt werden, welche zueinander konkordant ( $a_k > a_l$  und  $t_k > t_l$ ,  $N_k$ ) bzw. diskordant ( $a_k < a_l$  und  $t_k < t_l$ ,  $N_d$ ) sind. Die Differenz von  $N_d$  zu  $N_k$  gewichtet mit der Anzahl aller möglichen Paare im Intervall ergibt schließlich die Korrelation  $\tau_b$ .

$\tau_b$  liefert jedoch keine Aussage über die eigentliche Steigung des Trends. Diese kann über eine lineare Regression berechnet werden oder über Alternativen wie der Ansatz nach Sen zeigt (Sen 1968). Hierbei wird für alle Paare in  $n$  die lineare Steigung berechnet, wobei der Medianwert daraus für die finale Trendsteigung steht. Dieser Ansatz findet hier Verwendung.

Der Ansatz einer Trendmatrix ergibt sich daraus, dass oben beschriebene Methode für eine Vielzahl an Trendfenstern (entspricht den Untersuchungsintervallen  $n$ ) durchgeführt wird. So werden alle möglichen Trends der Fensterbreite 10 Jahre für die gesamte Temperaturreihe auf Signifikanz analysiert. Darauf folgend wird die Fensterbreite um 1 Jahr erhöht und wieder für alle möglichen Intervalle der Temperaturreihe auf signifikante Trends analysiert. Für immer größer werdende Fensterbreiten sind folglich immer weniger Trends berechenbar. Dies setzt sich fort, bis schließlich die Fensterbreite die gesamte Temperaturreihe einschließt und somit nur mehr ein Trend berechenbar ist (vergleichbar auch mit Abb. 4 und 5).

Das kleinste Trendfenster wurde aus zwei Gründen auf 10 Jahre beschränkt: 1. Für  $n > 10$  ist der Z-Test zuverlässig (Helsel & Hirsch 2002). 2. Im Kontext einer klimatologischen Trendanalyse sind kleine Trendfenster schwer zu interpretieren.

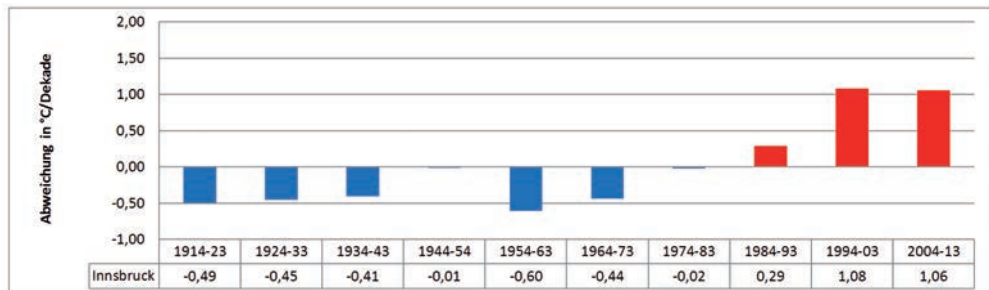
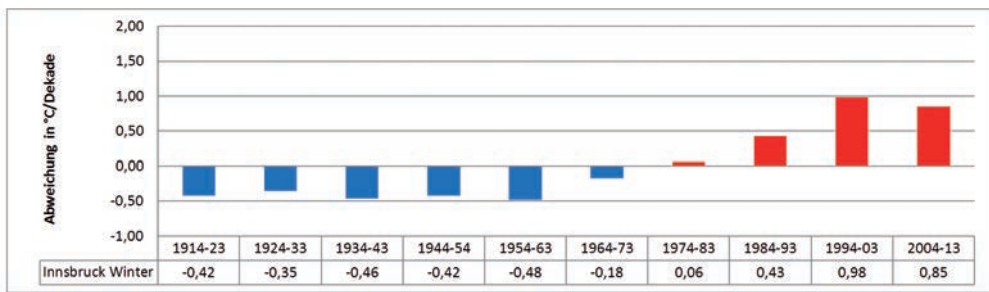
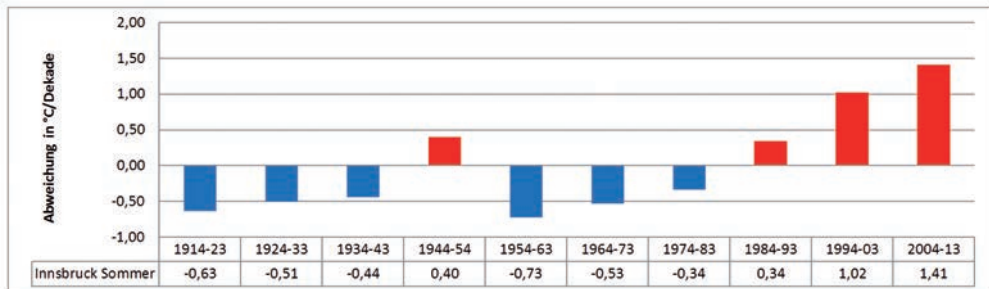


Abb. 3a: Mittlere Abweichungen pro Dekade vom 100-jährigen Temperaturmittel (1914–2013) in °C/Dekade für die Station Innsbruck. Oben: Sommerhalbjahr, Mitte: Winterhalbjahr, unten: Gesamtjahr

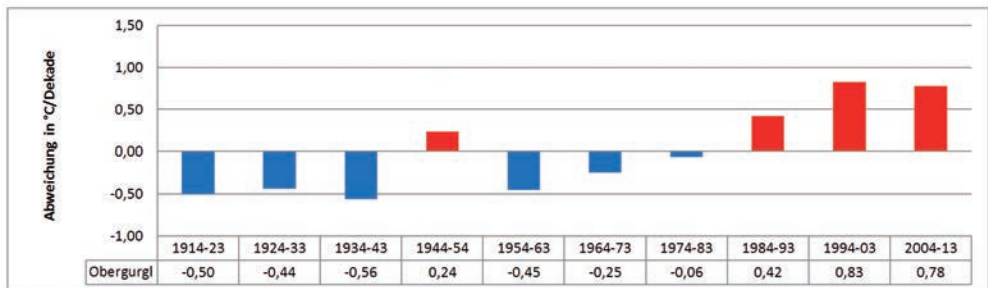
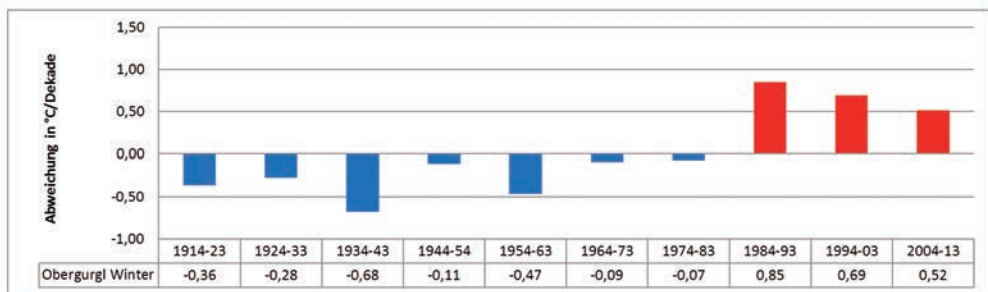
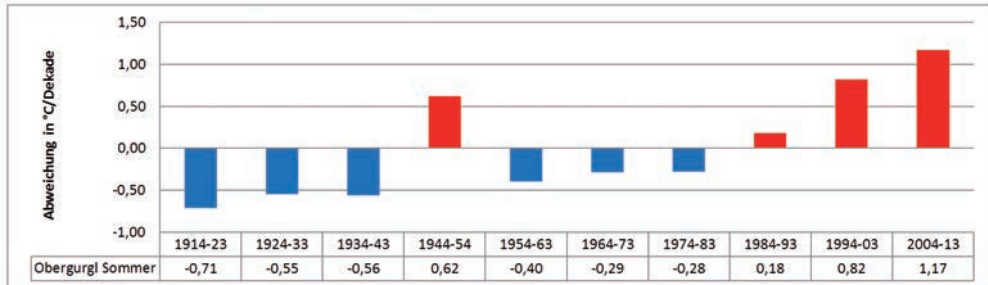


Abb. 3b: Mittlere Abweichungen pro Dekade vom 100-jährigen Temperaturmittel (1914–2013) in °C/Dekade für die Station Oberurgl. Oben: Sommerhalbjahr, Mitte: Winterhalbjahr, unten: Gesamtjahr

Tab. 2: Temperaturabweichungen vom Mittel 1914–2013 in °C/Dekade für Flachland- und Bergstationen der Ostalpen

Sommer	Höhe (m)	1914-1923	1924-1933	1934-1943	1944-1953
Sonnblick	3.105	-0,77	-0,49	-0,43	0,47
Zugspitze	2.960	-0,60	-0,47	-0,39	0,50
Säntis	2.490	-0,67	-0,44	-0,34	0,77
Obergurgl	1.938	-0,71	-0,55	-0,56	0,62
Bad Gastein	1.002	-0,75	-0,39	-0,51	0,46
H.peißenberg	986	-0,69	-0,56	-0,43	0,52
Rauris	941	-0,72	-0,47	-0,76	0,49
Innsbruck	579	-0,55	-0,42	-0,43	0,52
K.münster	382	-0,75	-0,57	-0,34	0,46
Basel	350	-0,70	-0,53	-0,40	0,50
Winter	Höhe (m)	1914-1923	1924-1933	1934-1943	1944-1953
Sonnblick	3.105	-0,66	-0,13	-0,61	-0,29
Zugspitze	2.960	-0,49	-0,30	-0,74	-0,36
Säntis	2.490	-0,74	-0,28	-0,76	-0,28
Obergurgl	1.938	-0,36	-0,28	-0,68	-0,11
Bad Gastein	1.002	-0,42	-0,37	-0,54	-0,33
H.peißenberg	986	-0,49	-0,43	-0,50	-0,6
Rauris	941	-0,51	-0,51	-0,65	-0,22
Innsbruck	579	-0,66	-0,63	-0,77	-0,54
K.münster	382	-0,14	-0,50	-0,54	-0,20
Basel	350	-0,59	-0,55	-0,50	-0,22
Jahr	Höhe (m)	1914-1923	1924-1933	1934-1943	1944-1953
Sonnblick	3.105	-0,42	-0,36	-0,30	-0,24
Zugspitze	2.960	-0,47	-0,42	-0,49	0,04
Säntis	2.490	-0,65	-0,39	-0,43	0,22
Obergurgl	1.938	-0,50	-0,44	-0,56	0,24
Bad Gastein	1.002	-0,55	-0,41	-0,49	0,09
H.peißenberg	986	-0,53	-0,54	0,41	0,19
Rauris	941	-0,58	-0,51	-0,66	0,15
Innsbruck	579	-0,57	-0,44	-0,70	-0,01
K.münster	382	-0,39	-0,59	-0,42	0,20
Basel	350	-0,64	-0,58	-0,47	0,15

## Kapitel 9 | Die Berechnung von Trends in den Temperaturreihen von Oberurgl

1954-1963	1964-1973	1974-1983	1984-1993	1994-2003	2004-2013
-0,46	-0,34	-0,15	0,20	0,72	1,24
-0,54	-0,21	-0,30	0,16	0,71	1,13
-0,41	-0,60	-0,70	0,20	0,93	1,25
-0,40	-0,29	-0,28	0,18	0,82	1,17
-0,1	-0,42	-0,16	0,15	0,65	1,06
-0,40	-0,31	-0,37	0,20	0,84	1,20
-0,12	-0,49	-0,32	0,20	0,82	1,37
-0,45	-0,36	-0,45	0,17	0,79	1,18
-0,49	-0,34	-0,28	0,26	0,90	1,16
-0,50	-0,36	-0,32	0,35	0,99	1,39
1954-1963	1964-1973	1974-1983	1984-1993	1994-2003	2004-2013
-0,17	-0,20	-0,16	0,73	0,61	0,88
-0,09	-0,63	0,09	0,93	0,81	0,78
-0,12	-0,24	-0,15	0,88	0,90	0,68
-0,47	-0,09	-0,07	0,85	0,69	0,52
-0,27	-0,09	0,30	0,46	0,68	0,49
-0,29	-0,21	0,07	0,57	0,70	0,73
-0,41	-0,34	-0,10	0,42	1,11	1,20
-0,47	-0,12	0,26	0,69	1,24	1,00
-0,61	-0,01	0,16	0,33	0,62	0,90
-0,38	-0,16	0,20	0,46	1,09	0,88
1954-1963	1964-1973	1974-1983	1984-1993	1994-2003	2004-2013
-0,18	-0,04	0,13	0,32	0,44	0,65
-0,36	-0,43	-0,01	0,46	0,81	0,87
-0,32	-0,42	-0,32	0,45	0,95	0,90
-0,45	-0,25	-0,0	0,42	0,83	0,78
-0,18	-0,30	0,19	0,22	0,75	0,68
-0,36	-0,35	-0,28	0,30	0,83	0,98
-0,27	-0,48	-0,10	0,21	1,04	1,20
-0,38	-0,27	-0,05	0,49	0,96	1,06
0,53	-0,30	0,04	0,22	0,83	0,94
-0,47	-0,37	0,00	0,30	1,07	1,05

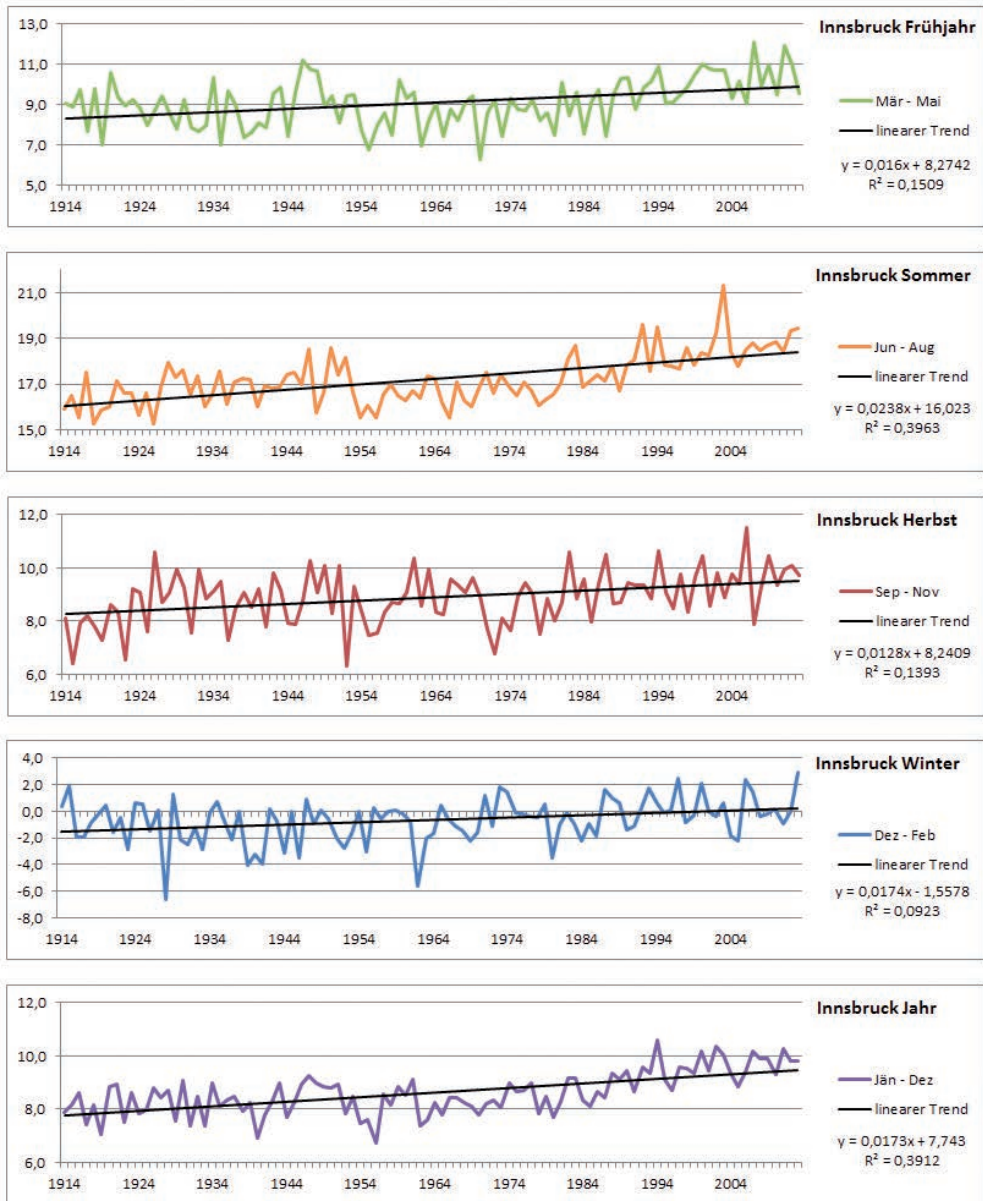


Abb. 4: Temperaturverlauf 1914–2013 für Innsbruck und Trends für alle Jahreszeiten und für das Gesamtjahr in °C/Jahr.

## Kapitel 9 | Die Berechnung von Trends in den Temperaturreihen von Obergurgl

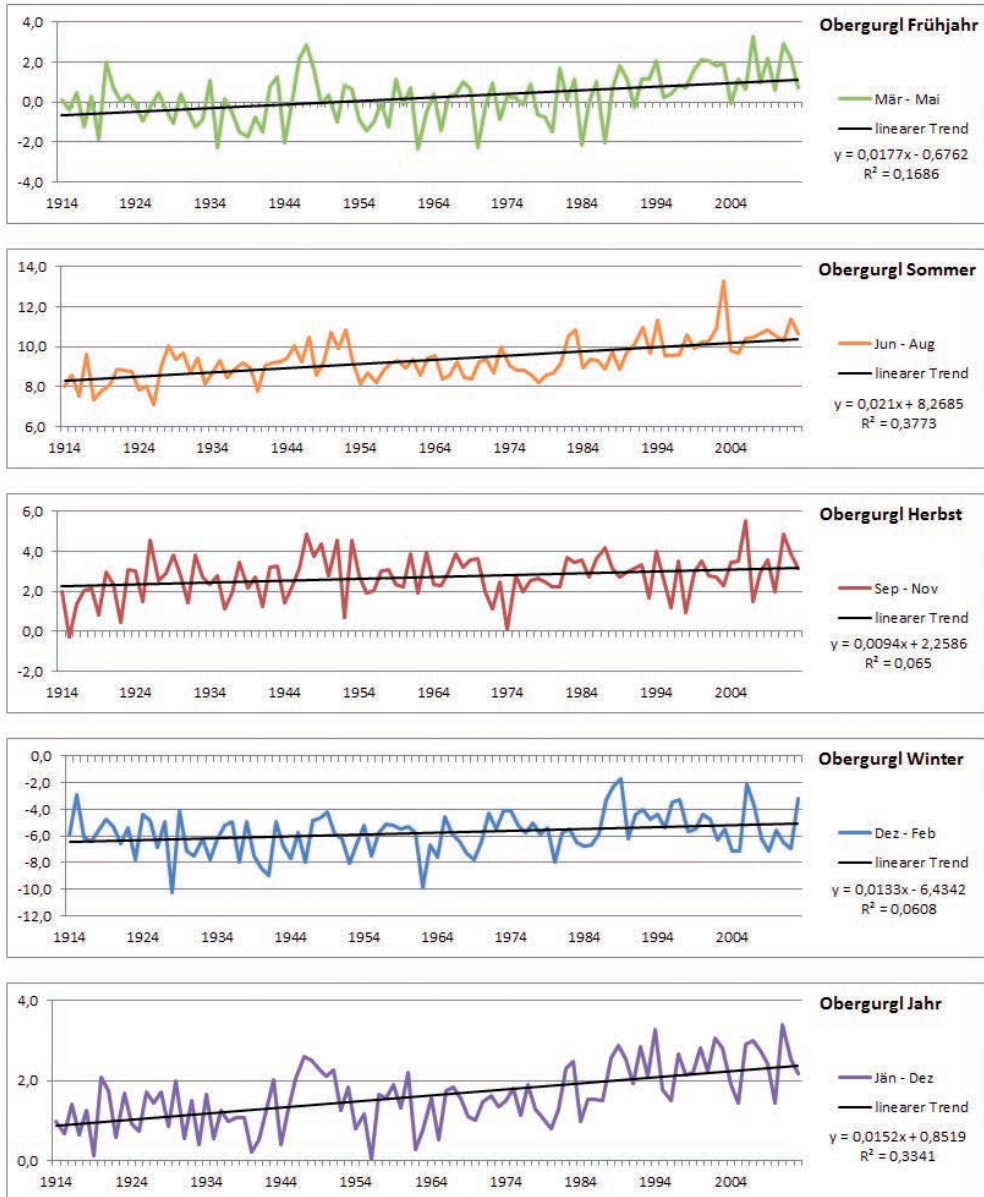


Abb. 5: Temperaturverlauf 1914–2013 für Obergurgl und Trends für alle Jahreszeiten und für das Gesamtjahr in °C/Jahr.

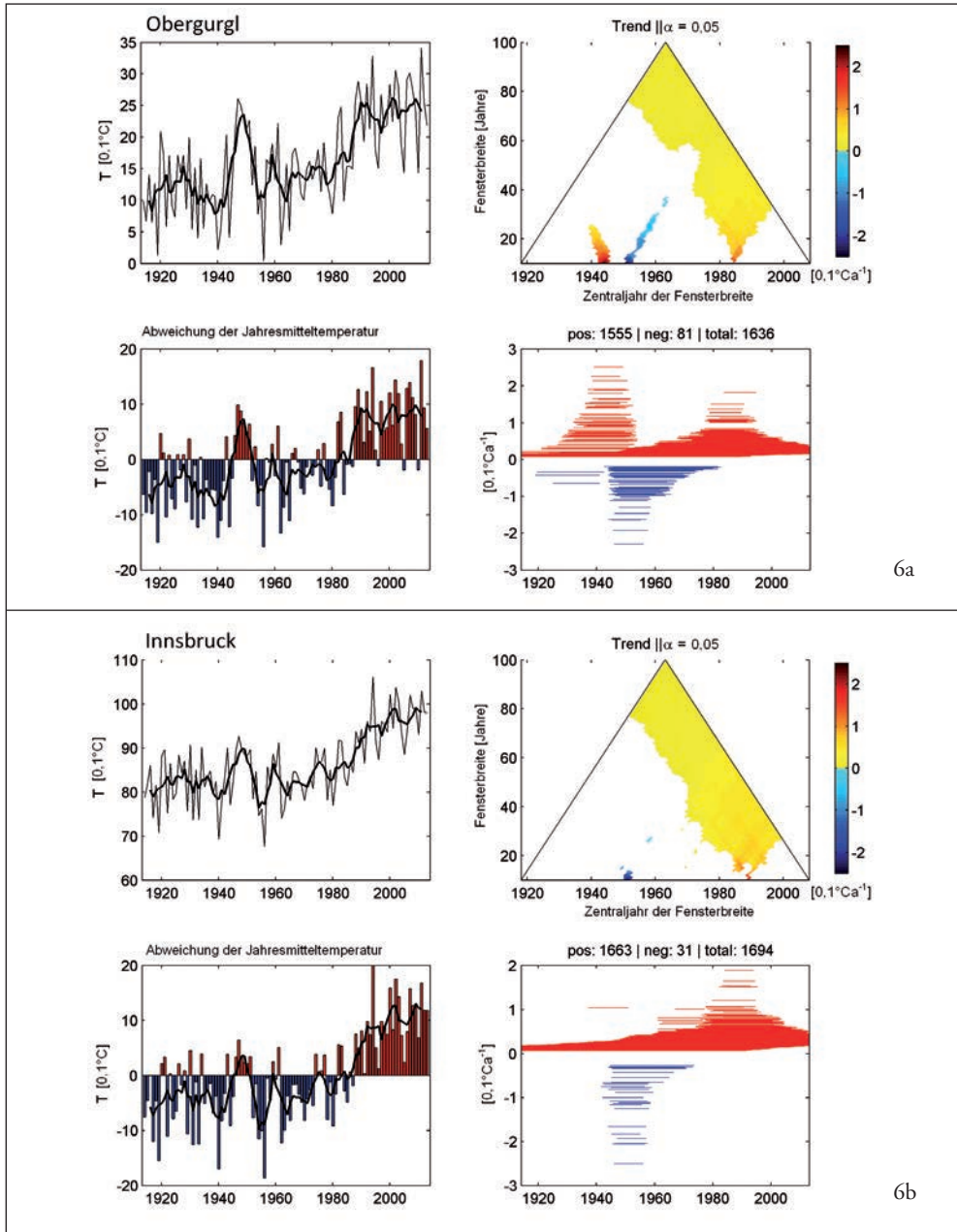
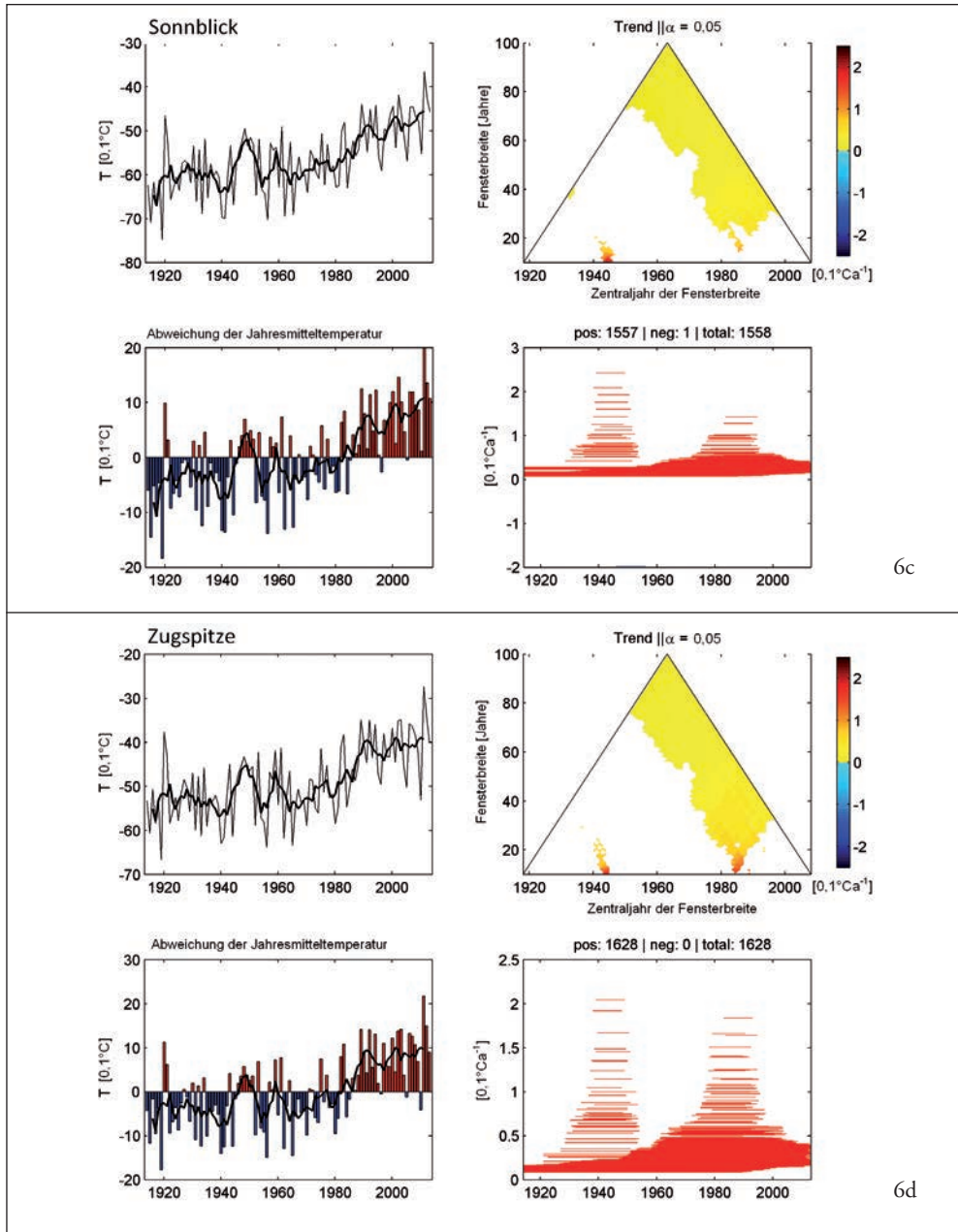


Abb. 6 a–d: Umfassende Trendanalysen für Obergurgl, Innsbruck, Sonnblick und Zugspitze. Im Uhrzeigersinn: Jahresmittel der Lufttemperatur in 0,1 °C und 10-jährig übergreifendes Mittel; Trendmatrixdarstellung mit Fensterbreiten in Jahren und Trendsteigung in 0,1 °C pro Jahr; Trendsteigungen in





0,1 °C pro Jahr, blau=negativ; rot=positiv; Abweichung der Jahresmitteltemperatur vom 100-jährigen Mittel 1914–2013 in 0,1 °C und 10-jährig übergreifendes Mittel (schwarze Kurve)

In den Abb. 6a–d sind zu den Zeitreihen der Jahresmittel (links oben) und deren Anomalien (links unten), je mit gleitendem Mittel, auch die Trendmatrizen (rechts oben) für die Stationen unter einer Irrtumswahrscheinlichkeit von  $\alpha=0,05$  dargestellt. Als Zusatz sind alle signifikanten Trends gemäß ihrer Steigung und Länge dargestellt (rechts unten). Diese ergänzende Darstellung ist vor allem auch deshalb wichtig, da aus technischen Gründen einzeln vorkommende Trends nicht dargestellt werden können (siehe z.B. für Obergurgl die negativen Trends um 1930). Nicht signifikante Trends sind in der Trendmatrixdarstellung weiß gehalten. Die restlichen Daten zeichnen sich nun durch die vier Parameter aus: (1) Vorzeichen des Trendkoeffizienten; (2) Intensität des Trendkoeffizienten in  $0,1\text{ }^\circ\text{C pro Jahr}$ ; (3) Zentraljahr des Fensters und (4) Fensterbreite (Beginn bis Ende).

Der empfohlene Weg, sich der Trendmatrixdarstellung zu nähern, ist folgender: Nach Festlegung des Zentraljahres des gesuchten Trends auf der Abszisse und Wahl einer Fensterbreite auf der Ordinate kann die Farbkodierung abgelesen werden und mit der Farbskala (rechts) verglichen werden. Der entsprechende Wert ist die Trendsteigung in  $0,1\text{ }^\circ\text{C pro Jahr}$ . Durch Multiplikation mit der Fensterbreite ergibt sich die Trendsteigung für die gesamte Trendperiode. Dabei kann grundsätzlich bei kleiner werdenden Fensterbreiten mit größeren Trendsteigungen gerechnet werden. Etwaige Spitzen wirken sich bei kurzen Zeiträumen stärker aus als dies bei größeren Zeiträumen der Fall wäre. Strukturen ähnlich jener, welche z.B. für Obergurgl die negativen

Trends ausmachen und parallelverschoben zur linken Seite des Dreiecks wirken, weisen alle dasselbe Startjahr für die Trends auf. Dies ist auch in der ergänzenden Darstellung der Trendsteigungen ersichtlich.

Generell zeigt sich, dass an allen betrachteten Stationen signifikante Temperaturzunahmen für kurze und lange Perioden zu nahezu den gleichen Zeiten vorkommen (Abb. 6a–d). Anders ist dies jedoch für die signifikanten Temperaturabnahmen. Die hochalpinen Stationen des Sonnblick (Abb. 6c) und der Zugspitze (Abb. 6d) spiegeln die Temperaturentwicklung der Talstationen nicht wider.

## 6. Diskussion

---

Es wurde bereits mehrfach darauf hingewiesen, dass sich durch Wahl der Periodenlänge die Aussage eines Trends „manipulieren“ lässt. Durch Aufsplitterung in Jahreszeiten und durch die Verwendung von Stationen in unterschiedlichen Höhenlagen wurde versucht, eventuelle Unterschiede der Trends herauszuarbeiten.

Vergleiche mit verschiedenen anderen Autoren liefern kein einheitliches Bild. An der Tatsache einer säkularen Temperaturerhöhung mit besonders starker Intensität in den letzten drei Dekaden wird nicht gerüttelt. Nicht unerwähnt soll in diesem Zusammenhang ein Blick auf die Temperaturentwicklung der gesamten Nordhalbkugel mit ihren ca. 2.000 Reihen bleiben. Seit dem 19. Jahrhundert

hat sich gegenüber der nordhemisphärischen Reihe im GAR-Raum mit seinen 135 Einzelreihen eine doppelt so starke Erwärmung gezeigt. Böhm & Auer (2007) betonen: „Innerhalb des GAR-Raumes zeigen sich in allen Teilregionen hochgradig ähnliche Trends. Die Temperaturentwicklung von Marseille, Karlsruhe oder Budapest bis zur Zugspitze und zum Sonnblick in der 3000er-Region der Alpen verlief praktisch gleich. Anders lautende frühere Behauptungen, dass sich die Hochalpen stärker erwärmt hatten als die Umgebung, hatten sich als haltlos herausgestellt.“

Dennoch bedürfen die Besonderheiten der beiden Bergstationen Zugspitze und Sonnblick – nämlich nur signifikante Trends mit positivem Vorzeichen aufzuweisen – einer weiteren Untersuchung. Eine Auflösung in Jahreszeiten zeigt, dass die Winterwerte in diesen Höhenlagen durchaus das Jahresbild dominieren können.

## Literatur

- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P.D., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z. & Nieplova, E. (2007) HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760-2003. *International Journal of Climatology* 27: 17-46.
- Böhm, R. (2009) Klimarekonstruktion der instrumentellen Periode – Probleme und Lösungen für den Großraum Alpen. *alpine space – man & environment* 6: 145-164.
- Böhm, R., Schöner, W., Auer, I., Hynek, B., Kroisleitner, C. & Weyss, G. (2007) Gletscher im Klimawandel. ZAMG Wien.
- Böhm, R. & Auer, I. (2007) 250 Jahre Klimavariabilität in den Alpen. *Wiener Mitteilungen*, Band 206: 17-28.
- DWD Klimadaten-Monatswerte, (1. Juli 2014), [http://www.dwd.de/klima\\_umwelt](http://www.dwd.de/klima_umwelt).
- Institute of Meteorology and Geophysics (2013) Climate Data Obergurgl, 1953-2011, <http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.806635>.
- Helsel, D.R. & Hirsch, R.M. (2002) *Statistical Methods in Water Resources*. Book 4, <http://pubs.usgs.gov/twri/twri4a3/>
- Koch, E.M. & Erschbamer, B. (eds) (2013) *Klima, Wetter, Gletscher im Wandel*. Alpine Forschungsstelle Obergurgl 3, Innsbruck university press, Innsbruck.
- Kuhn, M., Dreiseitl, E. & Emprechtinger, M. (2013) *Temperatur und Niederschlag an der Wetterstation Obergurgl, 1953–2011*. In: Koch, E.M. & Erschbamer, B. (eds), *Klima, Wetter, Glet-*

- scher im Wandel. Alpine Forschungsstelle Obergurgl 3, innsbruck university press, Innsbruck: 11-30.
- Ohmura, A. (2012) Enhanced temperature variability in high altitude climate change. *Theoretical and Applied Climatology* 110: 499-508.
- Sen, P.K. (1968) Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association* 63: 1379-1389.
- Sprinthall, R.C. (2011) *Basic Statistical Analysis*, 9<sup>th</sup> ed., Pearson, Cloth.
- Wilks, D.S. (2006) *Statistical Methods in the Atmospheric Science*. 2<sup>nd</sup> ed., vol. 91, Academic Press, Oxford.
- ZAMG (2014) HISTALP CSV export (1. Juli 2014), <http://www.zamg.ac.at/histalp/>

Österreichische Akademie der Wissenschaften  
Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung  
Technikerstraße 21a/ICT, 6020 Innsbruck, Österreich  
Martin.Stocker-Waldhuber@uibk.ac.at

Martin Tiefengraber  
Universität Innsbruck  
Institut für Meteorologie und Geophysik,  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
Martin.Tiefengraber@uibk.ac.at

Matteo Ciampa  
Österreichische Akademie der Wissenschaften  
Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung  
Technikerstraße 21a/ICT, 6020 Innsbruck, Österreich  
Matteo.Ciampa@gmail.com

### Verzeichnis der Autoren:

---

Ekkehard Dreiseitl  
Universität Innsbruck  
Institut für Meteorologie und Geophysik  
Innrain 52, 6020 Innsbruck, Österreich  
Ekkehard.Dreiseitl@uibk.ac.at

Martin Stocker-Waldhuber  
Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg  
Institut für Geowissenschaften und Geographie, Physische Geographie  
Von-Seckendorff-Platz 4, 06120 Halle, Deutschland