

Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, Gößnitztal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern, Österreich)

Karl Krainer & Wolfram Mostler

Eingelangt am 13.9.2000

1 Zusammenfassung

Der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar, auf der Ostseite des Gößnitztales (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern), ist ein zungenförmiger Blockgletscher mit einer ausgeprägten Oberflächenmorphologie aus longitudinalen und transversalen Rücken und Vertiefungen. Im steilen Stirnbereich sackt die aktive Zunge treppenartig an transversalen Zerrspalten und Gleitflächen ab.

Das Abflussverhalten dieses Blockgletschers ist durch starke saisonale, witterungsbedingte Schwankungen geprägt mit Abflussspitzen bis zu 300 l/s bei der Quelle Nord und bis zu 100 l/s bei der Quelle Süd. An warmen Schönwettertagen sind auch deutlich ausgeprägte Tagesschwankungen im Abfluss zu beobachten. Trotz starker Schwankungen im Abfluss bleibt die Wassertemperatur der beiden Quellen den ganzen Sommer über konstant knapp unter 1 °C.

Das thermische Verhalten der Schuttlage ist sehr komplex und wird vor allem vom Witterungsablauf, der Mächtigkeit und der Zusammensetzung (Korngröße) der Schuttlage sowie vom darunter liegenden Eiskörper beeinflusst. Gleichzeitig bildet die Schuttlage auch eine wirksame Isolierschicht, unter dem Schuttkörper ist die Ablation stark herabgesetzt.

Die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) erreichten im Gößnitztal im Winter 1998/99 -4,7 °C am Blockgletscher im Tramerkar und Beilkar, -7,4 °C am Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar und -7 °C am Blockgletscher beim Vordersee. Die BTS-Temperaturen auf den Blockgletschern wurden auch unter einer dickeren Schneedecke vom Witterungsablauf beeinflusst, im Hochwinter wurden Temperaturschwankungen von 1-3 °C beobachtet. Außerhalb aktiver Blockgletscher, über permafrostfreiem Untergrund, lagen die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke meist nur knapp unter dem Gefrierpunkt, Temperaturen unter -2 °C wurden nicht gemessen.

Aufgrund der vorliegenden Ergebnisse kann der Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar als typischer „ice-cored rock glacier“ (Blockgletscher mit einem Eiskern) bezeichnet werden, der sich aus einem schuttbedeckten Kargletscher entwickelt hat.

2 Summary

The active rock glacier of Hinteres Langtal Kar, Gößnitz Valley (Schobergruppe, Hohe Tauern National Park, Austria)

The active rock glacier in the Hinteres Langtal Kar on the eastern side of the Gößnitz Valley is a tongue-shaped rock glacier with well developed longitudinal and transversal ridges and furrows on the surface. At the steep front the active snout sinks stepwise along transversal fissures and gliding planes.

The discharge of this rock glacier is characterized by strong seasonal variation due to weather conditions, showing peak discharges up to 300 l/s at the meltwater stream of the northern spring and up to 100 l/s at the southern spring. During fair weather periods daily runoff variation is observed. In spite of this pronounced variation in discharge, the water temperature of the two rock glacier springs remains constantly below 1 °C during the melting season.

The thermal regime of the debris layer is very complex and mostly influenced by the weather conditions, the thickness and composition (grain size) of the debris layer, and the underlying ice body. The debris mantle acts as an effective insulating layer, below the debris layer ablation is strongly reduced.

In the Gößnitz Valley the following minimum temperatures were recorded at the base of the winter snow cover (BTS) during the winter 1998/99: -4.7 °C at the rock glaciers in the Tramerkar and Beilkar, -7.4 °C at the rock glacier in the Hinteres Langtal Kar and -7 °C at the rock glacier near the Vordersee. Even under a thicker snowpack BTS-temperatures on the rock glaciers were influenced by the local weather conditions, causing temperature variation of 1-3 °C in January, February and March. Outside active rock glaciers, on permafrost-free ground, temperatures at the base of the winter snow cover (BTS) generally remained slightly below the freezing-point, temperatures below -2 °C were not recorded.

Based on the data under discussion the active rock glacier in the Hinteres Langtal Kar is regarded to be a typical ice-cored rock glacier which developed from a debris covered cirque glacier.

3 Keywords

Hohe Tauern National Park, Schobergruppe, active rock glacier, discharge, water temperature, thermal regime, BTS-temperature

4 Einleitung

Blockgletscher sind lappen- bis zungenförmige Körper aus gefrorenem Lockermaterial (Hangschutt, Moräne) und Eislinsen bzw. Eiskörpern, die sich langsam hangabwärts bewegen. Die Bewegung erfolgt ähnlich wie bei Gletschern durch Kriechprozesse als Folge der internen Deformation, möglicherweise auch durch basales Gleiten (KRAINER & MOSTLER 2000).

Obwohl Blockgletscher seit mehr als 40 Jahren untersucht werden, wird über deren Entstehungsprozesse nach wie vor eine sehr kontroverielle Diskussion geführt. Während BARSCH (1992, 1996) und HAEBERLI (1985, 1989) Blockgletscher ausschließlich als Erscheinungen des alpinen Permafrostes auffassen und andere Entstehungsmöglichkeiten strikt ablehnen, betonen andere Autoren (u.a. CLARK et al. 1994, JOHNSON 1980, JOHNSON & LACASSE 1988, HUMLUM 1996, KONRAD et al. 1999, OUTCALT & BENEDICT 1965, POTTER 1972, WHALLEY & MARTIN 1992, WHALLEY et al. 1994, WHALLEY & PALMER 1998, WHITE 1971, 1976) auch die Möglichkeit der Entstehung aus zurück-schmelzenden schuttbedeckten Kargletschern.

In einer inzwischen klassischen Arbeit über Blockgletscher entwickelten WAHRHAFTIG & COX (1959) die Vorstellung, dass Blockgletscher in der Alaska Range aus grobem Schutt und einer Matrix aus Eis zusammengesetzt sind, wobei sich das Eis durch das Gefrieren von Schmelzwasser im Zwickelraum des Blockwerks gebildet hat. Nach dieser Vorstellung sind Blockgletscher als Permafrosterscheinungen aufzufassen. Diese Vorstellung wurde von anderen Autoren aufgegriffen und dahingehend erweitert, dass alle Blockgletscher ausschließlich Permafrosterscheinungen darstellen (siehe BARSCH 1996, HAEBERLI 1985). Allerdings konnten bereits POTTER (1972) und zuletzt ACKERT (1998), CLARK et al. (1996, 1998), POTTER et al. (1998) am Galena Creek Blockgletscher (Wyoming, USA) eindeutig belegen, dass dieser sehr wohl einen Kern aus reinem, geschichtetem Eis (Gletschereis) besitzt und sich aus einem Kargletscher entwickelt hat.

POTTER (1972) bezeichnet Blockgletscher, die sich aus echten Gletschern entwickeln, als „ice-cored rock glaciers“ (Eiskern-Blockgletscher) und jene, die nicht glazialen Ursprungs sind und somit Permafrosterscheinungen darstellen, als „ice-cemented rock glaciers“ (Eis-zementierte Blockgletscher).

Blockgletscher zählen zu den wichtigsten und häufigsten morphologischen Erscheinungen des Hochgebirges. Sie sind in den Ostalpen, vor allem in den Zentralalpen, oberhalb ca. 2500 m Seehöhe weit verbreitet. Im Bereich des Nationalparks Hohe Tauern weisen die Gebirgsgruppen südlich des Tauernhauptkammes (Lasörlinggruppe und Schobergruppe) die höchste Dichte an Blockgletschern auf (LIEB 1991).

Mit den Blockgletschern der östlichen Schobergruppe (Kärnten) hat sich erstmals LIEB (1986, 1987) intensiv auseinander gesetzt, während die Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol) von BUCHENAUER (1990) diskutiert wird.

In der Schobergruppe befinden sich nach LIEB (1996) insgesamt 126 Blockgletscher, davon sind 67 intakt. Auf das Gößnitztal entfallen nach LIEB (1986, 1996) elf aktive, ein inaktiver und fünf fossile Blockgletscher. Darüber hinaus wurden bislang zwei weitere Blockgletscher im Nationalpark Hohe Tauern genauer untersucht, nämlich der Tauernfleck-Blockgletscher im Hollersbachtal (Venedigergruppe) von LIEB & SLUPETZKY (1993) sowie der Dösener Blockgletscher im Dösener Tal (Ankogelgruppe) von LIEB (1996), KAUFMANN (1996) und SCHMÖLLER & FRUHWIRTH (1996).

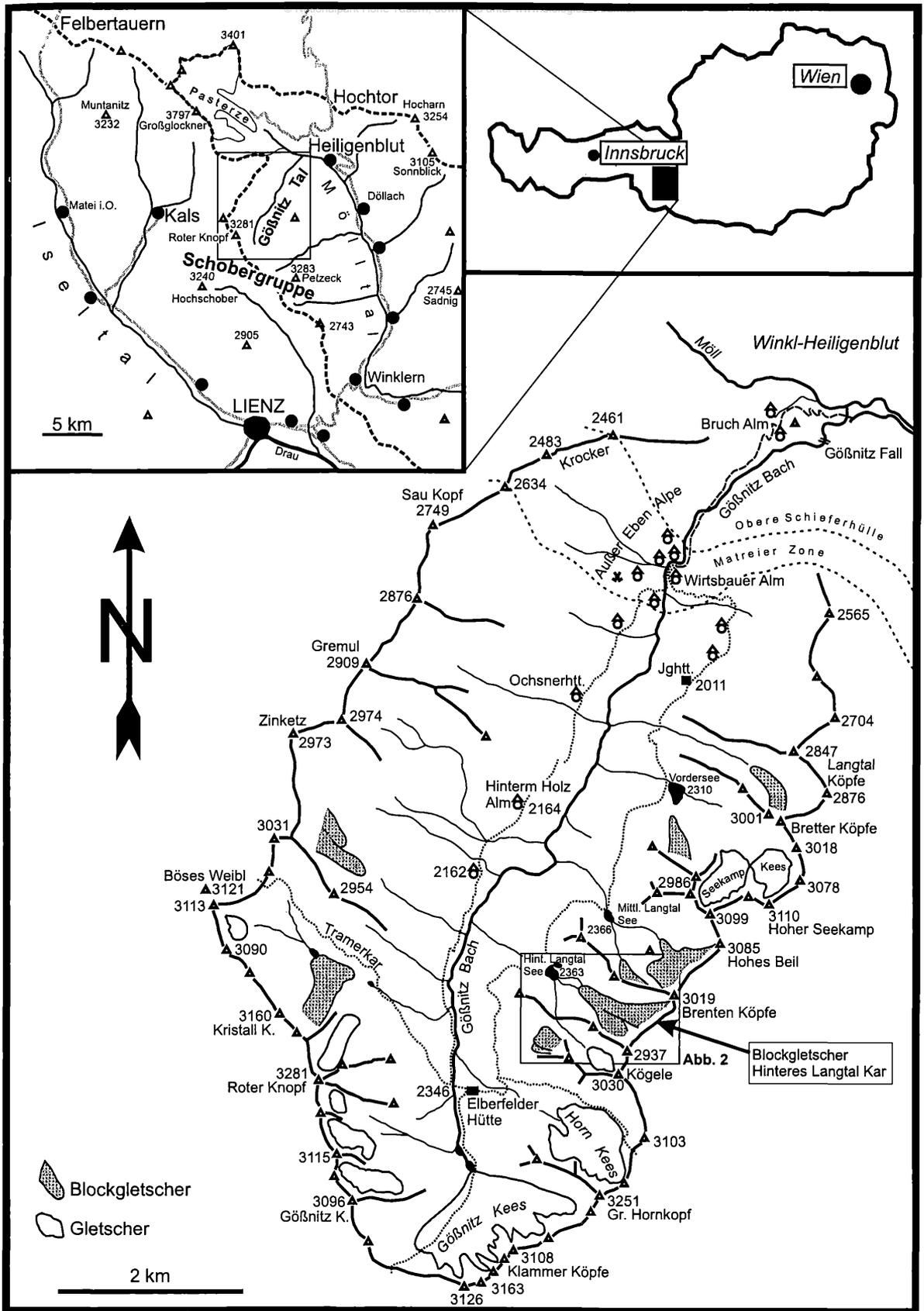


Abb. 1: Geographische Übersichtskarte des Gösnitztales mit Lage des untersuchten Blockgletschers im Hinteren Langtal Kar

Fig. 1: Map of the Gösnitz Valley with location of the studied rock glacier in Hinteres Langtal Kar

Im Rahmen eines Forschungsprojektes wurden im Gößnitztal (Schobergruppe, Nationalpark Hohe Tauern) die aktiven Blockgletscher im Tramerkar, Beilkar und Hinteren Langtal Kar sowie der inaktive Blockgletscher südlich des Vordersees hinsichtlich Aufbau, Dynamik und Entstehung untersucht. In der vorliegenden Arbeit wird der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar im Detail präsentiert. Dabei werden Daten zur Entstehung und Dynamik, insbesondere zur Morphologie, zum thermischen Verhalten der Schuttlage und zum Abflussverhalten vorgestellt und diskutiert.

5 Untersuchungsgebiet

5.1 Lage

Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist der aktive Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar auf der östlichen Talseite des Gößnitztales (Schobergruppe), ca. 8 km südwestlich von Heiligenblut (siehe Übersichtskarte Abb. 1 sowie Abb. 2 und 3).

Das Gößnitztal ist das längste und am wenigsten erschlossene Seitental des Oberen Mölltales, das von Winkl-Heiligenblut 10 km in südwestlicher Richtung in die zentrale Schobergruppe hineinführt. Es ist ein stark glazial überprägtes Trogtal, das mit einer Steilstufe in das Mölltal mündet und somit ein klassisches Hängetal darstellt.

Auch das Hintere Langtal Kar entstand durch die glaziale Überprägung während der quartären Vereisungsphasen. Es ist ein klassisches Kar, geprägt durch eine aus Moränenmaterial geformte Kar-schwelle, einen flachen, vom Hinteren Langtal See eingenommenen Karboden und eine dahinterliegende Steilstufe, über der ein weiteres Kar (in dieser Arbeit als Hinteres Langtal Kar bezeichnet) liegt, das von einem aktiven Blockgletscher eingenommen wird.

5.2 Geologie

Die Schobergruppe wird aus metamorphen Gesteinen („Altkristallin“) aufgebaut, die dem mittelostalpinen Deckenstockwerk zugeordnet und in zwei geologische Einheiten (Südeinheit und Nordeinheit) gegliedert werden (TOLLMANN 1977).

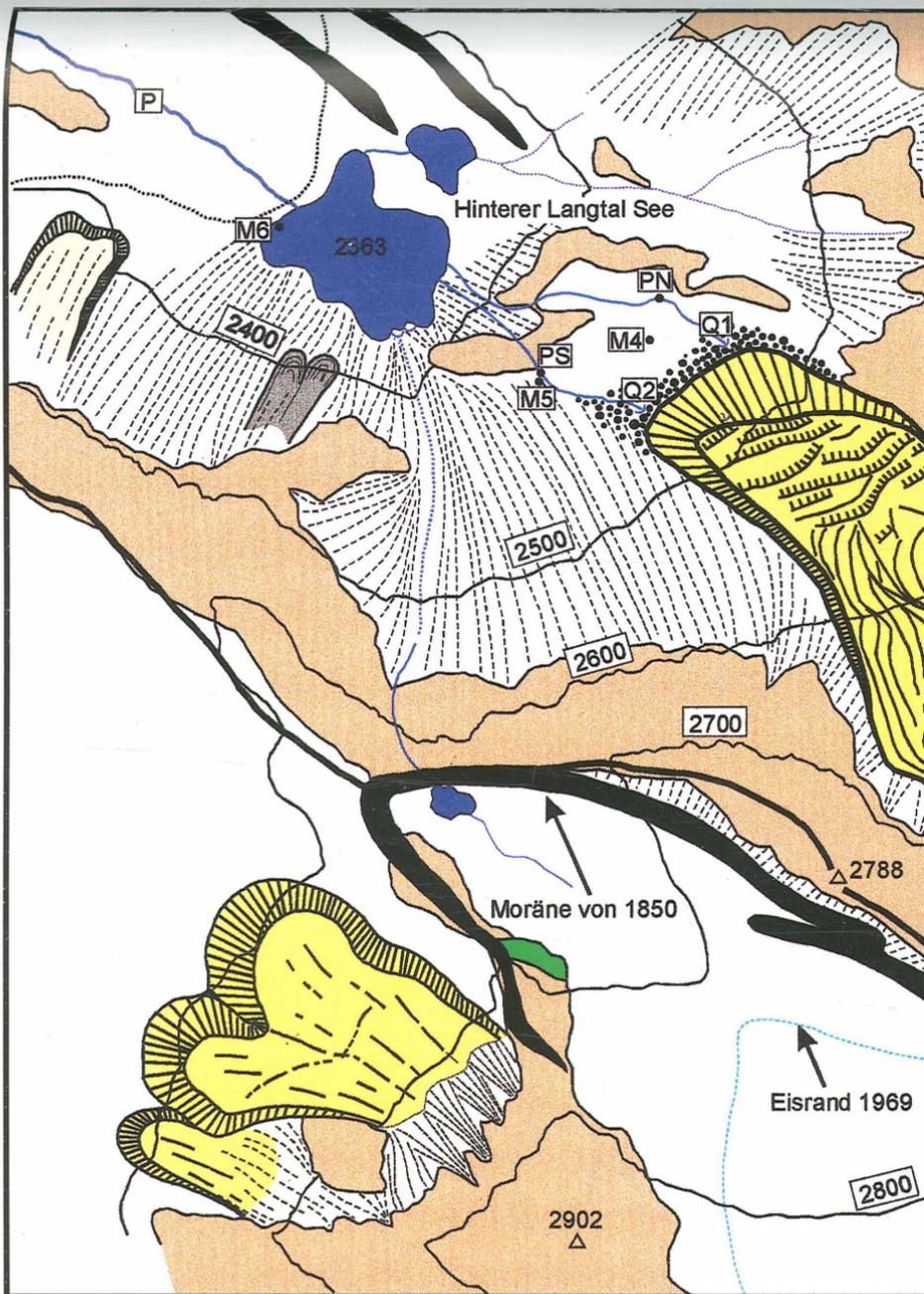
Die Blockgletscher des Gößnitztales liegen alle in der Gesteinszone der Nordeinheit. Die weitaus häufigsten Gesteine im Gößnitztal sind verschiedene Typen von Granatglimmerschiefern, daneben treten auch Hellglimmerschiefer, Biotit-Chloritschiefer, Granatglimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten, Staurolithglimmerschiefer, geringmächtige Graphitschiefer, Hornblendegarbenschiefer sowie Quarzitschiefer und Quarzite und verschiedene Typen von Paragneisen auf (ANGEL 1929). Eingeschaltet sind zum Teil mächtige Amphibolite (meist Bänderamphibolite), Serpentinite und Orthogneise.

Die Schieferung streicht im gesamten Bereich ungefähr E-W und fällt meist steil nach Süden ein. Glimmerschiefer und Amphibolite sind stellenweise im dm- bis m-Bereich verfaltet, die Faltenachsen streichen ebenfalls ungefähr E-W.

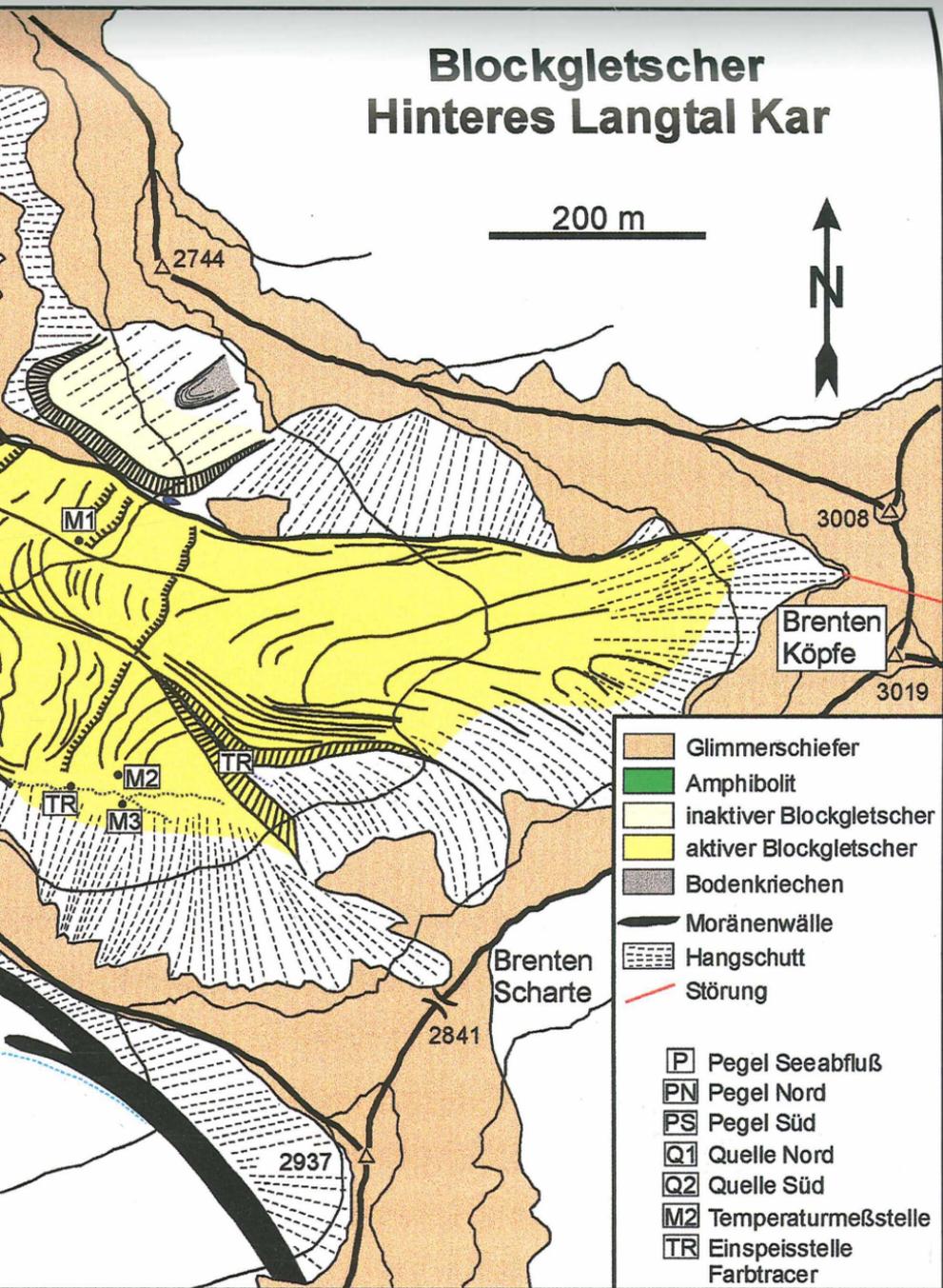
Die Gesteine werden von zahlreichen Störungen durchschlagen. Die größten Störungen verlaufen ebenfalls in E-W-Richtung und machen sich oft morphologisch deutlich bemerkbar. Als Folge der steilstehenden Schieferung und der starken Zerlegung der Gesteine durch die zahlreichen Störungen sind die Gesteine in den Grat- und Kammgebieten der Frostverwitterung extrem ausgesetzt und entsprechend stark aufgelockert, vor allem entlang von Störungen. Dies führt besonders im Frühjahr zu einem starken Schuttanfall, insbesondere in den steilen nord- bis westseitigen Felsflanken.

Abb. 2: Geologisch-morphologische Karte des Blockgletschers im Hinteren Langtal Kar südöstlich des Hinteren Langtal Sees

Fig. 2: Geologic-morphologic map of the rock glacier in Hinteres Langtal Kar southeast of Hinterer Langtal See



Blockgletscher Hinteres Langtal Kar



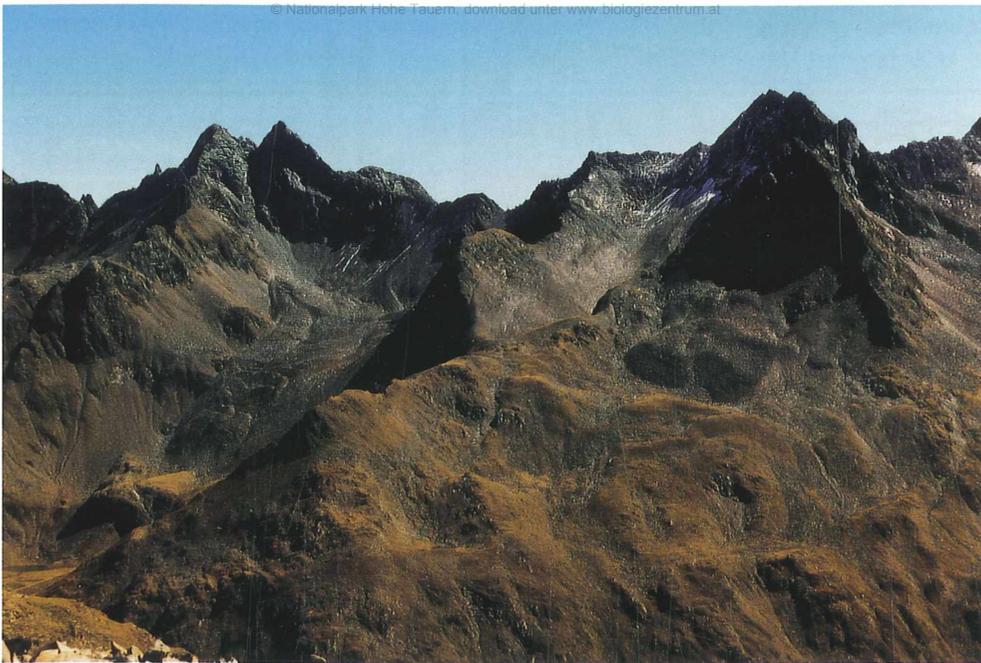


Abb. 3: Blick vom Tramerkar nach Osten. Links im Bild die Brentenköpfe (3019 m) und das Hintere Langtal Kar mit dem größten und aktivsten Blockgletscher des Göbnitztales. Rechts im Bild das Kögele (3030 m), darunter ist in der Bildmitte ein weiterer kleiner Blockgletscher zu erkennen. (Aufnahme vom 10.9.1998)

Fig. 3: View from Tramerkar to the Brentenköpfe (3019 m) and Hinteres Langtal Kar with the largest and most active rock glacier of the Göbnitz Valley (left). On the right is the Kögele (3030 m), another small rock glacier is visible in the center below. (Photo taken on Sept. 10th, 1998)

5.3 Klima

Die Schobergruppe liegt im atlantisch/subatlantisch-kontinentalen Klimaregime, das auch noch vom mediterranen Klima („Vb-Wetterlagen“) beeinflusst wird (BUCHENAUER 1990, TOLLNER 1952, 1969).

Die höchsten Regionen der Schobergruppe erhalten Jahresniederschlagsmengen von 1600-1800 mm (BAUMGARTNER et al. 1983, BUCHENAUER 1990) bzw. 1750-2000 mm (HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH 1953). Das Niederschlagsmaximum fällt in den Sommer, durch den mediterranen Einfluss kann im Herbst ein sekundäres Niederschlagsmaximum auftreten. Die Wintermonate, vor allem Jänner und Februar, sind meist sehr niederschlagsarm.

Die Nullgrad-Grenze steigt im April rasch auf eine Höhe von 1800-1900 m an, liegt im Mai meist um 2500-2600 m (Einsetzen der Schneeschmelze auf den aktiven Blockgletschern) und steigt im Juni auf 3000 m. Im Juli und August liegt die Nullgrad-Isotherme im Bereich der höchsten Gipfel, in den letzten Sommern auch häufig weit darüber, fällt im September langsam wieder auf 3000 m, im Oktober und November rasch auf unter 2000 m.

Mit Permafrost ist oberhalb der Nullgrad-Jahresisotherme der Luft zu rechnen, die in den letzten Jahren in der Schobergruppe aufgrund der leichten Erwärmung von 2150-2200 m (BUCHENAUER 1990) auf ca. 2300 m angestiegen ist. In 2500 m Seehöhe weisen die Monate Mai bis September positive Monatsmittelwerte auf, in 3000 m Seehöhe sind es nur mehr vier Monate (Juni bis September).

Grundlage für alle Untersuchungen bildete eine detaillierte geologisch-morphologische Kartierung der Blockgletscher und deren Einzugsgebiete einschließlich des Festgesteinsrahmens. Die Geländekartierung wurde durch die Auswertung von Luftbildern ergänzt.

Zur Untersuchung der Korngröße und Korngrößenverteilung der obersten Lage des Schuttmantels wurden an grob- und feinkörnigen Stellen auf Flächen von 5 m x 5 m bis 10 m x 10 m an jeweils 150 Geröllen der längste Korndurchmesser gemessen.

Zur Untersuchung der Lufttemperatur im Schuttmantel der Blockgletscher wurden insgesamt 20 Temperatursonden bis zu einer Tiefe von 150 cm installiert, davon acht Sonden am Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar (Optic Stow Away Temperature Logger der Firma Onset Computer Corporations, USA), die alle zwei Stunden die Temperatur messen und speichern (Abb. 4). Die Messgenauigkeit liegt bei $\pm 0,2$ °C. Auch die Wassertemperatur der Blockgletscherquellen (BG-Quellen) sowie die Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) wurde mit diesen Temperatursonden erfasst. Mit einem geeichten Schöpfthermometer wurden an den BG-Quellen immer wieder zusätzliche Eichmessungen durchgeführt.



Abb. 4: Die Temperatursonden wurden zum Schutz in kurze Aluminiumrohre montiert und dann in verschiedenen Tiefen in der Schuttlage des Blockgletschers positioniert.

Fig. 4: For protection the temperature loggers were installed in short aluminium tubes and then positioned at various depths in the debris layer of the rock glacier.

Ein beträchtlicher Teil der Schmelzwässer verlässt den Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar an zwei Blockgletscherquellen am Fuße der Stirn und fließt in Form von zwei Bächen in den Hinteren Langtal See. Diese zwei Bäche durchfließen auf den ersten ca. 100 m flaches Gelände und boten daher günstige Voraussetzungen für die Einrichtung von zwei Pegelmessstellen.

Zur Messung der Abflussmengen wurde bei der südlichen BG-Quelle ca. 50 m unterhalb des Quellaustrittes im Bachgerinne eine Pegelmessstelle installiert (Abb. 5). Die Pegelhöhe wurde vom

24. Juli bis zum 30. Oktober 1998 und vom 25. Mai bis 28. Oktober 1999 mit einem Schwimmpegel (MDS-Floater von SEBA Messtechnik) gemessen (Messintervall 30 min). Im Jahr 1999 wurde zusätzlich beim Abfluss der nördlichen Quelle ca. 50 m unterhalb der Quelle ein Druckpegel (Druckpegelsonde der Firma Logotronic) installiert (Messintervall 30 min, Messperiode 25.5. – 28.10.1999; Abb. 6).

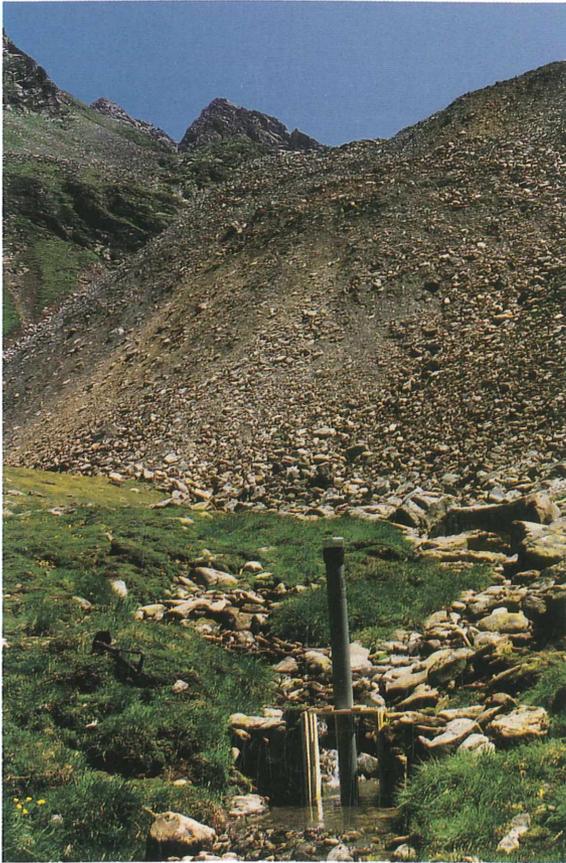


Abb. 5 (Fig. 5)

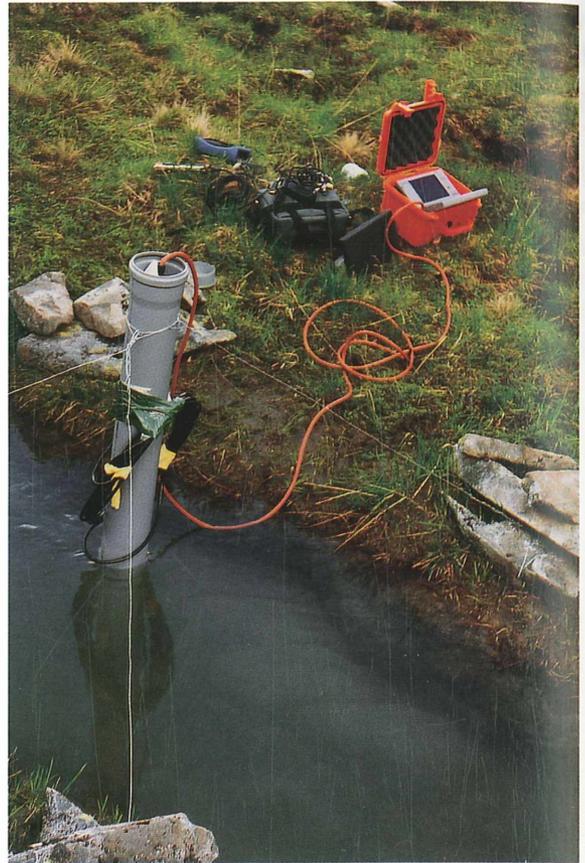


Abb. 6 (Fig. 6)

Abb. 5: Pegelmessstelle am Bach der Blockgletscherquelle Süd. Im Pegelrohr wurde ein Schwimmpegel installiert, der alle 30 min. die Wasserhöhe aufzeichnete. Im Hintergrund ist die steile Blockgletscherstirn erkennbar, aus dem groben Schutt am Hangfuß entspringt die Blockgletscherquelle Süd (Bildmitte).

Fig. 5: Gaging station at the meltwater stream of the southern rock glacier spring. Inside the tube a float gage (SEBA Datalogger Type MDS-Floater) was installed, which recorded the water depth at an interval of 30 minutes. In the background the steep snout of the rock glacier is visible. The southern rock glacier spring (center of photo) has its source in the coarse debris at the base of the snout.

Abb. 6: Pegelmessstelle im Bach der Blockgletscherquelle Nord. Im Pegelrohr wurde eine Druckpegelsonde installiert, die alle 30 min. die Wasserhöhe aufzeichnete.

Fig. 6: Gaging station at the meltwater stream of the northern rock glacier spring. In the tube a pressure transducer was installed, which recorded the water depth at intervals of 30 minutes.

Die Durchflussmenge bei verschiedenen Pegelhöhen wurde mit der Salzverdünnungsmethode (Messgerät QTRACE der Firma Logotronic) ermittelt und daraus eine Eichkurve erstellt. Zusätzlich wurden jeweils die Wassertemperatur und die elektrische Leitfähigkeit gemessen. Die Temperatur- und Pegelmessungen werden weitergeführt.

Um die Zusammenhänge zwischen dem Temperaturverlauf in der Schuttlage der einzelnen Blockgletscher und dem Witterungsablauf besser zu verstehen, wurden die Temperaturdaten mit den Klimadaten der nächstgelegenen Wetterstation in Heiligenblut verglichen.

7 Ergebnisse

7.1 Morphologie des Blockgletschers im Hinteren Langtal Kar

Im Hinteren Langtal Kar befindet sich der größte und eindrucksvollste aktive Blockgletscher des Gößnitztales (mo 124 im Gletscherinventar von LIEB 1996). Dieser Blockgletscher ist etwas mehr als 600 m lang, und bedeckt eine Fläche von knapp 0,2 km². Er endet in Form einer sehr steilen und äußerst aktiven Stirn in einer Seehöhe von 2480 m (Abb. 2, 3, 7), die höchsten Punkte liegen in 2740-2750 m. Es ist ein typischer zungenförmiger Blockgletscher mit ausgeprägten longitudinalen und transversalen Rücken und Mulden auf seiner Oberfläche.

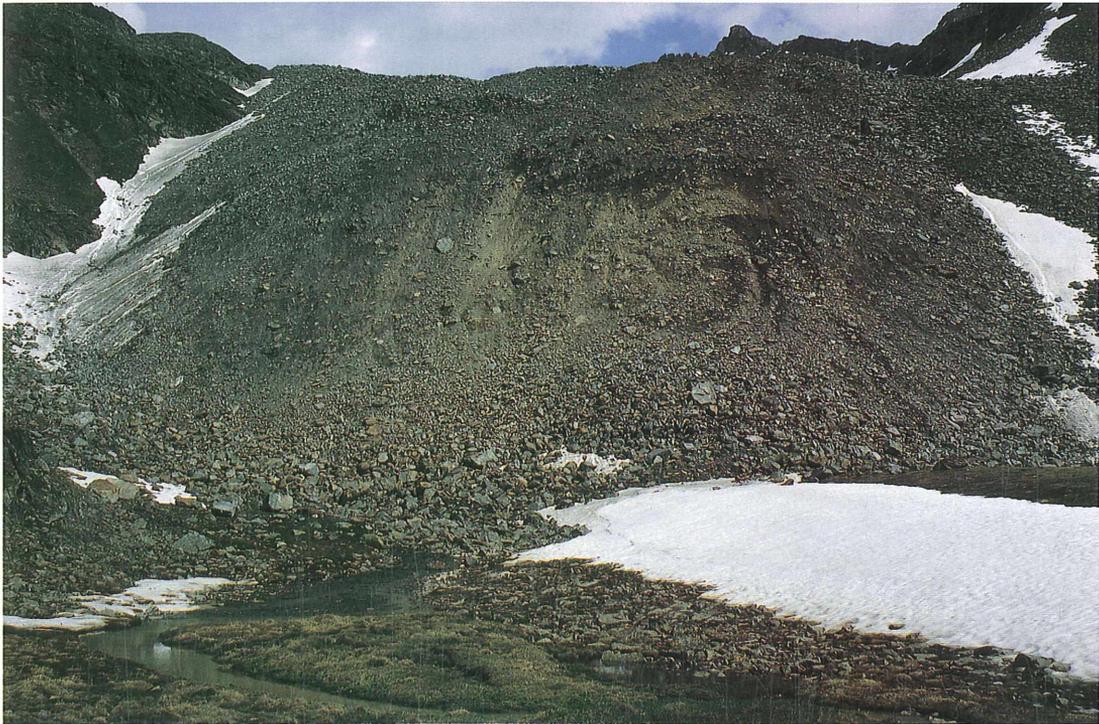


Abb. 7: Blick auf die steile, aktive Stirn des Blockgletschers im Hinteren Langtal Kar. Im Blockwerk am Fuß der steilen Stirn (links unten im Bild) entspringt die Blockgletscherquelle Nord. (Aufnahme vom 22.6.1998)

Fig. 7: View of the steep, active snout of the rock glacier in Hinteres Langtal Kar. The northern rock glacier spring (lower left) has its source in the debris at the base of the steep snout. (Photo taken on June 22nd, 1998)

Dieser Blockgletscher besitzt zwei Wurzelzonen:

Eine (a) südliche Wurzelzone liegt am Fuß der steilen Felswand des Gipfels mit der Höhenkote 2937 m (Abb. 8). Am Fuß dieser Felswand befindet sich eine ausgeprägte, ca. 8-10 m tiefe Depression. In der Depression sowie am südlichen Hangfuß befindet sich unter einer dünnen, meist nur 50 cm mächtigen Schuttlage massives Eis. Auf der Eisoberfläche fließt Schmelzwasser in die Depression und versickert im Schutt des Blockgletschers. Die Depression entstand durch das Abschmelzen eines kleinen Kargletschers, der in der ÖSTERREICHISCHEN KARTE aus dem Jahre 1932 (ÖK 1:50.000, Blatt 179, Lienz) noch eingetragen ist und die gesamte Mulde ausfüllte. In der Nähe

der Depression konnte am Blockgletscher ein mindestens 6 m tiefer Schacht, vermutlich eine Eisspalte, entdeckt werden.

Die (b) östliche Wurzelzone liegt am Fuß der steilen Westwand des Grates zwischen den Brenten Köpfen und der Brenten Scharte.

Die höchsten Punkte im Einzugsgebiet sind die Brenten Köpfe (3008 m und 3019 m) und der Gipfel mit der Höhenkote 2937 m. Die Felswände überragen den Blockgletscher im Bereich der südlichen Wurzelzone um 100-200 m, im Osten um 100 m (Brenten Scharte) bis 250 m (Brenten Köpfe). Die Felswände sind durchwegs sehr steil, stark geklüftet und zusätzlich durch intensive Frostverwitterung stark aufgelockert, was einen entsprechend großen Schuttanfall zur Folge hat.

Zwischen der südlichen und der östlichen Wurzelzone befindet sich ebenfalls eine mehrere Meter tiefe Depression, in der im Sommer der Schnee sehr lange liegen bleibt. Nach dem Abtauen des Schnees ist unter einer geringen Schuttbedeckung Eis vorhanden, an dessen Oberfläche Schmelzwasser fließt und unter dem Schuttmantel abfließt.

Der Blockgletscher ist durch eine ausgeprägte Oberflächenmorphologie charakterisiert (Abb. 8). Der obere Abschnitt weist besonders im Bereich der östlichen Wurzelzone zahlreiche longitudinale Rücken und Vertiefungen auf, ebenso am Westrand der südlichen Wurzelzone. Im mittleren Abschnitt sind transversale Loben entwickelt. Eine markante Vertiefung trennt die südliche und die östliche Wurzelzone bis auf eine Seehöhe von ungefähr 2600 m, darunter ist keine scharfe Trennung der beiden Teilbereiche mehr erkennbar. Eine weitere Längsrinne ist auch im mittleren Abschnitt des von der östlichen Wurzelzone herabziehenden Teiles entwickelt. In dieser Längsrinne fließen in den Sommermonaten unter einer ca. 1,5-2 m mächtigen Schuttdecke Schmelzwässer auf Eis.



Abb. 8: Blick auf den mittleren und oberen Abschnitt des Blockgletschers. In der Bildmitte befindet sich die südliche Wurzelzone. Deutlich erkennbar sind die longitudinalen Rücken und Vertiefungen an der Blockgletscheroberfläche. (Blickrichtung nach Südosten, Aufnahme vom 9.9.1999)

Fig. 8: View of the middle and upper portions of the rock glacier. The southern rooting zone is located in the center. On the surface of the rock glacier longitudinal ridges and furrows are clearly visible. (View towards southeast, photo taken on Sept. 9th, 1999)

Unterhalb von 2600 m Seehöhe wird auch das Gefälle zunehmend steiler und an der Oberfläche zeigt der Blockgletscher zahlreiche transversal ausgerichtete Vertiefungen, die vermutlich auf Zerrspalten in der gefrorenen Zone unterhalb des Schuttmantels zurückzuführen sind. Unterhalb von 2550 m Seehöhe sind auch mehrere quer zur Fließrichtung des Blockgletschers verlaufende Anrisse erkennbar, an denen die Zunge treppenförmig absackt.

Die steile Zunge enthält einen hohen Anteil an Feinmaterial und ist im Sommer sehr aktiv, fast ständig kollert Material über die steile Böschung zum Fuß der Zunge hinunter. Das Vorfeld der Zunge bildet ein flacher Almboden, der von einem ungefähr ost-west-verlaufenden Rücken durchzogen wird. Das unmittelbare Vorfeld der Zunge ist von zahlreichen größeren Felsböcken bedeckt, die von der Zunge stammen.

Am Fuße der Zunge entspringen zwei Blockgletscherquellen in einer Seehöhe von ca. 2480 m (BG-Quelle Nord und BG-Quelle Süd), die Schmelzwässer fließen in zwei durch den Längsrücken getrennten Bächen zum Hinteren Langtal See. Im Frühsommer 1998 entsprang auch mitten in der Zunge, ungefähr 25 Höhenmeter über der Basis, eine Quelle, die allerdings im Spätsommer wieder versiegte.

Der Blockgletscher wird randlich, im Norden und Südwesten, von steilen, kaum aktiven und teilweise leicht bewachsenen Wällen begrenzt.

Aus der südlichen Wurzelzone wird der Blockgletscher mit bräunlich verwitterten Glimmerschiefern beliefert (viele m³-große Blöcke), der aus der östlichen Wurzelzone entspringende Teil besteht dagegen aus überwiegend grau gefärbten, quarzitäen Glimmerschiefern.

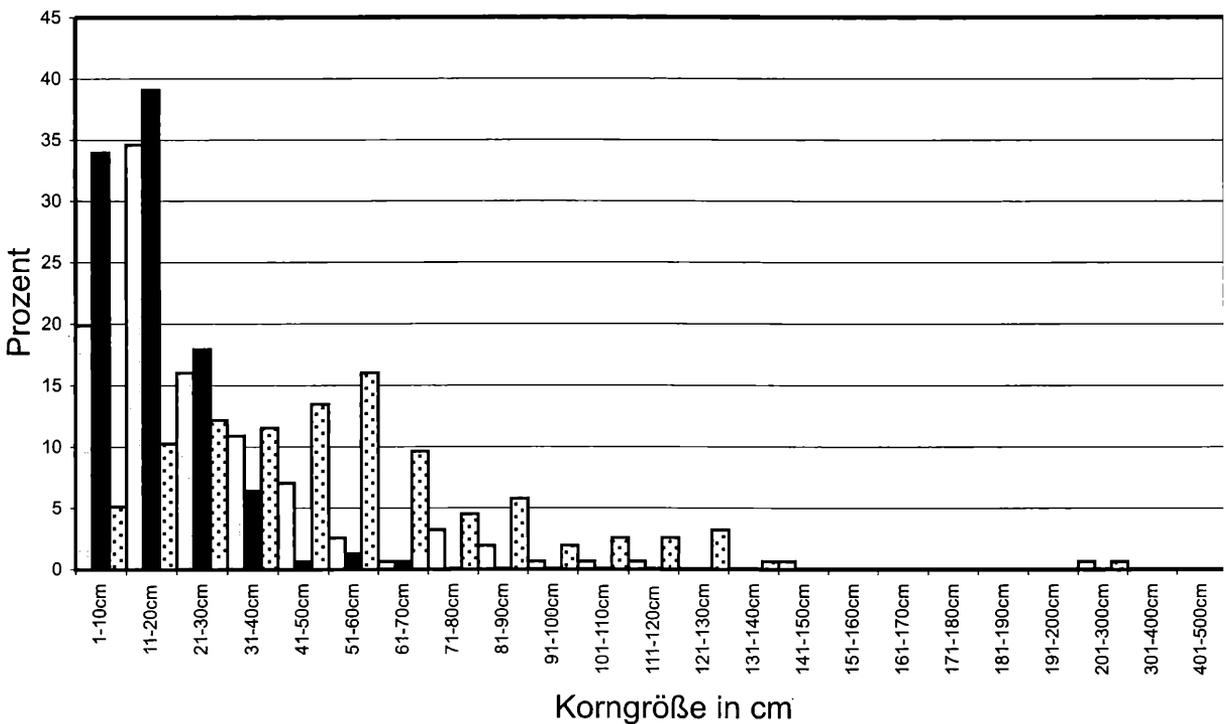


Abb. 9: Korngrößenverteilung an der Oberfläche der ungefrorenen Schuttlage an zwei feinkörnigen (schwarze und graue Balken) und einer grobkörnigen Stelle (gepunktete Balken)

Fig. 9: Grain size distribution at the surface of the unfrozen debris layer at two fine-grained patches (black and grey bars) and a coarse-grained patch (dotted bars)

Die Korngröße und Korngrößenverteilung ist vor allem für das Temperaturverhalten des Schuttmantels entscheidend. Davon abhängig sind die Permeabilität und Porosität, und von diesen beiden Faktoren hängt es wiederum ab, wie rasch atmosphärische Luft in den Schuttmantel eindringen kann. Auch für die hydrologischen Prozesse in aktiven, inaktiven und fossilen Blockgletschern (Abflussverhalten, Speichervermögen) ist die Korngrößenverteilung des Schuttmantels von Bedeutung.

Alle aktiven Blockgletscher besitzen einen bis zu mehrere Meter mächtigen, ungefrorenen Schuttmantel. Am Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar ist im Bereich der Depression in der südlichen Wurzelzone die Schuttlage oft nur wenige dm dick, darunter befindet sich reines Eis. Der Schuttmantel ist an der Oberfläche sehr grobkörnig mit Blöcken im dm- bis m-Bereich, wobei die Korngröße stark schwankt. Nur lokal ist zwischen den Blöcken auch feinkörnigeres Material enthalten.

Im Bereich einer Messfläche mit grobkörnigem Material betrug die durchschnittliche Korngröße 52,6 cm, die meisten Gerölle wiesen Durchmesser zwischen 51 cm und 60 cm auf. Einzelne Blöcke erreichten Durchmesser bis zu > 2 m. Auf zwei Messflächen mit feinkörnigem Material betrug die durchschnittliche Korngröße 27,6 cm und 16,3 cm, der Korndurchmesser der meisten Gerölle lag unter 20 cm, nur selten erreichten Blöcke einen Durchmesser von > 1 m (Abb. 9).

Ähnliche Korngrößenverteilungen wurden am Tramerkar-Blockgletscher und am Blockgletscher im Beilkar festgestellt.

7.3 Hydrologie – Abflussverhalten

Das Abflussverhalten aktiver Blockgletscher ist in hohem Maße an das Zusammenspiel von Temperatur und Niederschlag geknüpft. Eine bereits geringfügige Änderung eines der beiden Parameter bewirkt eine deutliche Änderung im Abflussverhalten. Das Abflussverhalten während der Sommermonate wird einerseits vom sommerlichen Witterungsablauf bestimmt, andererseits aber auch von den vor allem im Frühsommer abschmelzenden Schneereserven des vergangenen Winters sowie vom abschmelzenden Eis im Blockgletscher.

Obwohl in den Sommermonaten aktive Blockgletscher eine beträchtliche Menge an Schmelzwässern liefern, die innerhalb der Blockgletscher ein komplexes Entwässerungsnetz bilden und erosiv wirksam werden können, ist die Schmelzwasserführung aktiver Blockgletscher bislang kaum untersucht. Es fehlen vor allem Abflussmessungen über einen längeren Zeitraum. Im folgenden Kapitel werden Daten über die Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit, Abflussmengen und Abflussschwankungen des Blockgletschers im Hinteren Langtal Kar dargestellt und teilweise anderen Ergebnissen gegenübergestellt.

7.3.1 Wassertemperatur

Eines der auffallendsten Merkmale aktiver Blockgletscher ist die geringe, über den gesamten Sommer ziemlich konstante Wassertemperatur der Schmelzwässer. Beim Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar liegt die Wassertemperatur bei beiden Quellen ständig unter 1 °C, auch bei hohen Abflussmengen.

Deutlich andere Wassertemperaturen lieferte eine Quelle im Tramerkar, deren Wasser nicht nur vom Tramerkar-Blockgletscher, sondern auch vom Tramerkar See, vom Hängegletscher und aus kleineren Quellen nördlich der Blockgletscherstirn stammt. Ende Juni war bei dieser Quelle ein rascher Temperaturanstieg von ~ 0,6 °C bis auf ~ 1,6 °C zu beobachten, Mitte Juli wurden bis zu 2,4 °C gemessen, Ende August erreichte die Wassertemperatur gar einen Wert von 3,2 °C. Außerdem zeigte der Temperaturverlauf stärkere Schwankungen von bis zu 1 °C im Juli und bis zu 2 °C im August. Vor allem Schlechtwettereinbrüche führten kurzfristig zu einem deutlichen Temperaturrückgang. Diese Schlechtwettereinbrüche machten sich auch im Hinteren Langtal Kar bei der Quelle Nord und der Quelle Süd geringfügig bemerkbar, die Temperatur ging kurzfristig um 0,2-0,3 °C zurück.

Die elektrische Leitfähigkeit dient als Maß für den Gehalt der gelösten Inhaltsstoffe im Wasser (Mineralisierung), wobei niedrige Werte eine geringe, hohe Werte eine stärkere Mineralisierung des Wassers anzeigen.

Die Leitfähigkeit der beiden Blockgletscherquellen ist allgemein gering, zeigt aber deutliche tägliche und saisonale Schwankungen in Abhängigkeit von der Abflussmenge. Im Frühsommer (Ende Mai bis Anfang Juli), während hoher Abflussraten, ist die Leitfähigkeit am geringsten, bewegt sich bei der Quelle Süd zwischen 52 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und 91 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und bei der Quelle Nord zwischen 41 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und 89 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Im September, bei deutlich geringeren Abflussraten, steigt die Leitfähigkeit bei der Quelle Süd auf 133-161 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und bei der Quelle Nord auf 121-170 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Die höchsten Werte wurden bei der Quelle Süd Ende Oktober mit Werten von 180-203 $\mu\text{S}/\text{cm}$ gemessen, bei der Quelle Nord liegen sie Ende Oktober bei 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Die unterschiedlichen Werte der elektrischen Leitfähigkeit ergeben sich aus dem Mischungsverhältnis von nicht bis sehr gering mineralisierten Niederschlags- und Schmelzwasser mit stärker mineralisiertem Grundwasser.

7.3.3 Abflussverhalten

Die Schmelzwässer, die im Spätfrühling und Frühsommer vor allem durch das Abschmelzen der winterlichen Schneedecke und durch Niederschlag (Regen) entstehen, sammeln sich in Depressionen und Rinnen am Blockgletscher und fließen im oberen und mittleren Abschnitt häufig an der Eisoberfläche in kleinen Schmelzwasserrinnen meist unter einer nur 1-2 m mächtigen, nicht gefrorenen Schuttlage. Im unteren Teil des Blockgletschers, unterhalb von ca. 2600 m Seehöhe, verschwinden diese oberflächlichen Schmelzwasserrinnen, offensichtlich entlang von Spalten im Eis bzw. im gefrorenen Teil des Blockgletschers, und fließen entlang von Entwässerungskanälen im oder an der Basis des Blockgletschers weiter. Ein beträchtlicher Teil der Schmelzwässer entspringt am Fuß der Stirn in den zwei Blockgletscherquellen und verlässt den Blockgletscher in Form von zwei kleinen Bächen.

Mit Beginn der Schneeschmelze Mitte Mai setzte auch die Schüttung der beiden Quellen ein. Warmes Wetter führte zu einem raschen Anstieg des Schmelzwasserabflusses, wobei Niederschlagsereignisse (Regen) kurzfristig hohe Abflussspitzen verursachten.

Tracerversuche mit Uranin haben gezeigt, dass die Schmelzwässer, die aus der Depression der südlichen Wurzelzone stammen, nicht an einer der beiden Blockgletscherquellen austreten, sondern direkt im Schutt dem Hinteren Langtal See zufließen. Für die ca. 700 m lange Fließstrecke benötigen die Schmelzwässer 5,5 Stunden, was einer durchschnittlichen Fließgeschwindigkeit von 2,1 m/min entspricht.

Die Schmelzwässer aus der östlichen Wurzelzone entspringen großteils an der Quelle Nord. Ein Tracerversuch hat ergeben, dass die Schmelzwässer von der Einspeisestelle in der Nähe der Messstelle M 1 bis zur Quelle Nord (Entfernung ca. 330 m) 6-7 Stunden benötigen, was einer durchschnittlichen Fließgeschwindigkeit von 0,9-1,3 m/min entspricht.

Der Umstand, dass die im Sommer beachtlichen Schmelzwassermengen aus der Depression der südlichen Wurzelzone direkt dem See zufließen, erklärt den sehr niedrigen Grundabfluss der Quelle Süd. Offensichtlich entstammen die Schmelzwässer der Quelle Süd aus einem sehr kleinen Einzugsgebiet, das nur den südlichen Teil der steilen Zunge bis auf eine Seehöhe von ca. 2600 m umfasst.

7.3.4 Pegel Nord, Sommer 1999 (Abb. 10)

Nach einem Anstieg des Abflusses im Mai verursachte das relativ kühle Wetter im Juni relativ geringe Abflussraten, die meist zwischen 10 l/s und 70 l/s lagen. Während eines Schlechtwettereinbruches mit Schneefall am 20. Juni ging die Schüttung auf unter 10 l/s zurück.

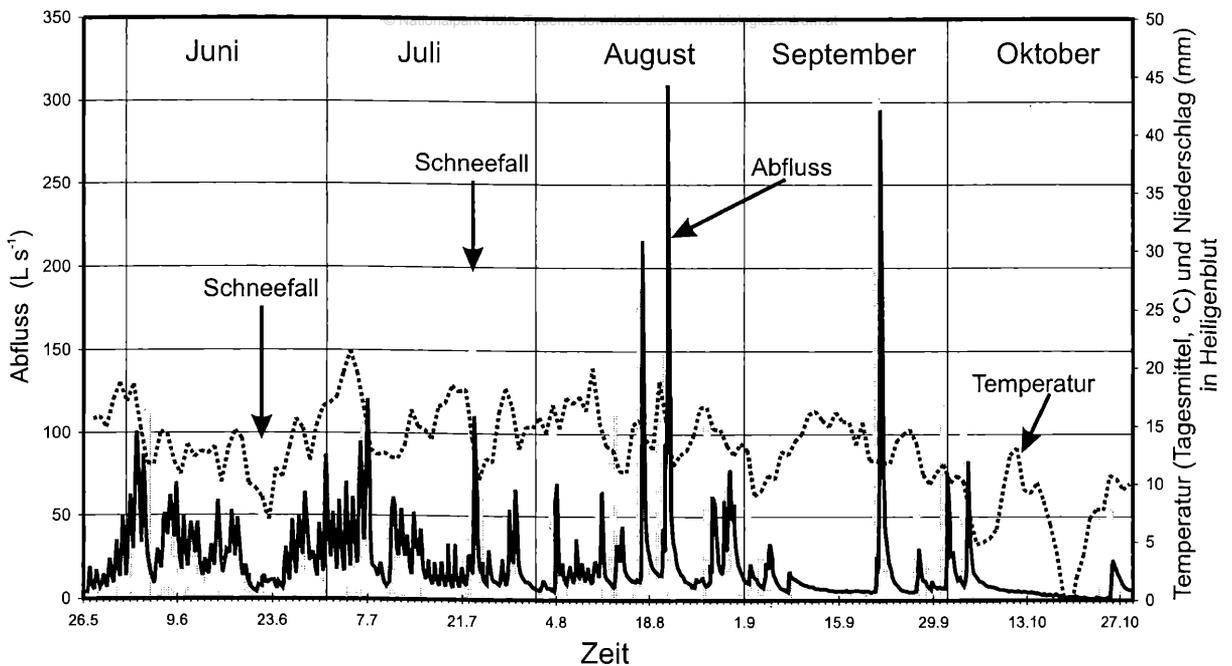


Abb. 10: Abflussganglinie der Pegelmessstation Nord (Messintervall 30 min) und Wetterdaten (Temperatur und Niederschlag) der Station Heiligenblut für den Zeitraum vom 26. Mai bis 28. Oktober 1999

Fig. 10: Hydrograph of the gaging station at the meltwater stream of the northern spring (measuring interval 30 minutes) and weather records (temperature and precipitation) of the weather station at Heiligenblut for the period from May 26th until October 28th, 1999

Der Temperaturanstieg von Ende Juni bis Anfang Juli hatte auch einen kontinuierlichen Anstieg in der Schüttungsmenge zur Folge, bis am 8. Juli ein Temperaturrückgang wiederum einen deutlichen Rückgang im Abfluss verursachte. Im Juli und August lagen die Abflussraten meist zwischen 10 l/s und 40 l/s, Niederschlagsereignisse verursachten jedoch kurzfristige Abflussspitzen von > 100 l/s am 23.7., > 200 l/s am 17.8. und > 300 l/s am 23.8..

Im September lagen die Abflusswerte meist zwischen 5 l/s und 30 l/s. Starkniederschläge am 21. September (44,9 mm Niederschlag in Heiligenblut) verursachten eine extreme Abflussspitze von knapp 300 l/s. Ende September und im Oktober lag der Grundabfluss bei 5 l/s, wurde nur von einzelnen, durch Niederschlagsereignisse ausgelöste Abflussspitzen bis zu 70 l/s unterbrochen.

7.3.5 Tagesschwankungen

Der Zeitraum vom 23.6. bis zum 8.7.1999 war durch ausgeprägte Tagesschwankungen gekennzeichnet, die sowohl vom Temperaturverlauf als auch vom Niederschlag beeinflusst waren (Abb. 11). Während warmer, niederschlagsfreier Schönwetterlagen (1. bis 3.7.) waren die Tagesschwankungen am stärksten ausgeprägt, wobei das Abflussminimum mit 10-20 l/s zwischen 12:30 und 14:00 Uhr (meist um 13:30 Uhr), und das Abflussmaximum mit 50-70 l/s zwischen 21:30 und 00:00 Uhr (meist um 22:00 Uhr) auftrat. Niederschlag am 6.7. führte zu einem Anstieg im Abfluss auf ~ 120 l/s.

Interessant war das Abflussverhalten während der niederschlagsfreien Periode vom 15. bis zum 22.7.. Dieser Zeitraum war durch eine leichte Temperaturzunahme charakterisiert. Der Abfluss war wiederum von deutlichen Tagesschwankungen geprägt, wobei die geringsten Abflusswerte von ~ 8 l/s um 15:00 Uhr und die höchsten Abflusswerte von 18-33 l/s um 23:00 Uhr auftraten.

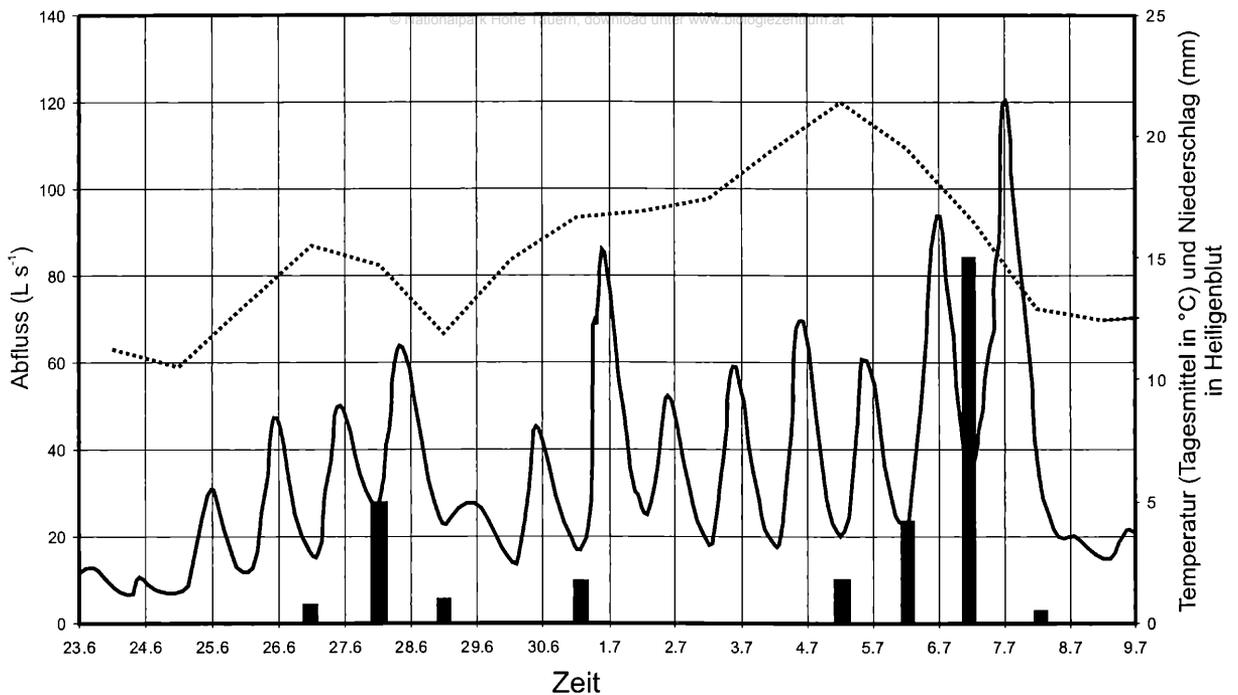


Abb. 11: Abflussganglinie mit ausgeprägten Tagesschwankungen beim Pegel Nord für den Zeitraum vom 23. Juni bis 9. Juli 1999 (Messintervall 30 min). Eingetragen sind auch die Wetterdaten (Temperatur-Tagesmittelwerte und Niederschlag) der Station Heiligenblut.

Fig. 11: Hydrograph of the gaging station at the meltwater stream of the northern spring for the period from June 23th to July 9th, 1999 (measuring interval 30 minutes) showing pronounced diurnal runoff cycles. Weather records (temperature and precipitation) of the weather station at Heiligenblut are also marked.

Allerdings zeigen die unterschiedlich hohen Abflussmaxima, dass neben der Temperatur offensichtlich auch noch andere Faktoren eine Rolle spielen. Denn am 20.7. wurde trotz hoher Temperaturen (Heiligenblut) eine Abflussspitze von lediglich 19 l/s erreicht, während es am Vortag trotz gleich hoher Temperaturen noch um 15 l/s mehr waren. Möglicherweise spielen hier auch die Bewölkung und der Wind eine gewisse Rolle.

7.3.6 Pegel Süd, Sommer 1998 und 1999

Zur Untersuchung des Abflussverhaltens der Blockgletscherquelle Süd wurde bereits 1998 eine Pegelmessstation eingerichtet und mit einem Schwimmpegel (MDS Floater) ausgestattet. Der Pegel war 1998 vom 24. Juli bis 31. Oktober und 1999 vom 26. Mai bis 28. Oktober in Betrieb.

Aufgrund des relativ kleinen Einzugsgebietes ist der Grundabfluss dieser Quelle relativ gering, er liegt von Ende Mai bis Ende Juli meist zwischen 8 und 14 l/s. Im August geht dann der Abfluss leicht zurück, liegt meist zwischen 5 l/s und 8 l/s, im September meist um 5 l/s und geht bis Ende Oktober auf < 1 l/s zurück, bis die Quelle im November völlig zufriert. Bei Kaltlufteinbrüchen kann der Abfluss jederzeit kurzfristig deutlich unter 5 l/s zurückgehen. Tagesschwankungen sind kaum ausgeprägt, an Schönwettertagen schwankt der Abfluss im Tagesgang meist um 2-3 l/s. Stärkere Niederschlagsereignisse verursachen kurzfristig hohe Abflussspitzen. Während dieser Abflussspitzen steigt die Pegelhöhe kurzfristig um bis zu 20 cm (entspricht einem Abfluss von bis zu ca. 100 l/s).

Diese Abflussspitzen zeigen ebenfalls eine deutliche Korrelation mit den Niederschlagsdaten der Wetterstation Heiligenblut. Starke Niederschläge, die auch im Hochgebirge als Regen fallen, führen mit einer leichten Verzögerung von einigen Stunden zu einem kurzfristig starken Anstieg im Abfluss.

Im Sommer 1998 führten die Niederschlagsereignisse Ende Juli (25., 27. und 31. 7.) sowie Mitte August zu einem Anstieg der Pegelhöhe um bis zu 9 cm (entspricht einem Abfluss von bis zu 40-50 l/s). Anfang September (5. und 12.9.) und Anfang Oktober (5.-7.10.) führten stärkere Niederschlagsereignisse zu großen Abflussspitzen mit Pegelhöhen um bis zu 20 cm über dem Grundabfluss (Abflussspitzen bis zu ca. 100 l/s).

Im Sommer 1999 wurden im Juni und Juli keine stärkeren Abflussspitzen registriert. Erst die starken Regenfälle Mitte August ließen den Pegel kurzfristig stark ansteigen: am 16. August um etwas mehr als 20 cm (Abflussspitze ca. 100 l/s) und am 19. August um fast 15 cm (ca. 60 l/s). Auch die starken Niederschläge am 20. September führten nochmals zu einem Anstieg des Pegels um 15 cm. Die Niederschläge am 30. September und 3. Oktober führten dagegen nur zu einem leichten Anstieg von 3-4 cm (entspricht ca. 20-25 l/s).

7.4 Temperaturverhalten der Schuttlage

7.4.1 Temperaturverhalten im Sommer 1998 (Messperiode 24. Juni bis 10. September)

Ein Vergleich der Temperaturdaten (Tagesmittelwerte) aus der Schuttlage der Blockgletscher mit den Tagesmittelwerten der Wetterstation in Heiligenblut zeigt, dass das Temperaturverhalten der Schuttlage in erster Linie vom Witterungsablauf, insbesondere von der Lufttemperatur bestimmt wird, wobei mit zunehmender Tiefe die Temperaturen stark abnehmen und die Temperaturschwankungen geringer werden.

Bei der Messstelle M 1 (Abb. 2) wurden die höchsten Tagesmittel, ähnlich wie auf den anderen Blockgletschern (Tramerkar, Vordersee, Beilkar), im August gemessen: in 20 cm Tiefe 11,7 °C (um 5 °C niedriger als im Tramerkar), in 50 cm 8,8 °C (um 4 °C niedriger als im Tramerkar) und in 120 cm 5,7 °C (um 2,6 °C niedriger als im Tramerkar). Am wärmsten Tag betrug die Temperaturdifferenz zwischen 20 cm und 50 cm Tiefe ca. 3 °C und zwischen 50 cm und 120 cm Tiefe ebenfalls 3 °C (bezogen auf das Tagesmittel). Wie auf den anderen Blockgletschern sank die Temperatur bei Schlechtwettereinbrüchen mit Kaltluftzufuhr kurzfristig knapp unter den Gefrierpunkt.

Niederschlagsereignisse beeinflussen den Temperaturverlauf in der Schuttlage nicht. Es fällt allerdings auf, dass nach stärkeren Niederschlägen klares Schönwetter die Temperatur kurzfristig absinken lässt. Ansonsten ist kein deutlicher Zusammenhang zwischen Niederschlagsereignissen und dem Temperaturverlauf in der Schuttlage zu erkennen.

7.4.2 Temperaturverhalten im Sommer 1999 (Messperiode 20. Juni bis 8. September)

Am 25. Juni wurde die Messstelle M 1 schneefrei, was zu einem starken Anstieg der Temperatur in 20 cm Tiefe bis 3.7. auf 13,3 °C und in 50 cm Tiefe auf 8 °C bis 4.7. führte (angegeben sind jeweils Tagesmittelwerte). In 120 cm Tiefe verblieb die Temperatur bis 3.7. am Gefrierpunkt und stieg dann bis 6.7. auf 1,7 °C an (Abb. 12).

Ein Kaltlufteinbruch führte zu einem starken Temperaturabfall am 9.7 auf 1,7 °C in 20 cm und auf 1,6 °C in 50 cm, sowie auf 0,9 °C in 120 cm am 10.7.. Anschließend stieg die Temperatur wieder an und erreichte ein Maximum am 21.7. mit 10,9 °C in 20 cm Tiefe, 8,5 °C in 50 cm und am 22.7. 3 °C in 120 cm Tiefe. Am 23.7. sank die Temperatur in 20 cm Tiefe bereits wieder stark ab und fiel auf ein Minimum von 0,4 °C. In 50 cm wurde das Minimum mit 0,4 °C erst einen Tag später, am 24.7., und in 120 cm Tiefe sogar erst am 25.7. mit 0,8 °C erreicht.

Danach stieg die Temperatur rasch wieder an und erreichte ihr Maximum am 9.8. mit 12,2 °C in 20 cm und 9,7 °C in 50 cm Tiefe. In 120 cm Tiefe wurde das Maximum von 4,7 °C erst am 10.8. gemessen. Das nächste Minimum wurde am 13./14.8. mit 1,7 °C in 20 cm, 1,6 °C in 50 cm und 1,7 °C in 120 cm Tiefe verzeichnet. Ein erneuter Temperaturanstieg führte zu einem Maximum am 26./27.8. mit 11,2 °C in 20 cm, 8 °C in 50 cm und 4,2 °C in 120 cm Tiefe.

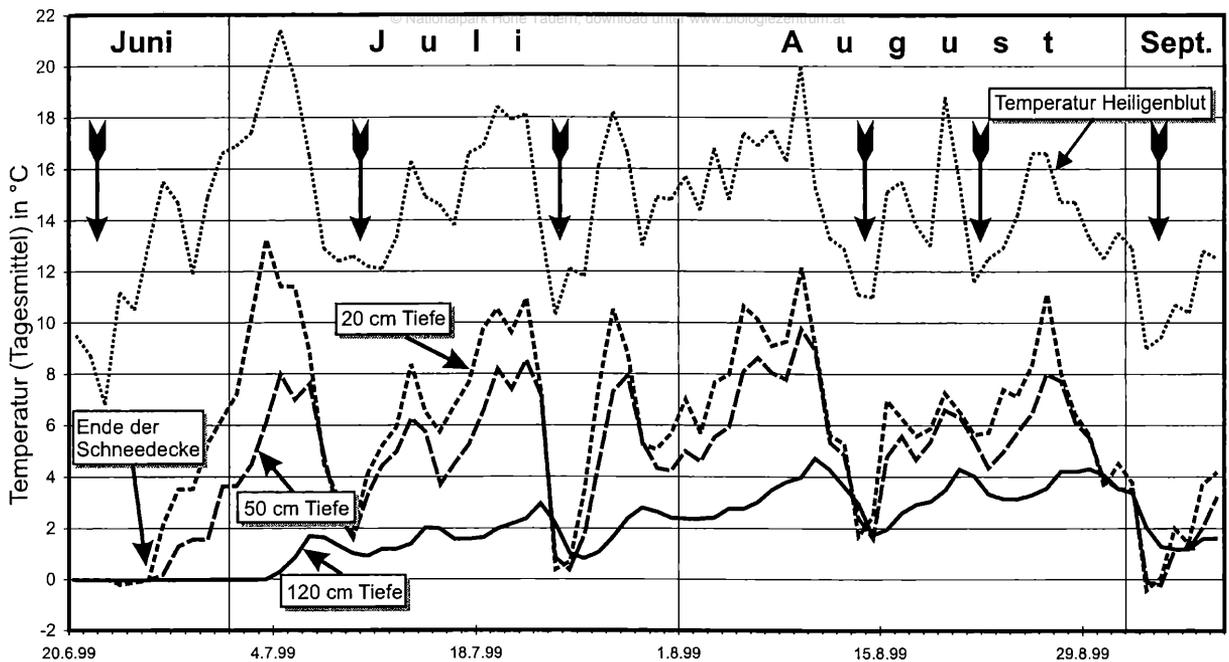


Abb. 12: Temperaturverlauf (Tagesmittelwerte) in der Schuttlage des Blockgletschers im Hinteren Langtal Kar in 20 cm, 50 cm und 120 cm Tiefe sowie in Heiligenblut im Sommer 1999 (Messstelle M 1 in Abb. 2). Pfeile markieren Schlechtwettereinbrüche.

Fig. 12: Temperatures (daily mean) in the debris layer of the rock glacier in Hinteres Langtal Kar at depths of 20 cm, 50 cm and 120 cm, and at Heiligenblut during the summer season of 1999 (site M 1 on fig. 2). Cold weather periods are marked by arrows.

Ein starker Temperaturabfall war Anfang September zu verzeichnen: Am 2.9. sank die Temperatur in 20 cm Tiefe auf $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, am 3.9. in 50 cm Tiefe auf $-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ und in 120 cm Tiefe wurde das Minimum am 5.9. mit $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ erreicht. Bis zum 8.9. stieg dann die Temperatur wieder leicht an (siehe Abb. 12).

Im Bereich der Messstelle M 2 (Depression) wurde in der Schuttlage folgender Temperaturverlauf aufgezeichnet:

In 50 cm Tiefe verblieb die Temperatur bis zum 17. Juli am Gefrierpunkt, demnach war die Messstelle bis zu diesem Tag mit Schnee bedeckt. Anschließend stieg die Temperatur stark an und erreichte am 21.7. ein Tagesmittel von $8,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Infolge eines Schlechtwettereinbruches sank die Temperatur am 23.7. auf $-0,17\text{ }^{\circ}\text{C}$, stieg dann wieder rasch an und erreichte am 9.8. ein Maximum von $12,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, stürzte aber bis zum 13.8. auf $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ab. Ende August stieg dann die Temperatur nochmals an und erreichte am 26.8. ein Maximum von $9,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, sank aber am 3./4. September wieder unter den Gefrierpunkt. Ab dem 17. Juli (Ende der Schneebedeckung) war also die Temperatur in 50 cm Tiefe stark von der Außentemperatur (Witterungsablauf) kontrolliert.

Ein völlig anderes Bild zeigt der Temperaturverlauf in 90 cm Tiefe: Bis Ende Juni blieb die Temperatur knapp über dem Gefrierpunkt ($\sim 0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$), stieg dann leicht an und verblieb bis 23.7. konstant bei $\sim 0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, stieg dann auf $\sim 1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ und verblieb auf diesem Niveau bis 16.8., stieg dann nochmals leicht an, erreichte am 27.8. ihren Höchstwert von $2,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ und sank dann wieder ab.

Interessanterweise zeigten die Warmphasen, die sich in der zweiten Julihälfte und im August in 50 cm Tiefe deutlich abzeichnen, kaum einen Einfluss auf die Temperatur in 90 cm Tiefe. Offensichtlich war diese Temperatursonde in 90 cm Tiefe knapp über der Eisoberfläche installiert, sodass die Temperatur in dieser Tiefe vor allem vom darunter liegenden Eis und nur geringfügig vom

Witterungsablauf und der einsickernden Außenluft beeinflusst wurde. Daraus ergibt sich an warmen Tagen ein extrem hoher Temperaturgradient von 50 cm (12,3 °C) auf 90 cm Tiefe (0,8 °C).

Noch deutlicher wird der Einfluss des Eises an der Messstelle M 3 (Depression), an der die Temperatursonde in 50 cm Tiefe an der Eisoberfläche installiert war. Hier lag die Temperatur bis 19. Juli konstant bei -0,4 °C, und stieg dann mit Ende der Schneebedeckung auf -0,02 °C an, verblieb dann bis zum September im Bereich des Gefrierpunktes. Lediglich an zwei warmen Tagen (unter anderem am wärmsten Tag, den 9.8.), stieg die Temperatur kurzfristig auf +0,1 °C an.

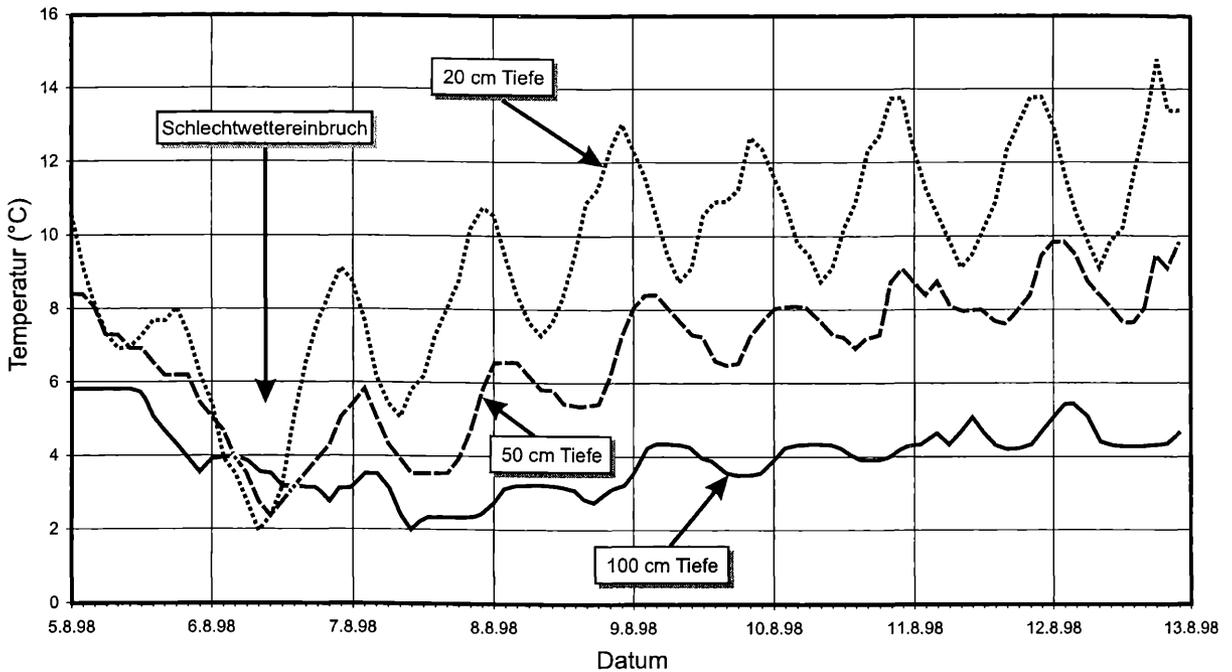


Abb. 13: Temperaturverlauf in der Schuttlage in 20 cm, 50 cm und 100 cm Tiefe mit deutlich erkennbaren Tagesschwankungen (Messstelle M 1 in Abb. 2) im Zeitraum vom 5. bis 12. August 1998

Fig. 13: Temperatures in the debris layer at depths of 20 cm, 50 cm and 100 cm for the period from August 5th until August 12th, 1998 showing pronounced diurnal variation (site M 1 on fig. 2)

7.4.3 Tageszyklen im Temperaturgang

In der obersten Schuttlage sind vor allem während Schönwetterperioden deutliche Tageszyklen im Temperaturgang zu beobachten (das Messintervall betrug jeweils 2 Stunden). Als Beispiel wird der Zeitraum vom 5. bis 12. August 1998 (Messstelle M 1) ausgewählt, die Schönwetterperiode dauerte vom 7. bis 12. August (Abb. 13). Am deutlichsten sind die Tagesschwankungen nahe der Oberfläche ausgeprägt, in 50 cm Tiefe sind die Zyklen immer noch sehr deutlich, aber mit wesentlich geringeren Amplituden, in 100 cm Tiefe sind dagegen Tageszyklen kaum mehr zu erkennen.

Die Tagesschwankungen waren in 20 cm und 50 cm Tiefe deutlich geringer ausgeprägt als an den Messstellen im Beilkar und Tramerkar. In 20 cm Tiefe wurde mit 15 °C die höchste Temperatur gemessen (gegenüber ~ 22 °C im Beilkar und Tramerkar). Die Tagesschwankungen betragen nur 5-6 °C (gegenüber 14 °C im Beilkar und 10 °C im Tramerkar). Das Maximum wurde erst in den späten Abendstunden, zwischen 20:00 und 22:00 Uhr erreicht, deutlich später als im Beilkar und Tramerkar. Das Temperaturminimum wurde dagegen um 8:00 Uhr morgens gemessen. In 50 cm Tiefe lag die

höchste Temperatur bei knapp 10 °C, die Differenz zwischen den Tageshöchst- und Tagestiefstwerten betrug nur mehr 1-3 °C. Das Maximum wurde jeweils erst nach Mitternacht erreicht, das Temperaturminimum dagegen erst am frühen Nachmittag. Hier kam es also zu einer starken Zeitverzögerung, die Außenluft konnte offensichtlich nur sehr langsam, deutlich langsamer als im Beilkar oder Tramerkar, in die Schuttlage eindringen, was vermutlich mit der unterschiedlichen Korngrößenverteilung zusammenhängt. Umso erstaunlicher war die Tatsache, dass auch noch in 100 cm Tiefe leichte, nicht sehr deutlich ausgeprägte und zeitlich stark versetzte Tagesschwankungen von bis zu > 1 °C zu erkennen waren.

Die Rate der Temperaturveränderung betrug am 6.8. in 20 cm Tiefe zwischen 8:00 und 20:00 Uhr 0,6 °C h⁻¹, in 50 cm Tiefe zwischen 2:00 und 10:00 Uhr nur mehr 0,25 °C h⁻¹, auch in 100 cm Tiefe lag sie zwischen 4:00 und 10:00 Uhr bei 0,25 °C h⁻¹

7.5 BTS-Messungen

Eine wichtige Kenngröße für Permafrost und aktive Blockgletscher sind die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS-Temperaturen = Bottom Temperature of Winter Snowcover). Generell sind die BTS-Temperaturen auf aktiven Blockgletschern bzw. auf Permafrost deutlich niedriger als auf permafrostfreien Böden. Somit liefert die Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke einen Hinweis darauf, ob im Untergrund Permafrost (Eis) vorhanden ist oder nicht (HAEBERLI 1973).

Ein Vergleich der Temperaturdaten aus der Schuttlage der Blockgletscher mit den Temperaturdaten der nächstgelegenen Wetterstation in Heiligenblut soll Aufschluss darüber liefern, inwieweit die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke bzw. in der Schuttlage vom Witterungsablauf beeinflusst werden.

7.5.1 BTS-Messungen im Gößnitztal

Im Winter 1998/99 wurden auf den untersuchten Blockgletschern im Gößnitztal folgende Temperaturen gemessen. Die niedrigsten BTS-Temperaturen betragen zwischen -4,7 °C und -7,4°C:

Tramerkar: -4,7 °C (Ende Februar)

Hinterer Langtal See: -7,4 °C (Ende Dezember) bzw. -6 °C (Anfang Februar)

Beilkar: -4,7 °C (Ende Februar/Anfang März)

Vordersee: -7 °C (Mitte Februar)

Innerhalb der Schuttlage ist im Winter häufig eine Temperaturinversion festzustellen: Die tiefsten Temperaturen herrschen an der Basis der winterlichen Schneedecke bzw. an der Oberfläche der Schuttlage, mit zunehmender Tiefe steigt dann die Temperatur leicht an, zumindest bis in eine Tiefe von 100 cm (Abb. 14). Im Bereich der Depression, waren die Temperaturen in 90 cm Tiefe um 1-2 °C höher als in 50 cm Tiefe, bei der Messstelle M 1 war die Temperatur in 50 cm Tiefe um 0,5 °C höher und in 120 cm Tiefe um ca. 1 °C höher als an der Basis der Schneedecke.

Generell zeigten die BTS-Temperaturen und die Temperaturen in der Schuttlage vom Spätherbst bis in den Frühsommer folgende Tendenz: Mit zunehmender Mächtigkeit der Schneedecke wurden die Tagesschwankungen der BTS-Temperatur zunehmend geringer, ab einer ca. 50 cm mächtigen Schneedecke traten schließlich keine Tagesschwankungen mehr auf.

Mit dem Aufbau einer mächtigeren Schneedecke (Ende November/Anfang Dezember) nahm die Temperatur bis Ende Jänner/Februar ab (Abb. 14). Interessanterweise trat das Temperaturminimum auf den einzelnen Blockgletschern zu unterschiedlichen Zeitpunkten auf. Bis Mai blieb die Temperatur auf tiefem Niveau, um die Mitte dieses Monats erfolgte dann ein rascher Temperaturanstieg von -3 °C bis -5 °C auf 0 °C innerhalb weniger Tage (im Tramerkar von -3,8 °C am 13. 5. auf -0,03 °C am 21.5.).

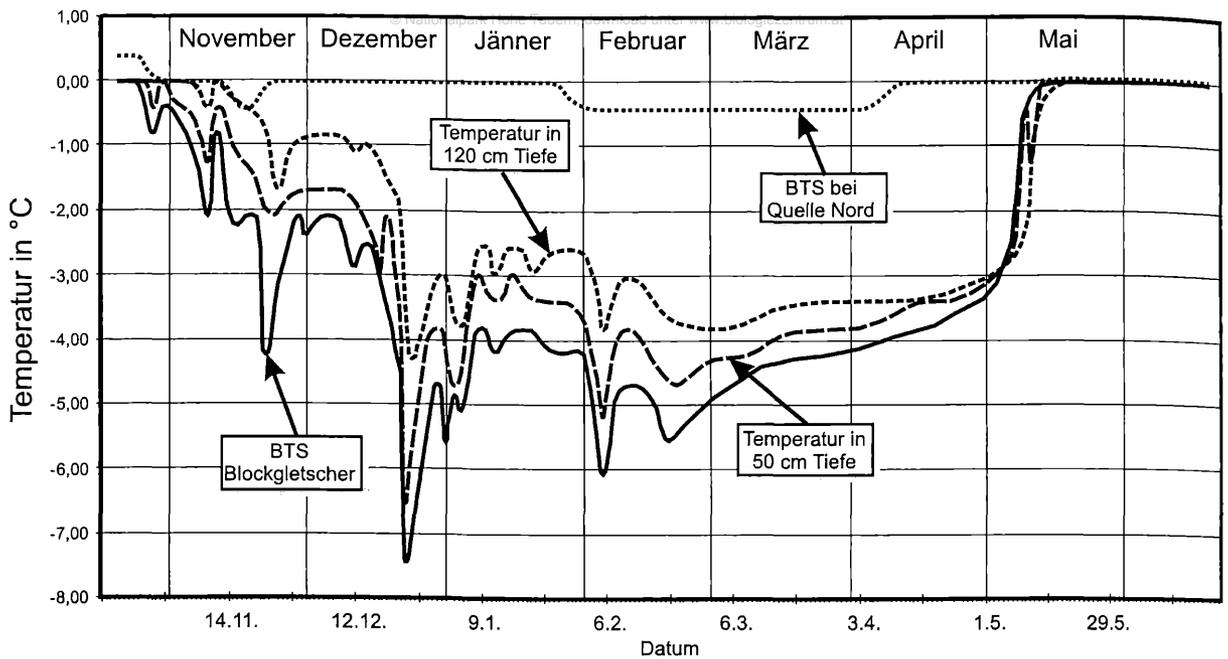


Abb. 14: Temperaturverlauf an der Basis der winterlichen Schneedecke am Blockgletscher (Messstelle M 1 in Abb. 2) und außerhalb (bei Quelle Nord) sowie in der Schuttlage in 50 cm und 120 cm Tiefe im Winter 1998/99

Fig. 14: Temperatures at the base of the winter snow cover at the rock glacier (site M 1 on fig. 2), close beside the rock glacier (at the northern spring) and in the debris layer at depths of 50 cm and 120 cm during the winter 1998/99

Dieser rasche Temperaturanstieg markiert den Beginn der Schneeschmelze und wird verursacht durch das Einsickern von Schmelzwasser von der Oberfläche der Schneedecke. Die Temperatur blieb dann konstant am Gefrierpunkt, bis die Schneedecke völlig abgeschmolzen war, was frühestens Ende Juni, meist erst im Laufe des Monats Juli der Fall war. Die Dauer der Schmelzperiode hängt vom Witterungsablauf, von der Exposition und vor allem auch von der Mächtigkeit der Schneedecke ab.

Die Temperaturdaten vom Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar zeigen allerdings, dass witterungsbedingte, jahreszeitliche Temperaturschwankungen auch unter einer dickeren Schneedecke innerhalb der Schuttlage bis in eine Tiefe von 120 cm noch deutlich bemerkbar sind. Insbesondere der Kaltlufteinbruch Ende Dezember, die warme Witterung Anfang Jänner, die Kaltphase Ende Jänner und die anschließende allmähliche Erwärmung sind auch im Temperaturverlauf der Schuttlage deutlich ablesbar (Abb. 14).

Generell zeigen die Daten, dass die BTS-Temperaturen von Jänner bis April zum Teil beträchtlichen Schwankungen ausgesetzt waren, die vor allem auf den Witterungsablauf zurückzuführen sind. Am geringsten sind die Schwankungen am Blockgletscher im Tramerkar ($\sim 1^\circ\text{C}$), gefolgt vom Beilkar-Blockgletscher ($\sim 1,5^\circ\text{C}$), vom Blockgletscher Hinterer Langtal See ($\sim 2^\circ\text{C}$) und vom Blockgletscher beim Vordersee ($\sim 5^\circ\text{C}$).

Beobachtungen zeigten, dass durch die starken Schneeverwehungen auf den Blockgletschern die Schneedecke im Winter große Mächtigkeitsunterschiede aufweist. In den Mulden und Rinnen wird der Schnee angeweht und erreicht größere Mächtigkeiten, während die transversalen und longitudinalen Rücken bzw. Erhebungen meist stärker abgeweht, teilweise fast den gesamten Winter über schneefrei sind. An diesen Stellen kann auch im Winter atmosphärische Luft in die Schuttlage des Blockgletschers eindringen.

Einen völlig anderen Verlauf zeigen die BTS-Temperaturen außerhalb der aktiven Blockgletscher, auf permafrostfreien Boden. Die Temperaturen zeigen keine Tagesschwankungen, aber auch keinerlei

saisonale, vom Witterungsablauf beeinflusste Schwankungen, wie dies bei den aktiven Blockgletschern teilweise deutlich der Fall ist.

Vor der Stirn des Tramerkar-Blockgletschers sind die BTS-Temperaturen im Oktober und November aufgrund der fehlenden Schneedecke durch starke Tagesschwankungen mit Tagesmittelwerten bis zu $-5,35\text{ °C}$ charakterisiert. Im Dezember wurden durch eine noch geringmächtige Schneedecke diese Tagesschwankungen bereits stark gedämpft, waren aber mit Tagesmittelwerten bis zu $-1,94\text{ °C}$ noch deutlich erkennbar. Nachdem sich im Dezember eine mächtigere Schneedecke gebildet hatte, blieb die Temperatur bis Februar konstant bei $-1,27\text{ °C}$. Stärkere Warmphasen im Februar führten zu einem leichten Anstieg der BTS-Temperatur um $\sim 0,4\text{ °C}$ auf $-0,85\text{ °C}$. Im März stieg dann die Temperatur auf $\sim 0\text{ °C}$ an und verblieb auf diesem Niveau aufgrund der Schneebedeckung den ganzen Sommer und Herbst über.

Die BTS-Temperaturen im Bereich der Quelle Nord des Blockgletschers Hinterer Langtal See blieben von Ende Oktober bis Ende Jänner knapp unter dem Gefrierpunkt, sanken dann Ende Jänner auf $0,4\text{ °C}$ und verblieben bis April auf diesem Niveau, stiegen dann auf $\sim 0\text{ °C}$ an, erst Mitte Mai wurden mit Einsetzen der Schneeschmelze positive Temperaturwerte erreicht (Abb. 14).

7.6 Bewegungsraten

Die meisten aktiven Blockgletscher bewegen sich mit Geschwindigkeiten von einigen dm bis 1 m, maximal 2 m pro Jahr (BARSCH 1996, HAEBERLI 1985, VITEK & GIARDINO 1987, WHALLEY & MARTIN 1992), selten wurden auch höhere Fließgeschwindigkeiten gemessen. Am Reichenkar-Blockgletscher (westliche Stubaier Alpen) bewegt sich die Zunge um bis zu 2,5 m jährlich vor, einzelne Blöcke im Steilbereich bewegen sich um bis zu 6,94 m/Jahr (KRAINER & MOSTLER 2000). Die steile Zunge des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar bei Obergurgl (Ötztaler Alpen) bewegt sich bis zu 5 m/Jahr vor.

In Österreich wurde bislang nur an wenigen Blockgletschern die Fließgeschwindigkeit gemessen. Aus der Schobergruppe liegen überhaupt keine Messungen vor. Allerdings haben V. KAUFMANN und G.H. LIEB (Graz) begonnen, am Blockgletscher beim Hinteren Langtal See ein Messnetz aufzubauen.

Nach dem Vergleich von Luftbildern aus den Jahren 1954 und 1997 hat sich in diesem Zeitraum von 43 Jahren die steile Zunge um ca. 100 m vorbewegt. Dies ergibt für die steile Zunge eine durchschnittliche jährliche Bewegungsrate von ca. 2,3 m. Oberhalb der Zunge, im flacheren Bereich, liegt die Bewegung derzeit bei ca. 1 m/Jahr (KAUFMANN & LIEB, mündl. Mitt.).

8 Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

8.1 Morphologie

Im Gößnitztal zeigen die untersuchten Blockgletscher (Tramerkar, Kar des Hinteren Langtal Sees, Beilkar und Vordersee) morphologische Merkmale, die die Entstehung aus Kargletschern eindeutig belegen. Dies wird auch durch die Tatsache dokumentiert, dass bis vor kurzem sowohl die Depression der südlichen Wurzelzone am Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar als auch die Depression im Beilkar noch von Kargletschern ausgefüllt waren. Beide Kargletscher sind inzwischen oberflächlich abgeschmolzen, zurück blieb eine ausgeprägte Depression. Allerdings ist in beiden Depressionen unter einer geringmächtigen Schuttdecke nach wie vor massives Gletschereis vorhanden, das sich unter die Blockgletscher hinein verfolgen lässt. Die Entstehung der geringmächtigen (meist 0,5-1 m) Schuttdecke lässt sich auf das Ausschmelzen aus dem Kargletscher sowie auf Frostverwitterung in den steilen Felswänden darüber und dem damit verbundenen Herausbrechen und Herunterstürzen von Felsblöcken verschiedener Größe zurückführen.

Aufgrund dieser Beobachtungen lässt sich das Modell von ACKERT (1998) auch zwanglos auf die untersuchten Blockgletscher im Gößnitztal anwenden. Wir gehen davon aus, dass sich die Block-

gletscher im Tramerkar, im Hinteren Langtal Kar und im Beilkar aus schuttbedeckten Kargletschern entwickelt haben, verursacht durch den Anstieg der Gleichgewichtslinie und der damit verbundenen Verkleinerung der Akkumulationsgebiete der Kargletscher. Das Gletschereis im hinteren Teil der Kare blieb aufgrund der Steilheit weitgehend frei von Verwitterungsschutt, der im tieferen, flacheren Teil der Kargletscher akkumulierte und sich zu einer mehr oder weniger mächtigen Schuttlage entwickelte. Es entstanden zunächst schuttbedeckte Kargletscher. Der schutfreie, höhere Teil der Kargletscher war infolge der Erwärmung zunehmend stärker der Ablation ausgesetzt als der schuttbedeckte Teil, was zu einem verstärkten Abschmelzen des schutfreien Teiles und damit zur Entstehung ausgeprägter Depressionen in der Wurzelzone führte.

Das wichtigste morphologische Merkmal für Blockgletscher glazigenen Ursprungs scheint eine ausgeprägte Depression im Bereich der Wurzelzone zu sein. Eine solche Depression fehlt Permafrost-Blockgletschern völlig. Auch das Vorhandensein von massivem Gletschereis im Bereich der Wurzelzone unter einer geringmächtigen Schuttdecke ist ein wichtiges Indiz, wobei sich das Gletschereis oft eindeutig unter die mächtige Schuttdecke hinein verfolgen lässt. Weiters spricht die Tatsache, dass sich solche Blockgletscher über eindeutig permafrostfreien Untergrund bewegen, für die Entwicklung aus einem Kargletscher und gegen die Permafrost-Theorie.

8.2 Zusammensetzung und Korngröße

Die Zusammensetzung des Geröllspektrums ist natürlich vom Gesteinsaufbau des Einzugsgebietes bestimmt. Entsprechend herrschen am Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar verschiedene Typen von Glimmerschiefern vor, untergeordnet sind auch Amphibolit- und Gneisgerölle vertreten. Die Korngröße und die Korngrößenverteilung sind nicht nur von der Gesteinsart im Einzugsgebiet abhängig, sondern auch vom tektonischen Zerlegungsgrad der Gesteine (Störungen, Klüftung) und von der Intensität der physikalischen Verwitterung.

Obwohl die Korngrößenverteilung das thermische und hydrologische Verhalten der Blockgletscher, insbesondere der nicht gefrorenen Schuttdecke, beeinflusst, existieren darüber nur wenige Untersuchungen.

Die Schuttlage der Blockgletscher setzt sich häufig aus zwei deutlich unterschiedlichen Lagen zusammen: An der Oberfläche befindet sich (a) eine sehr grobkörnige Lage, einige dm bis über 2 m mächtig. Diese Lage enthält kaum Feinmaterial und weist einen hohen Porenraum auf. Darunter folgt (b) eine etwas feinkörnigere Lage, die meist auch einen hohen Feinanteil enthält.

Nach WAHRHAFTIG & COX (1959) ist die Korngröße eines Blockgletschers stark vom Gesteinstyp im Einzugsgebiet abhängig. Die Korngröße an der Oberfläche der Blockgletscher liegt meist bei 30-150 cm, bei phyllitischen Gesteinen bei 5-10 cm. Nach BARSCH (1996) liegt die Korngröße meist zwischen 0,6 m und 1 m, nach GIARDINO & VICK (1987) bei 0,5-1,5 m. Nach SHRODER (1987) fallen die meisten Gerölle an der Oberfläche von Blockgletschern des High Plateau/Colorado in den Korngrößenbereich von -7 bis -9 Phi (128-512 mm).

Auf allen bisher untersuchten Blockgletschern ist die Korngröße an der Oberfläche auf engem Raum großen Schwankungen unterworfen, sehr feinkörnige Bereiche grenzen oft mit einer scharfen Grenze an sehr grobkörnige Bereiche. Die Blockgletscher im Gößnitztal weisen im Vergleich zum Reichenkar- und Sulzkar-Blockgletscher der westlichen Stubai Alpen deutlich kleinere Korngrößen auf, was vor allem auf die unterschiedliche Gesteinszusammensetzung und Klüftung der Gesteine im Einzugsgebiet zurückzuführen ist.

8.3 Thermisches Verhalten der Schuttlage

Bisher existieren nur wenige Daten über das thermische Verhalten der nicht gefrorenen Schuttlage von Blockgletschern. Diese wenigen Daten stammen vor allem aus Bohrlochmessungen, die am Grubengletscher in der Schweiz (BARSCH et al. 1979, HAEBERLI 1985), am Blockgletscher RG II in

Yukon, Alaska (JOHNSON & NICKLING 1979), und am Blockgletscher Murtel I (VONDER MÜHLL 1993, VONDER MÜHLL & HAEBERLI 1990) im gefrorenen Teil durchgeführt wurden (siehe auch BARSCH 1996). Daten über die nicht gefrorene Schuttlage sind nach wie vor spärlich. VONDER MÜHLL (1993) präsentierte Temperaturdaten von der Basis der aktiven Lage in Tiefen von 1,6 m und 2,6 m aus einem Bohrloch am Blockgletscher Murtel I, weitere Daten haben VONDER MÜHLL et al. (1998) veröffentlicht.

Kürzlich hat HUMLUM (1997) ein umfangreicheres Datenmaterial über das thermische Verhalten der Schuttlage von drei Blockgletschern in Grönland vorgestellt. HUMLUM konnte zeigen, dass konduktiver und nichtkonduktiver Wärmetransport eine Rolle spielen und dass „wind pumping“ sowie das Wiedergefrieren einsickernder Schmelzwässer (latente Wärme) kurzfristig nichtkonduktiven Wärmetransport auslösen können.

Die aktive Lage (Schuttlage) ist die Schnittstelle zwischen dem Wettergeschehen an der Oberfläche des Blockgletschers und seinem gefrorenen Teil. Das thermische Verhalten der ungefrorenen Schuttlage wird sowohl vom darunter liegenden gefrorenen Teil als auch vom Wettergeschehen bestimmt. Das Wettergeschehen beeinflusst letztlich

- (a) die Eistemperatur im Blockgletscher,
- (b) den Eisgehalt und die Eismächtigkeit,
- (c) die Mächtigkeit der ungefrorenen Schuttlage und
- (d) die Eismassenbilanz und die Fließgeschwindigkeit eines Blockgletschers.

Das Temperaturverhalten der ungefrorenen Schuttlage wirkt sich vor allem auf Schmelz- und Gefrierprozesse aus, insbesondere auf das Gefrieren von einsickernden Schmelzwässern und die damit verbundene Entstehung von Permafrost-Eis.

Obwohl das Temperaturverhalten der aktiven Lage für die Dynamik eines Blockgletschers von entscheidender Bedeutung ist, wurde dieser Frage in der Vergangenheit viel zu wenig Augenmerk geschenkt. Zusammenfassend lassen sich aus den Temperaturmessungen in der Schuttlage der Blockgletscher folgende Aussagen treffen:

Generell wird das Temperaturverhalten in der Schuttlage stark vom Witterungsgeschehen (v.a. von der Temperatur der atmosphärischen Luft) gesteuert, was durch die deutliche Korrelation der Tagesmittelwerte von Heiligenblut mit den Tagesmittelwerten in der Schuttlage in Tiefen bis zu 120 cm dokumentiert wird. An warmen, sonnigen Sommertagen wird die oberste Lage bis in eine Tiefe von ca. 30 cm tagsüber stark erwärmt. Im August 1998 wurde am Blockgletscher Tramerkar auf 2660 m Seehöhe in 20 cm Tiefe ein Tagesmittelwert von 16,7 °C erreicht (gegenüber 21,6 °C in Heiligenblut). Mit zunehmender Tiefe nimmt jedoch die Temperatur rasch ab, auch die Temperaturschwankungen werden geringer. Auffallend ist, dass in ähnlicher Höhenlage in bestimmten Tiefen der Schuttlage sehr unterschiedliche Temperaturen auftreten. Schlechtwettereinbrüche führen kurzfristig zu einem starken Temperaturabfall, wobei kurzfristig die Temperatur auch im Sommer unter den Gefrierpunkt sinken kann.

Sehr wichtig für das Temperaturverhalten ist auch die Dauer der Schneebedeckung. Unter einer Schneedecke bleibt die Temperatur in der Schuttlage konstant am bzw. knapp unter dem Gefrierpunkt. Dies ist insofern von Bedeutung, als unter diesen Bedingungen – Schneeschmelze an der Oberfläche und Temperaturen knapp unter dem Gefrierpunkt in der Schuttlage unterhalb der Schneedecke – das durch die Schneedecke in die Schuttlage einsickernde Schmelzwasser gefrieren und dadurch Permafrost-Eis entstehen kann.

Aus den Temperaturmessungen kann auch der Beginn der Schneeschmelze klar abgelesen werden, sie setzt meist Mitte Mai ein. Nachdem die Temperatur in der Schuttlage bis zum Abschmelzen der Schneedecke konstant knapp unter dem Gefrierpunkt bleibt, kann bis zu diesem Zeitpunkt das einsickernde Schmelzwasser zu Permafrost-Eis gefrieren. Wie die Temperaturen zeigen, können diese Prozesse relativ lange andauern, im Sommer 1999 stellenweise immerhin bis Mitte Juli, am Tramerkar-Blockgletscher in der Mulde den ganzen Sommer über.

In der Schuttlage treten im Sommer bis in eine Tiefe von 50-70 cm auch ausgeprägte Tageszyklen im Temperaturgang auf. Diese sind an warmen Schönwettertagen am stärksten ausgeprägt, während an Schlechtwettertagen solche Zyklen kaum oder überhaupt nicht in Erscheinung treten. In Tiefen von 100 cm und mehr sind Tageszyklen entweder nur ganz schwach oder gar nicht zu erkennen.

Kaltlufteinbrüche führen kurzfristig zu einer Temperaturinversion im oberen Abschnitt der Schuttlage: Nahe der Oberfläche sind die Temperaturen kurzfristig deutlich tiefer, teilweise sogar unter dem Gefrierpunkt, bis in eine Tiefe von 100-120 cm steigt dann die Temperatur langsam an, erst zum Eis hin nimmt dann die Temperatur wieder ab.

Zusammenfassend sind für das Temperaturverhalten der Schuttlage folgende Faktoren ausschlaggebend:

- (a) die Dauer der winterlichen Schneebedeckung,
- (b) der Witterungsablauf (Lufttemperatur),
- (c) die Mächtigkeit der ungefrorenen Schuttlage,
- (d) die Korngröße und die Korngrößenverteilung (Porosität/Permeabilität) der Schuttlage,
- (e) die Exposition und
- (f) möglicherweise spielt auch der Wind eine gewisse Rolle.

8.4 BTS-Methode und BTS-Daten

Die BTS-Methode (Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke) wurde von HAEBERLI (1973) eingeführt. Eine mindestens 0,8-1 m mächtige Schneedecke wirkt aufgrund ihrer niedrigen thermischen Leitfähigkeit als Isolierschicht und schützt die aktive Lage vor dem Einfluss kurzfristiger Temperaturschwankungen. Daher treten an der Basis der winterlichen Schneedecke auch keine Tagesschwankungen der Lufttemperatur auf (HAEBERLI 1985). Die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke werden vor allem vom Wärmefluss aus dem gefrorenen Anteil des Blockgletschers und aus der im Sommer in der Schuttlage gespeicherten Wärme geprägt (HAEBERLI 1985). Die BTS-Messung erfolgt gewöhnlich im Spätwinter (Februar/März). Die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke liegen auf aktiven Blockgletschern meist zwischen -3 °C und -5 °C (BARSCH 1996).

Nach HAEBERLI bleibt die Temperatur an der Basis der Schneedecke in den Monaten Februar/März bei Schneehöhen über ca. 1 m sehr stabil, da der trockene Schnee eine geringe Wärmeleitfähigkeit aufweist und dadurch den Boden vor kurzfristigen Schwankungen des Witterungsablaufes schützt. Die BTS wird vorwiegend durch den Wärmetransport aus den obersten, im Sommer aufgewärmten Bodenschichten beeinflusst. Entscheidend sind nach GOODRICH (1982), HAEBERLI (1985) und KELLER & GUBLER (1993) die frühwinterlichen Schneverhältnisse. Bei geringen Schneehöhen kann der Frost tief eindringen, während große Schneehöhen im Frühwinter isolierend wirken. Allerdings können in der grobblockigen Schuttlage advective, über schneefreie Stellen mit der Atmosphäre gekoppelte Prozesse ablaufen und sich damit auch auf die BTS unter einer mächtigen Schneedecke auswirken (KELLER & GUBLER 1993).

Während auf aktiven Blockgletschern die BTS-Temperatur bis zu -5 °C und tiefer sinken kann, bewegt sich die BTS-Temperatur außerhalb von aktiven Blockgletschern und außerhalb von Permafrostböden zwischen 0 °C und $-1,5\text{ °C}$. Da die Schneedecke als Isolierschicht wirkt, unterliegen die BTS-Temperaturen keinen Tagesschwankungen. Die BTS-Daten aus dem Gößnitztal zeigen, dass jahreszeitliche Schwankungen aber auch an der Basis der winterlichen Schneedecke auftreten können (je nach Mächtigkeit der Schneedecke).

Aus den österreichischen Alpen liegen bislang nur wenige BTS-Messungen vor, wobei es sich jeweils um Einzelmessungen handelt (Zusammenfassung und Beschreibung der Methode in LIEB 1996).

Die Ergebnisse der BTS-Messungen im Gößnitztal lassen sich folgendermaßen zusammenfassen und interpretieren: Auf aktiven Blockgletschern treten an der Basis der winterlichen Schneedecke deutlich tiefere Temperaturen auf als auf permafrostfreiem Untergrund, im Winter 1998/99 bewegten sich die

tiefsten Temperaturen auf den untersuchten Blockgletschern zwischen $-4,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-7,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die tiefsten Temperaturen treten dabei jeweils an der Basis der Schneedecke auf, innerhalb der Schuttlage nimmt mit zunehmender Tiefe die Temperatur leicht zu, sodass in 100-120 cm Tiefe höhere Temperaturen auftreten als an der Oberfläche (= Basis der Schneedecke). Lediglich am Blockgletscher beim Vordersee waren die Temperaturen bis in eine Tiefe von 120 cm annähernd gleich.

Mit dem Aufbau einer mächtigeren Schneedecke Ende November/Anfang Dezember treten in der Schuttlage keine Tagesschwankungen mehr auf. Im Dezember und Jänner sinkt die Temperatur an der Basis der Schneedecke kontinuierlich ab, dieser Prozess kann aber kurzfristig durch Warmwettereinbrüche unterbrochen werden. Die tiefsten Temperaturen werden auf den einzelnen Blockgletschern zu unterschiedlichen Zeitpunkten erreicht, meist zwischen Ende Jänner und Ende März.

Von Ende Jänner bis April bleibt die Temperatur an der Basis der Schneedecke auf einem tiefen Niveau. Sie bleibt aber keinesfalls konstant wie von HAEBERLI (1985) angeführt, sondern ist deutlichen, vom Witterungsablauf beeinflussten Schwankungen unterworfen. Die Temperatur schwankt meist um $1-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, im Extremfall um bis zu $5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Diese hohen Schwankungen gehen auf Kalt- und Warmlufteinbrüche zurück. Der Grund dafür liegt vermutlich darin, dass im Winter die Schneedecke auf den Blockgletschern aufgrund von Schneeverwehungen keine konstante Mächtigkeit aufweist. Exponierte Stellen (Rücken) bleiben häufig weitgehend schneefrei, wogegen in den Vertiefungen die Schneedecke durch die Windverfrachtung oft große Mächtigkeiten erreicht. Da die weitgehend schneefreien Rücken meist auch aus sehr grobkörnigem Material aufgebaut sind und einen großen Porenraum aufweisen, kann hier auch im Winter die Außenluft relativ leicht in die Schuttlage eindringen. Möglicherweise wird der Luftaustausch zwischen der Schuttlage und der Außenluft durch den Wind verstärkt („wind pumping“, HUMLUM 1997).

Da die Temperaturen an der Basis der Schneedecke im Hochwinter keinesfalls konstant sind, wie bisher vermutet wurde, sondern beachtlichen, vom Witterungsablauf beeinflussten Schwankungen unterliegen, sind die Ergebnisse von Einzelmessungen nach der von HAEBERLI (1973) vorgestellten Methode mit Vorsicht zu betrachten, auch die Berechnung der Mächtigkeit der Schuttlage anhand von BTS-Messungen ist aus diesem Grunde nicht möglich.

Außerhalb der aktiven Blockgletscher, auf permafrostfreiem Untergrund, liegen die Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke meist zwischen $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, sinken selten unter $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, Temperaturen unter $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ wurden nie gemessen.

Aus den bisher vorliegenden Daten geht hervor, dass sich die Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke aus wesentlich komplexeren Prozessen ableitet, als bisher angenommen wurde. Die BTS ist von folgenden Faktoren abhängig:

- a) von der Mächtigkeit der winterlichen Schneedecke und vom Eiskörper im Untergrund,
- b) von der Mächtigkeit und Zusammensetzung (Korngrößenverteilung, Porenraum) der Schuttdecke,
- c) vom Witterungsablauf und
- d) von den Windverhältnissen (Wind ist verantwortlich für Schneeverwehungen, auch für den Luftaustausch an schneefreien Stellen).

8.5 Hydrologie

Das Abflussverhalten von aktiven Blockgletschern wurde bislang kaum untersucht, es liegen nur wenige Einzelmessungen vor, systematische Langzeitmessungen haben erstmals KRÄINER & MOSTLER (in Druck) am Blockgletscher Inneres Reichenkar und im Kaiserbergtal durchgeführt.

Nach HAEBERLI (1985) liegt der Abfluss mittelgroßer Blockgletscher zwischen 2 l/s und 50 l/s , nach BARSCH (1996) zwischen 5 l/s und 250 l/s , wobei der Normalabfluss $8-15\text{ l/s}$ beträgt. Laut BARSCH sind Temperatur und Chemismus der Schmelzwässer sehr konstant und zeigen keinerlei Tagesschwankungen. Im Vergleich zu echten Gletschern sollen die Abflüsse von Blockgletschern deutlich geringere Schwankungen aufweisen (CORTE 1976, HAEBERLI 1985). Nach EVIN & ASSIER (1983) sind die Abflussraten während der Schneeschmelze im Frühjahr am höchsten, gehen im Sommer und

Herbst zurück und sinken mit Beginn des Winters auf Null. Die stärksten Schwankungen im Abfluss werden von JOHNSON (1981) und HAEBERLI (1985) auf sommerliche Niederschlagsereignisse zurückgeführt, es gibt einen direkten Zusammenhang zwischen Sommergewittern mit starken Regenfällen und dem Abfluss: Der Niederschlag (Regen) dieser Sommergewitter fließt sofort ab und verursacht kurzfristige Abflussspitzen unmittelbar nach dem Niederschlagsereignis.

Die höchsten Abflusswerte sind vom Hilda Rock Glacier mit 270 l/s bekannt (GARDNER & BAJEWSKY 1987), am Reichenkar-Blockgletscher wurden im Sommer 1998 bis zu 370 l/s gemessen. Die Pegelmessungen am Reichenkar-Blockgletscher haben gezeigt, dass das Abflussverhalten eines aktiven Blockgletschers stark vom Witterungsablauf gesteuert wird und wesentlich stärkeren saisonalen und täglichen Schwankungen ausgesetzt ist, als bislang angenommen wurde.

Die Abflussmessungen am Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar haben die Ergebnisse vom Reichenkar-Blockgletscher (KRAINER & MOSTLER, in Druck) bestätigt: Im Winter schütten die Blockgletscherquellen kein Wasser, sie sind zugefroren. Mit Beginn der Schneeschmelze Mitte Mai setzt der Schmelzwasserabfluss allmählich ein, gegen Ende Mai werden an warmen Schönwettertagen bereits hohe Abflussspitzen erreicht, starke Regenfälle können kurzfristig extreme Abflusswerte von bis zu 300 l/s erzeugen. Schlechtwettereinbrüche verbunden mit starker Abkühlung lassen dagegen den Abfluss stark zurückgehen, bei der Blockgletscherquelle Nord auf unter 10 l/s. In den Monaten Juni und Juli werden bei Schönwetter hohe Abflüsse verzeichnet, ab August ist eine allmähliche Abnahme im Abfluss festzustellen, unterbrochen nur von einzelnen, durch Starkniederschläge hervorgerufenen Abflussspitzen.

Neben diesen saisonalen und witterungsbedingten Schwankungen sind an warmen Schönwettertagen deutlich ausgeprägte Tagesschwankungen im Abfluss zu beobachten. Dies hängt damit zusammen, dass am frühen Nachmittag an sonnigen Tagen die Schnee- und Eisschmelze am stärksten ausgeprägt ist und hohe Schmelzwassermengen produziert werden, während durch die Abkühlung in den Nachtstunden auch die Schmelzprozesse stark zurückgehen. Tracerversuche haben gezeigt, dass die Schmelzwässer den Blockgletscher mit einer Geschwindigkeit von 0,9-1,3 m/min durchfließen. Daher werden die hohen Schmelzraten am frühen Nachmittag an der Blockgletscherquelle erst mit einer Zeitverzögerung von ca. 6-7 Stunden bemerkbar, und das Abflussmaximum beim Pegel wird erst in den späten Abendstunden, das Abflussminimum dagegen jeweils kurz nach Mittag erreicht.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass aktive Blockgletscher ein komplexes hydrologisches System aufweisen und dass das Abflussverhalten von mehreren Faktoren abhängig ist:

- (a) Einer der wichtigsten Faktoren ist der Witterungsablauf (Temperatur und Niederschlag), hohe Temperaturen an Schönwettertagen führen zu starken Schmelzprozessen und hohen Abflussraten, Starkniederschläge in Form von Regen produzieren kurzfristige Abflussspitzen, Kaltlufteinbrüche lassen dagegen den Abfluss stark zurückgehen.
- (b) Weiters sind die Schneereserven des vergangenen Winters und auch die Dauer der Schneebedeckung wesentlich. Je mehr Schnee im Winter angehäuft wurde, umso mehr kann bei entsprechend warmer Witterung im Sommer abschmelzen. Die hohen Abflussraten im Juni und Juli gehen im Wesentlichen auf die Schneeschmelze zurück. Sind die Schneereserven weitgehend aufgebraucht, geht der Abfluss deutlich zurück.
- (c) Der Eisanteil ist ein weiterer wichtiger Faktor, obwohl die Zusammenhänge zwischen Eisanteil und sommerlichen Schmelzprozessen noch wenig bekannt sind.
- (d) Wesentlich für das hydrologische Verhalten aktiver Blockgletscher ist auch die Mächtigkeit und der Aufbau der Schuttdecke. Je mächtiger und je feinkörniger die Schuttdecke, umso besser wirkt sie als Isolierschicht und schützt das Permafrosteis im Sommer vor Ablation. Von der Korngröße hängt auch ab, wie viel Wasser im Schutt gespeichert werden kann bzw. wie rasch die Schmelzwässer die Schuttlage durchfließen können. Die enormen Abflussspitzen unmittelbar nach Niederschlagsereignissen weisen darauf hin, dass fast die gesamte Niederschlagsmenge sofort abfließt und die aktiven Blockgletscher praktisch kein Rückhaltevermögen besitzen. Das hängt vor allem damit zusammen, dass der gefrorene Körper unter der Schuttlage als Wasserstauer wirksam ist. Das Niederschlagswasser sickert rasch durch die Schuttschicht und fließt

dann am Eis mehr oder weniger kanalisiert rasch ab. Teilweise kann das Schmelzwasser an Spalten auch in den gefrorenen Teil des Blockgletschers eindringen und im Eis bzw. an der Basis des Eises kanalisiert abfließen, um dann an einer Blockgletscherquelle konzentriert auszutreten.

- (e) Die extrem niedrigen Wassertemperaturen an der Blockgletscherquelle von $< 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ sind ein typisches Merkmal für aktive Blockgletscher und weisen darauf hin, dass die Schmelzwässer bis unmittelbar vor dem Quellaustritt mit Eis in Kontakt stehen.
- (f) Die geringe Leitfähigkeit der Wässer im Frühjahr und Frühsommer geht auf den hohen Anteil aus der Schneeschmelze zurück. Zum Herbst hin geht der Anteil aus der Schneeschmelze und damit auch der Abfluss stark zurück, die Schmelzwässer gehen zunehmend auf Eisschmelze zurück, auch ein geringer Anteil an Grund- bzw. Bergwasser ist zu erwarten. Daher steigt mit abnehmendem Abfluss die elektrische Leitfähigkeit zum Herbst hin stark an, beim Blockgletscher im Hinteren Langtal Kar von ca. $50\text{ }\mu\text{S/cm}$ im Frühjahr auf bis zu $200\text{ }\mu\text{S/cm}$ im Herbst.

9 Dank

In der vorliegenden Arbeit werden Teilergebnisse des Forschungsprojektes „Geologische und hydrogeologische Untersuchungen an Blockgletschern der Schobergruppe (Göbnitztal)“ dargestellt. Dieses Projekt wurde vom Kärntner Nationalparkfonds finanziert, wofür an dieser Stelle herzlichst gedankt sei. Unser besonderer Dank gilt Herrn Mag. Günter MUSSNIG und Herrn Mag. Peter RUPITSCH (Nationalparkverwaltung Großkirchheim) für ihr großes Interesse und ihre Unterstützung am Zustandekommen dieses Forschungsprojektes im Nationalpark Hohe Tauern. Für die Bereitstellung der Klimadaten der Stationen Heiligenblut und Kals danken wir Herrn Dr. Franz STOCKINGER und Herrn Mag. Christian STEFAN (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Regionalstelle für Kärnten, Flughafen Klagenfurt). Ein herzliches Dankeschön geht auch an Adolf RUPITSCH für die gastfreundliche Aufnahme auf der Elberfelder Hütte.

10 Literatur

- ACKERT, R.P. (1998): A rock glacier/debris-covered glacier system at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming. - *Geografiska Annaler* 80(3-4): 267-276.
- ANGEL, F. (1929): Gesteinskundliche und geologische Beiträge zur Kenntnis der Schobergruppe in Osttirol. *Verh. Geol. B.-A.*: 146-166.
- BARSCHE, D. (1992): Permafrost Creep and Rockglaciers. - *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 175-188.
- BARSCHE, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. - Springer-Verlag, Berlin, 331pp.
- BARSCHE, D., FIERZ, H. & HAEBERLI, W. (1979): Shallow core drilling and bore-hole measurements in permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 11: 215-228.
- BAUMGARTNER, A., REICHEL, E. & WEBER, G. (1983): Der Wasserhaushalt der Alpen. - R. Oldenbourg Verlag, München, 343pp.
- BUCHENAUER, H.W. (1990): Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol). - *Marburger Geographische Schriften* 117: 1-276.
- CLARK, D.H., CLARK, M.M. & GILLESPIE, A.R. (1994): Debris-Covered Glaciers in the Sierra Nevada, California, and Their Implications for Snowline Reconstructions. - *Quaternary Research* 41: 139-153.
- CLARK, D.H., STEIG, E.J. Jr., 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* 80 A(3-4): 175-182.
- CORTE, A. (1976): The hydrological significance of rock glaciers. - *Journal of Glaciology* 17: 157-158.

- EVIN, M. & ASSIER, A. (1983): Relations hydrologiques entre glacier et glaciers rocheux: l'exemple du cirque de Marinet (Haute-Ubaye, Alpes du Sud). - Communication, Section de Glaciologie de la Société hydrotechnique de France, Grenoble, 5pp.
- GARDNER, J.S. & BAJEWSKY, I. (1987): Hilda Rock Glacier stream discharge and sediment load characteristics, Sunwapta Pass area, Canadian Rocky Mountains. - In: GIARDINO, J.R., SHRODER, J.F. & VITEK, J.D. (Ed.): Rock Glaciers. Allen & Unwin, London: 161-174.
- GIARDINO, J.R. & VICK, S.G. (1987): Geologic engineering aspects of rock glaciers. - In: GIARDINO, J.R., SHRODER, J.F. & VITEK, J.D. (Ed.): Rock Glaciers. Allen & Unwin, London: 265-287.
- GOODRICH, L.E. (1982): The influence of snow cover on the ground thermal regime. - Canadian Geotechnical Journal 19: 421-432.
- HAEBERLI, 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.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, 77: 1-142.
- HAEBERLI, W. (1989): Glacier ice-cored rock glaciers in the Yukon Territory, Canada? - Journal of Glaciology 35(120): 294-295.
- HUMLUM, O. (1996): Origin of Rock Glaciers: Observations from Mellemfjord, Disko Island, Central West Greenland. - Permafrost and Periglacial Processes 7: 361-380.
- HUMLUM, O. (1997): Active Layer Thermal Regime at Three Rock Glaciers in Greenland. - Permafrost and Periglacial Processes 8: 383-408.
- HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH (1953): Die Niederschläge in Österreich im Zeitraum 1901 - 1950. - Beiträge zur Hydrographie in Österreich 27, 231pp.
- JOHNSON, P.G. (1980): Glacier-rock glacier transition in the Southwest Yukon Territory, Canada. Arctic and Alpine Research 12(2): 195-204.
- JOHNSON, P.G. (1981): The structure of a talus-derived rock glacier deduced from its hydrology. Canadian Journal of Earth Sciences 18: 1422-1430.
- JOHNSON, P.G. & LACASSE, D. (1988): Rock glaciers of the Dalton Range, Kluane Ranges, south-west Yukon Territory, Canada. - Journal of Glaciology 34(118): 327-332.
- JOHNSON, J.P. & NICKLING, W.G. (1979): Englacial temperature and deformation of a rock glacier in the Kluane Range, Yukon Territory, Canada. - Canadian Journal of Earth Sciences 16: 2275-2283.
- KAUFMANN, V. (1996): Der Dösen Blockgletscher Studienkarten und Bewegungsmessungen. Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz 33: 141-162.
- KELLER, F. & GUBLER, H.U. (1993): Interaction between snow cover and high mountain permafrost, Murtél-Corvatsch, Swiss Alps. - In: 6th International Conference on Permafrost, Vol. Proceedings 1, Beijing: 332-337.
- KONRAD, S.K., HUMPHREY, N.F., STEIG, E.J., CLARK, D.H., POTTER, N. & PFEFFER, W.T. (1999): Rock glacier dynamics and paleoclimatic implications. - Geology 27(9): 1131-1134.
- 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. (in Druck): Hydrology of Active Rock Glaciers: Examples from the Austrian Alps. - Arctic, Antarctic and Alpine Research.
- LIEB, G.K. (1986): Die Blockgletscher der östlichen Schobergruppe (Hohe Tauern, Kärnten). - Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz 27: 123-132.
- LIEB, G.K. (1987): Zur spätglazialen Gletscher- und Blockgletschergeschichte im Vergleich zwischen den Hohen und Niederen Tauern. - Mitt. Österr. Geogr. Ges. 129: 5-27.
- LIEB, G.K. (1991): Die horizontale und vertikale Verteilung der Blockgletscher in den Hohen Tauern (Österreich). - Z. Geomorph. N. F. 35(3): 345-365.

- LIEB, G.K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz 33: 9-125.
- LIEB, G.K. & SLUPETZKY, H. (1993): Der Tauernfleck-Blockgletscher im Hollersbachtal (Venedigergruppe, Salzburg, Österreich). - Wiss. Mitt. Nationalpark Hohe Tauern 1: 138-146.
- ÖSTERREICHISCHE KARTE (ÖK) 1:50.000 (1932): Blatt 179, Lienz. Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien.
- OUTCALT, S.I. & BENEDICT, J.B. (1965): Photo interpretation of two types of rock glaciers in the Colorado front range, USA. - Journal of Glaciology 5: 849-856.
- 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 80(3-4): 251-265.
- SCHMÖLLER, R. & FRUHWIRTH, R.K. (1996): Komplexgeophysikalische Untersuchung auf dem Dösenner Blockgletscher (Hohe Tauern, Österreich). - Arb. Inst. Geogr. Univ. Graz 33: 165-190.
- SHRODER, J. F. (1987): Rock glaciers and slope failures: high plateaus and La Sal Mountains Colorado Plateau, Utah, U.S.A. In: GIARDINO, J.R., SHRODER, J.F. & VITEK, J.D. (Ed.): Rock Glaciers. Allen & Unwin, London: 193-238.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. I: Die Zentralalpen. - F. Deuticke, Wien, 766pp.
- TOLLNER, H. (1952): Wetter und Klima im Gebiet des Großglockners. Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Klagenfurt, 136pp.
- TOLLNER, H. (1969): Klima, Witterung und Wetter in der Großglocknergruppe. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 21: 83-94.
- 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. (Ed.): Rock Glaciers. Allen & Unwin, London: 1-26.
- VONDER MÜHLL, D. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich 122, 1-222.
- VONDER MÜHLL, D. & HAEBERLI, W. (1990): Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtél/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). - Journal of Glaciology 36(123): 151-158.
- VONDER MÜHLL, D., STUCKI, T. & HAEBERLI, W. (1998): Borehole temperatures in Alpine permafrost: a ten years series. - In: LEWKOWICZ A.G. & ALLARD, M. (Ed.): 7th International Conference on Permafrost. Yellowknife: 1089-1096.
- 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: II models and mechanisms. - Progress in Physical Geography 16(2): 127-186.
- WHALLEY, W.B. & PALMER, C.F. (1998): A glacial interpretation for the origin and formation of the Marinets Rock Glacier, Alpes Maritimes, France. - Geografiska Annaler 80(3-4): 221-236.
- WHALLEY, W.B., PALMER, C., HAMILTON, S. & GORDON, J. (1994): Ice exposures in rock glaciers. - Journal of Glaciology 40(135): 427-429.
- WHITE, S.E. (1971): Rock glacier studies in the Colorado Front Range, 1961 to 1968. - Arctic and Alpine Research 3(1): 43-64.
- WHITE, S.E. (1976): Rock Glaciers and Block Fields, Review and New Data. - Quaternary Research 6: 77-97.

Adresse der Autoren

A.-Univ.-Prof. Dr. Karl Krainer
Mag. Wolfram Mostler
Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck.

e-mail: karl.krainer@uibk.ac.at

e-mail: wolfram.mostler@uibk.ac.at