

## PERMAFROSTKARTIERUNG IM GEBIET DER HOCHBENKAR-BLOCKGLETSCHER, OBERGURGL, ÖTZTALER ALPEN

Von W. HAEBERLI, Zürich, und G. PATZELT, Innsbruck

Mit 8 Abbildungen und 2 Kartenbeilagen

### ZUSAMMENFASSUNG

Im Gebiet der seit längerer Zeit beobachteten Hochebenkar-Blockgletscher, Öztaler Alpen, wurde die Verbreitung von Permafrost detailliert kartiert. Zu diesem Zweck wurden an über 250 Stellen hochwinterliche Schneebasis-Temperaturen (BTS-Methode) und an 12 Quellen die sommerlichen Wassertemperaturen gemessen sowie 11 refraktionsseismische Profile in gefrorenen und ungefrorenen Lockersedimenten aufgenommen. Die Kombination Refraktionsseismik/BTS-Methode erlaubt ein rasches und zuverlässiges Kartieren von alpinem Permafrost, wobei nun auch Unterschiede in der sommerlichen Auftautiefe erfaßt werden können. Die Meßresultate bestätigen die in den letzten Jahren in den Schweizer Alpen entwickelten Vorstellungen über die Zusammenhänge zwischen Permafrost und Blockgletscher: Blockgletscher sind Kriechphänomene des diskontinuierlichen alpinen Permafrostes.

### CARTOGRAPHIE DU PERGÉLISOL DANS LA RÉGION DES GLACIERS ROCHEUX DU HOCHBENKAR, OBERGURGL, ÖTZTAL ALPES

#### RÉSUMÉ

Une cartographie détaillée de la distribution du pergélisol a été réalisée dans la région des glaciers rocheux observés de longue date au Hochebenkar, Öztal, Autriche. Pour ce faire, on a mesuré la température hivernale de la base de la couche de neige (méthode BTS) à plus de 250 endroits, on a relevé 11 profils de réfraction sismique dans des sédiments meubles gelés et non-gelés et on a observé les variations estivales de température de 12 sources. La combinaison de la réfraction sismique et de la méthode BTS a non seulement permis d'étudier d'une manière rapide et sûre la répartition du pergélisol alpin, mais aussi d'en déterminer l'épaisseur du mollisol estival. Les résultats de ces mesures confirment les idées qui se sont développées ces dernières années dans les Alpes suisses sur les rapports entre le pergélisol et les glaciers rocheux: les glaciers rocheux sont des phénomènes de fluage du pergélisol alpin discontinu.

### PERMAFROST MAPPING IN THE REGION OF THE HOCHBENKAR ROCK GLACIERS, OBERGURGL, ÖTZTAL ALPS

#### SUMMARY

The occurrence of permafrost in the region of the Hochebenkar rock glaciers has been mapped in detail. For this purpose basal temperatures of the winter snow cover were measured at over 250 sites (BTS-method), 11 refraction-seismic profiles were taken in frozen and unfrozen unconsolidated sediments and 12 springs were investigated in terms of their summer temperature

variations. The combination of seismic refraction and the BTS-method allows rapid and reliable mapping of alpine permafrost, and at the same time enables differences in active-layer thickness to be established. The results of the observations confirm the ideas developed in the Swiss Alps in recent years about the relationships between permafrost and rock glaciers: rock glaciers are creep phenomena of discontinuous alpine permafrost.

## 1. EINLEITUNG

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit geht zurück auf die Exkursionstagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft im September 1973, auf der die Ergebnisse der ersten systematischen Untersuchung zur Verbreitung von alpinem Permafrost im Gebiet des Flüelapasses vorgeführt wurden (siehe Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, Bd. 9, 1973: 293). Die Diskussion um die dort angewendeten Methoden zur Feststellung von Permafrost (Haeberli 1975) ließ es sinnvoll erscheinen, diese auch in anderen alpinen Gebieten einzusetzen. Vor allem sollte die sehr einfache, zeit- und kostensparende Methode der Temperaturmessung an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS, Haeberli 1973) weiter verfolgt werden, für die damals noch wenig Erfahrung und eine kleine Anzahl von Messungen vorlagen. Die BTS war auf ihre Aussagekraft als Indikator für alpinen Permafrost weiter zu prüfen. Dafür bot sich die Umgebung der Blockgletscher des Äußeren und Inneren Hochebenkares im obersten Ötztal bei Obergurgl an (Abb. 1), die in vielfacher Beziehung günstige Gegebenheiten bietet und auch im Winter leicht und meist gefahrlos erreicht werden kann.

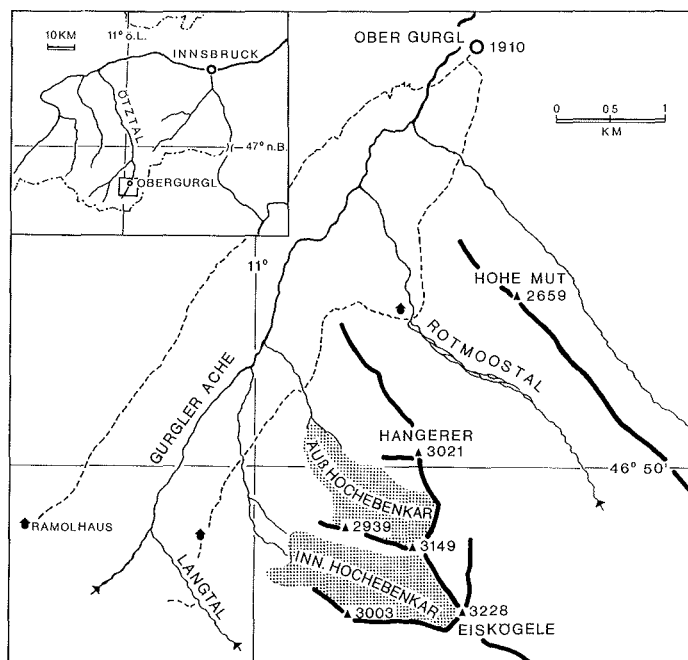


Abb. 1: Lageskizze der Hochebenkar-Blockgletscher

An den Hochebenkar-Blockgletschern werden seit 1938 Bewegungsmessungen durchgeführt (Pillewizer 1957, Vietoris 1972). Während Pillewizer noch einen glazialen Ursprung der Blockgletscher annahm und sie als schuttbedeckte Zungen von Gletschern aus den letzten Jahrhunderten betrachtete, stützte sich Vietoris, in Anlehnung an die Arbeiten von Barsch (1969 a, 1969 b, 1971), auf die Permafrosthypothese der Blockgletscherentstehung, wie sie schon in der grundlegenden Arbeit von Wahrhaftig und Cox (1959) dargestellt ist. Daß das Gletschermodell der Blockgletscherentstehung noch immer — zum Teil vehement — verfochten und Permafrost in den Alpen oft nicht oder zumindest nicht ernsthaft diskutiert wird (Guiter 1972, Klaer 1974, Nagl 1971, Whalley 1974, 1979), spricht nicht für die Autoren. Die Permafrostkartierung im Bereich der Hochebenkare sollte auch dieses Problem klären helfen.

## 2. ERGÄNZENDE BEOBACHTUNGEN

Die Lage und Oberflächenformen der großen Blockgletscher in den Hochebenkaren sind in den Arbeiten von Pillewizer (1957) und Vietoris (1972) eingehend beschrieben und bei Vietoris durch Fotos und Luftbilder gut dokumentiert. Ergänzend und im Gegensatz zu Pillewizer (1957: 48) sei hervorgehoben, daß am Westhang des Hangerer und am Fuß des NW-exponierten Absturzes des Hochebenkamms drei weitere kleine Blockgletscher ausgebildet sind (Abb. 2). Ihre grobblockige Oberfläche zeigt Fließwülste, Hohlformen und 10 bis 20 m hohe, steile Stirnböschungen. In ihren Einzugsgebieten, die in postglazialer Zeit sicher nie vergletschert waren, liegen aktive Schutthalden, die besonders am Hochebenkamm den auch gegenwärtig wirksamen Blockzerfall der Felsflanken anzeigen.

Im Inneren Hochebenkar haben die Schuttmassen nur unterhalb von 2800 m die blockgletschertypischen Oberflächenstrukturen. Im flachen Karboden ist zwischen 2780 m Höhe und dem Eisrand des Hochebenferners nach Form und Material gestreifte Grundmoräne („fluted moraine“, vgl. z. B. Boulton 1976) ausgebildet. Auf der Grundmoräne liegen im gletschernahen Bereich nur vereinzelte Blöcke, in tieferen Teilen des Gletschervorfeldes eine dünne Blockstreu. Sie läßt damit die Vorstellung von einer glazialen Entstehung des Blockgletschers im Inneren Hochebenkar von vornherein als unwahrscheinlich erscheinen.

Die Ausdehnung des Hochebenferners in der Zeit der historischen Gletscherhochstände ist nicht durchwegs eindeutig abzugrenzen. Nach dem Flechtenbewuchs reichte der orographisch linke Zungenteil jedenfalls bis in die Mulde bei 2770 m; in Zungenmitte ist der Übergang vom ehemaligen Eisrand zum Blockgletscher bei 2770 m fließend; rechts zeigen sich bei 2825 m vom Hang lösende Moränenwälle die neuzeitliche Eisausdehnung an. Der größte Teil des flachen Karbodens, der sich als permafrostfreier oder als unsicherer Permafrostbereich ausscheiden ließ (Karte 1), war somit vom Hochebenferner bedeckt, nur die randlichen Zonen der ehemaligen Gletscherzunge lagen auf Gelände heutiger Permafrostverbreitung.

Somit ist der Hochebenferner in der neuzeitlichen Hochstandsperiode dem Blockgletscher aufgefahren und hat ihn teilweise überlagert, wobei er mit sicher geringmächtiger Oberflächenmoräne etwas Schutt geliefert haben dürfte. Topographisch bedingt erhalten die Blockgletscherloben im Inneren Hochebenkar gegenwärtig aus ihrem Einzugsgebiet kaum Nachschub an Schuttmaterial, auch nicht aus den karbegrenzenden Felsflanken.

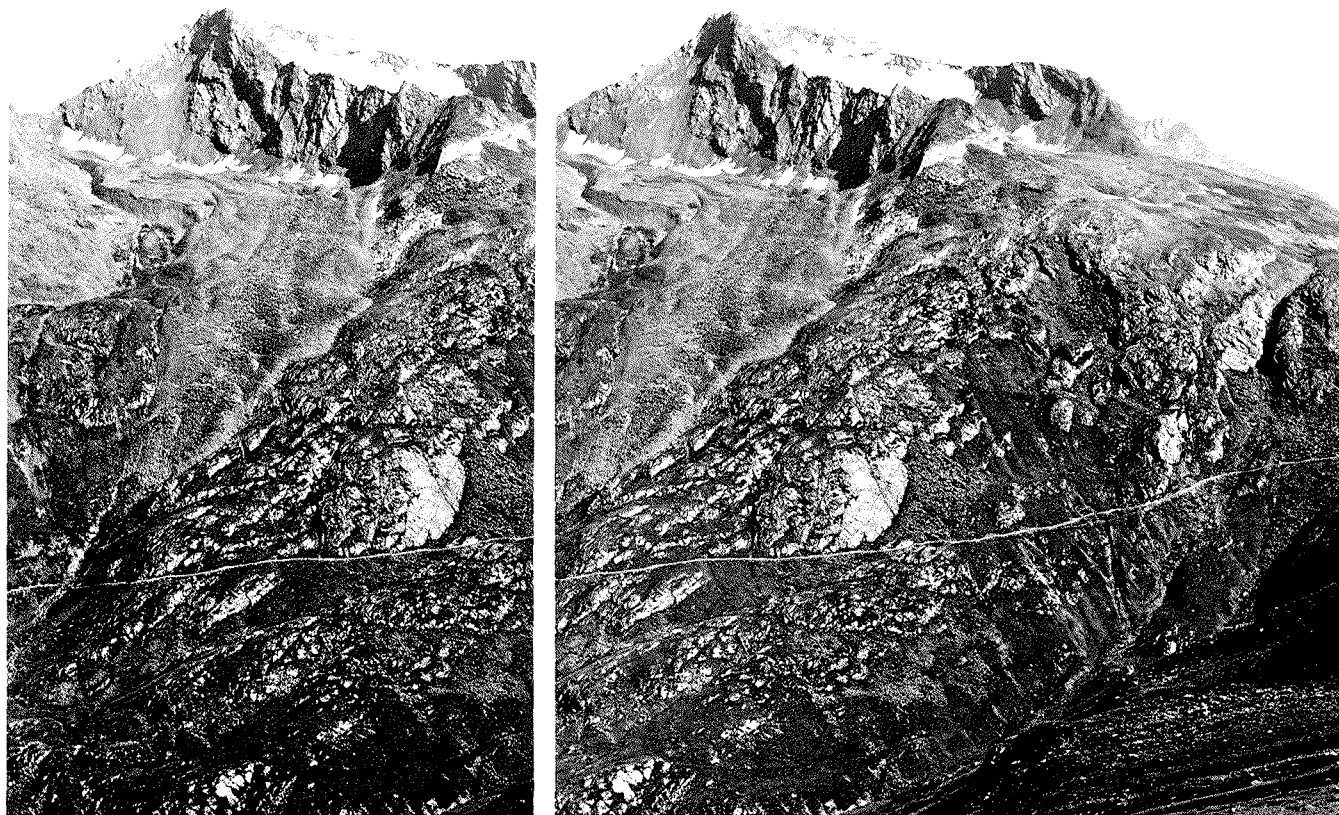


Abb. 2: Stereobildpaar des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar. Rechts oben, hinter dem Hochebenkamm, das Innere Hochebenkar mit dem Hochebenferner. Foto: G. Patzelt, 11. August 1982

Im Äußeren Hochebenkar (Abb. 2) gibt es keinen Hinweis für die Existenz eines neuzeitlichen Gletschers, worauf auch Vietoris (1972: 184) hinweist. Allerdings bleiben am beschatteten Hangfuß des Hochebenkammes in den meisten Jahren lawinenernährte, perennierende Schneeflecken erhalten, die als sichere Permafrostzeiger zu werten sind. Ihre Ausdehnung ändert sich jährlich. Im Jahre 1969 (Auswertestand der Karte 1) waren die Firnflecken wegen der vorausgegangenen gletschergünstigen Jahre relativ groß, in warmen Sommern, wie 1982, schmelzen sie weitgehend ab.

Eine Besonderheit des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar sind die außergewöhnlich hohen Fließgeschwindigkeiten und Vorstoßbeträge des Zungenendes von 3 bis 4 m pro Jahr (Vietoris 1972: 181, 187) als Folge der starken Zunahme des Gefälles unterhalb der Hangkante bei 2570 m Höhe. Dabei entstehen die schon mehrfach erwähnten, bogenförmigen Spalten, an denen der Schuttkörper aufreißt. Die Vorstoßtendenz der Blockgletscherhalde hat seit 1969 angehalten, die Spaltenbildung hat zugenommen. Es scheint, als würde sich der ganze Zungenteil ab 2540 m vom übrigen Blockgletscher ablösen. Die größte Spalte durchtrennt an der Oberfläche den Schuttkörper über die gesamte Breite (Abb. 2).

In den Spalten wurde mehrfach und vor allem im Hochsommer der gefrorene, zum Teil sehr eisreiche Schutt direkt beobachtet (Abb. 3). Die größte erreichte Spaltentiefe

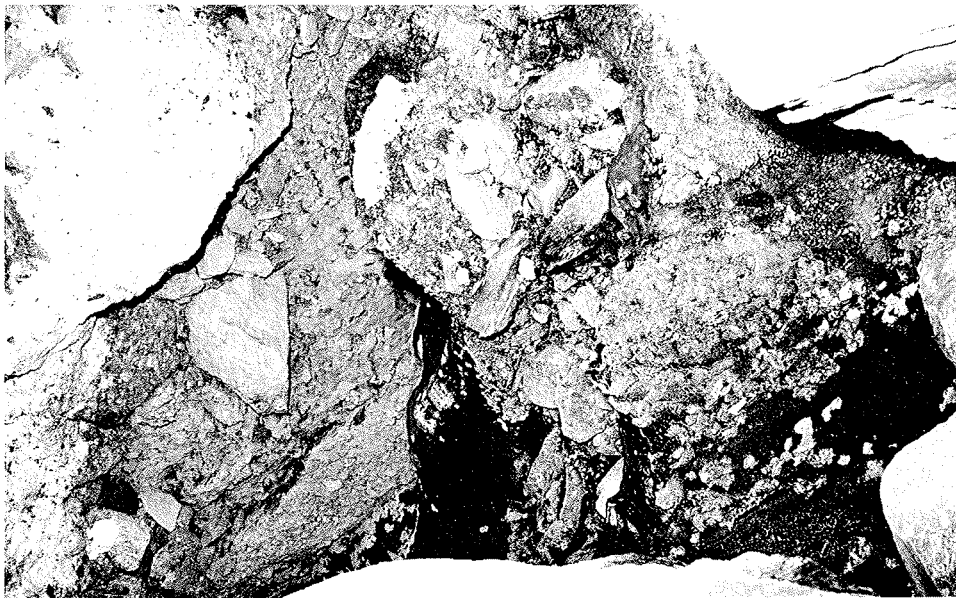


Abb. 3: Eis und gefrorener Schutt in einer Spalte in der Zunge des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar. Bildbreite ca. 4 m in der Natur. Foto: G. Patzelt

lag bei etwa 8 m (August 1971). Wegen der Labilität der Gesteinsblöcke in der Auftauschicht an den Spaltenrändern wurde ein weiteres Vordringen und eine systematische Untersuchung an diesen natürlichen Aufschlüssen für einen lebensmüden Zeitpunkt zurückgestellt. Die Existenz von Permafrost im Blockgletscher steht mit diesen Beobachtungen jedoch außer Zweifel. Sie bilden die sichere Grundlage für die Beurteilung der weiteren Untersuchungsergebnisse.

## 3. MESSUNGEN

## 3.1 QUELLTEMPERATUREN

An den im Bereich der Blockgletscher austretenden Quellen haben H. Heuberger und G. Fromme im Sommer 1956 systematische Quellbeobachtungen und Messungen der Wassertemperatur durchgeführt (erwähnt schon bei Pillewizer 1957: 48). Dieses Datenmaterial wurde von H. Heuberger für die vorliegende Arbeit zur Verfügung gestellt, wofür auch an dieser Stelle bestens gedankt sei. Mit gelegentlichen Messungen der Verfasser zwischen 1975 und 1980 wurden die Wassertemperaturen in Tabelle 1 zusammengestellt. Die Quellennummern der Tabelle entsprechen denen der Karte 1.

Tabelle 1: Die Quelltemperaturen (in Grad Celsius) im Bereich der Hochebenkar-Blockgletscher

Datum der Messung	Quellen (Nummern wie in der Karte)											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
14. 8. 1956	—	3,3	0,3	0,4	0,5	—	0,5	—	1,1	0,8	1,2	—
14. 8. 1956	—	5,0	0,2	0,7	—	—	0,6	—	1,0	0,8	0,7	—
16. 8. 1956	0,6	4,4	0,2	0,5	0,6	—	0,6	—	1,0	0,8	1,6	—
17. 8. 1956	0,8	3,4	0,3	0,6	0,6	—	0,7	—	1,1	0,9	1,8	—
24. 8. 1956	0,8	2,3	0,2	0,5	0,7	0,5	0,6	—	0,5	0,8	0,3	—
25. 8. 1956	1,0	2,7	0,3	0,5	0,7	—	0,7	—	0,5	0,9	0,8	—
5. 9. 1956	1,0	VS	0,3	0,5	0,8	—	0,7	—	0,8	0,9	0,6	—
5. 9. 1956	1,1	VS	0,3	0,5	0,8	—	0,7	—	0,8	0,9	0,7	—
25. 7. 1975	—	—	—	—	—	0,2	—	—	0,6	—	—	—
20. 7. 1977	—	—	—	—	—	0,3	0,6	—	0,7	0,6	0,4	0,5
10. 9. 1977	0,8	4,2	0,2	0,4	—	0,4	0,6	4,3	0,8	0,8	0,6	0,6
18. 7. 1979	—	—	—	—	—	0,4	0,4	3,0	0,5	0,6	0,5	0,4
11. 9. 1980	—	—	—	—	—	0,3	0,6	4,2	0,7	0,8	0,6	0,5
12. 9. 1980	—	—	—	—	—	0,4	0,5	4,4	0,7	0,8	0,7	0,6

Die Temperaturmessungen des Jahres 1956 hat Prof. Dr. Helmut Heuberger, Salzburg, zur Verfügung gestellt.

VS = versiegt.

Außer den Quellen 2 und 8 liegen die sommerlichen Wassertemperaturen durchwegs um oder unter 1° C und damit im permafrosttypischen Bereich (Haerberli 1975). Das Wasser, das am Permafrostspiegel abfließt, erwärmt sich nur wenig über die Schmelztemperatur. Die ohne Kenntnis der Meßwerte von 1956 durchgeführten Messungen von 1975—80 ergaben innerhalb der Meßgenauigkeit vollkommen übereinstimmende Wassertemperaturen. Sie waren nach 20 Jahren unverändert.

An Quelle 9 des Inneren Hochebenkar-Blockgletschers hat H. Heuberger vorübergehende, an Quelle 11 andauernde Wassertrübung festgestellt. Wahrscheinlich sind das die Abflüsse des Hochebenferners.

## 3.2 REFRAKTIONSSEISMISCHE MESSUNGEN

Insgesamt elf refraktionsseismische Profile wurden in den beiden Sommern 1975 (1.—3. August) und 1977 (20./21. Juli) mit einer Bison-Hammerschlagapparatur gemessen. Im Schnitt ließen sich rund drei Profile pro Arbeitstag realisieren. Für die Pro-

file 1 bis 7 betrug die Auslage 100 m, für die Profile 8 bis 11 50 m. Die Abstände der Schlagpunkte bei den 100-m-Profilen sind aus Abb. 4 zu ersehen, bei den 50-m-Profilen betragen sie durchwegs 5 m. Alle Profile wurden im Gegenschuß gemessen. Eine Ausnahme hierbei macht nur Profil 11, das infolge Abfalls der Batteriespannung wegen zu kalter Lufttemperatur nur in einer Richtung (gegen E) gemessen wurde und deshalb bei der statistischen Auswertung der Resultate (s. u.) nicht berücksichtigt wurde. Die Auswertung erfolgte nach den üblichen Verfahren (z. B. Bentz 1961, Hagedoorn 1959, vgl. für speziell glaziologische Aspekte auch Röthlisberger 1961, 1972). Die Geschwindigkeit des Eisrefraktors wurde numerisch bestimmt als reziproker Wert des Regressionsfaktors in der Weg/Zeit-Bestimmung für  $V_2$  (vgl. Abb. 4c), und die Standardabweichung dieser Geschwindigkeit wurde aus den Diagonalelementen der inversen Normalgleichungsmatrix berechnet. Dabei wurde der Standardfehler der Distanzmessung zu  $\pm 1$  m (100-m-Profile) bzw.  $\pm 0,5$  m (50-m-Profile) und der Standardfehler der Zeitmessung (Festlegung des Ersteinsatzes) zu  $\pm 1$  ms geschätzt. Diese Fehlerschätzung ist eher vorsichtig, da gerade beim Vorhandensein einer schnellen und oberflächennahen Eisschicht die Ersteinsätze trotz gelegentlich starker Dämpfung nach genügend wiederholter Aufsummierung der Seismogramme gut zu erkennen sind. Prinzipiell ist auch anzumerken, daß bei der Tiefenbestimmung eine über das ganze Profil konstante Oberflächengeschwindigkeit  $V_1$  angenommen werden muß, was zweifellos nicht durchwegs der Fall ist. Die errechneten Tiefenwerte nehmen zudem auf eine Oberfläche Bezug, die rund 0,5 m unter der Fläche liegt, die man sich durch die höchsten Punkte der umliegenden Blöcke denken kann. Es handelt sich bei den Tiefenangaben also um ungefähre Werte, wobei später vor allem die relativen Unterschiede interessieren werden. Die Lage der Profile ist aus Karte 1 zu ersehen.

In Abb. 4 sind die gemessenen Laufzeitenkurven von drei seismischen Profilen dargestellt. Abb. 4a (Profil 6 im Inneren Hochebenkar unmittelbar östlich der beiden Blockgletscherzungen) ist der einzige Fall, in dem der Untergrund wahrscheinlich als eisfrei angenommen werden kann. Die Geschwindigkeit im Lockerschutt nimmt von 400 m/s gegen die Tiefe bis auf ca. 850 m/s zu (Verdichtungseffekt), dann treten Geschwindigkeiten auf, aus denen wohl nur auf Fels geschlossen werden kann (4800 bis 6300 m/s). Nimmt man eine effektive Geschwindigkeit für Gneis von ca. 5500 m/s an (dieser Wert kann nicht errechnet werden, da sich die entsprechenden Laufzeitäste nicht genügend überlappen), so ist in rund 15 bis 20 m Tiefe der gegen das Karinnere abfallende Felsuntergrund zu erwarten. Anzeichen für das Vorhandensein von Eis oder Grundwasser fehlen, und nach der morphologischen Situation zu schließen, ist an dieser Stelle ein ausgeprägter Karriegel vorhanden.

Etwas komplizierter sind die Verhältnisse in Abb. 4b (Profil 4 zwischen Profil 6, Abb. 4a und dem Hochebenferner), da hier in der Schlagrichtung W ein offenbar deformierter Laufzeitast auftritt. Unter der extrem langsamen Lockerschuttschicht ( $V_1 = 350$  m/s) folgt am Westende des Profils („oben“ am sanften Hang) eine Grundwasserschicht (1600 m/s) in ca. 2 bis 4 m Tiefe, während am Ostende des Profils in ungefähr gleicher Tiefe eine schnelle Schicht folgt (2500 m/s, Permafrost?). Das Signal dieser schnellen Schicht zerfällt rasch, was darauf schließen läßt, daß sie dünn ist und daß darunter eine langsamere, energieabsorbierende Schicht folgt (vgl. dazu Hunter 1973). Schließlich treten Geschwindigkeiten auf, die für Eis typisch sind (3300 bis 4500 m/s, im Mittel 3500 bis 4000 m/s, wenn man die Werte von 3300 und 4500 m/s als Scheingeschwindigkeiten ein und desselben Eisvorkommens auffaßt). Eine mögliche Interpretation dieses nicht ganz eindeutigen Profils ist folgende: Der Hochebenferner hat zur Zeit seines historischen Hochstandes die Stelle überdeckt. Wie das Vor-

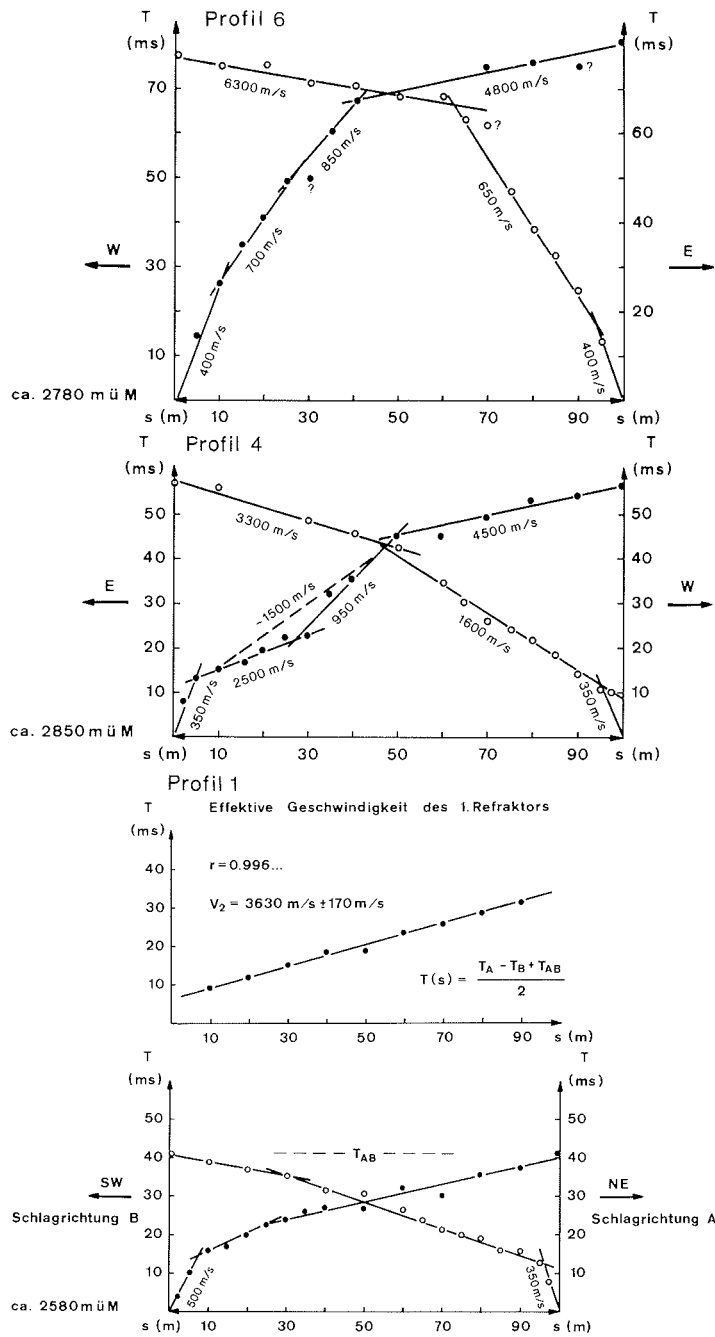


Abb. 4: Drei refraktionsseismische Profile aus dem Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher. Die Lage der Profile ist aus Karte 1 ersichtlich. Diskussion im Text



kommen von gestreifter Grundmoräne im Inneren Hochkar zeigt, konnte er nur an den Randpartien angefroren gewesen sein (Boulton 1976, Morris und Morland 1976). Der präexistente Permafrost ist an der temperierten Basis des neuzeitlichen Gletschers tief (ca. 10 bis 15 m) aufgeschmolzen, funktioniert aber noch heute als Grundwasserstauer. In letzter Zeit hat die örtliche Bildung von Permafrosteis wieder eingesetzt (nach dem Rückzug des Gletschers?), wobei zwischen diesem neuen Eis und dem tiefliegenden Grundwasserstauer ein Talik bestehen blieb. Es handelt sich hier um einen interessanten Fall an der Grenze aktiver Permafrostvorkommen. Die Verhältnisse müßten an dieser Stelle mit geoelektrischen Sondierungen präziser erfaßt werden können (Unterscheidung Gletschereis — Permafrost, vgl. Fisch et al. 1978).

Profil 1 (Abb. 4c) vom Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar ist als Beispiel für alle übrigen Profile angegeben, da diese prinzipiell die gleichen Verhältnisse zeigen. Unter der langsamen grobblockigen Oberflächenschicht ( $V_1 = 350$  bis  $500$  m/s) folgt in geringer Tiefe eine sehr viel schnellere Schicht ( $V_2 = 3630$  m/s), die zweifellos als Eis in einer noch zu diskutierenden Form interpretiert werden kann. Eine dritte Schicht mit Felsgeschwindigkeiten kann nicht beobachtet werden, woraus zu entnehmen ist, daß der Felsuntergrund mehr als 20 m unter der Oberfläche liegen muß.

Profil 1 und alle hier nicht dargestellten Profile lassen eindeutig einen oberflächennahen Refraktor mit für Eis typischen Geschwindigkeiten erwarten. Die Daten sind in Tabelle 2 zusammengestellt. Der Mittelwert für  $V_2$  aus allen Profilen beträgt 3530 m/s. Dieser Mittelwert entspricht den P-Wellen-Geschwindigkeiten, wie sie an kleinen alpinen Gletschern bestimmt wurden. So errechnete etwa Steinhauser (1974) aus 26 Messungen auf fünf kleinen Gletschern im Dachsteingebirge einen Mittelwert von 3480 m/s. Das Blockgletschereis könnte demnach scheinbar als Gletschereis identifiziert werden. Diese Interpretation wird aber sehr fragwürdig, wenn man die Streuung der einzelnen Werte betrachtet. Werte wie 2560 m/s oder 4270 m/s sind bisher von temperiertem oder auch leicht kaltem Gletschereis nicht bekannt. Die große Streuung der  $V_2$ -Werte auf den Hochebenkar-Blockgletschern macht sich auch in der Standardabweichung des Mittelwerts bemerkbar (510 m/s gegenüber 140 m/s für die erwähnten Dachsteingletscher), wobei die für Gletschereis ganz untypische Streuung der seismischen Blockgletschergeschwindigkeiten sicher nicht mit Meßfehlern zu erklären ist (mittlere Standardabweichung der einzelnen Geschwindigkeitsbestimmungen = 7 %). Auch die geringen Differenzen zwischen maximaler und minimaler Tiefenlage des Eishorizonts sprechen klar dafür, daß sowohl das Vorkommen wie die Tiefenlage des Eises thermisch durch die an Ort herrschenden Permafrostverhältnisse (Jahresmittel der Bodentemperatur unter  $0^\circ$  C) bedingt ist. Die beobachteten seismischen Geschwindigkeiten entsprechen denn auch sehr gut bisher bekannten Werten aus gefrorenen Lockersedimenten (Röthlisberger 1972, S. 36). Am ehesten handelt es sich offenbar um gefrorene Silte, Sande oder Gerölle oder um moränenartiges Material. Betrachtet man die seismisch festgestellte Schicht als gefrorenen Sand, was anhand der Feinmaterialaufschlüsse an den Blockgletscherstirnen und neuerer Bohrresultate aus alpinem Permafrost (Barsch 1977, Barsch et al. 1979) als realistisch angesehen werden kann, so kann man aus den beobachteten P-Wellen-Geschwindigkeiten nach der empirischen Beziehung von Müller (zitiert nach Röthlisberger 1972, S. 38) den Eisgehalt in Volumprozent des untersuchten Materials berechnen:

$$\frac{1}{V_p} = \frac{p}{2500} + \frac{1-p}{6250} \quad (1)$$

(p = Eisvolumen/Gesamtvolumen des gefrorenen Materials)

Da es sich hierbei um eine Schätzmethode handelt, sind die entsprechenden Werte in Tabelle 2 als Größenordnungen anzusehen. Nach dieser Schätzung liegt der durchschnittliche Eisgehalt des Blockgletscher-Permafrostes über 50 % und übersteigt in allen Fällen das Porenvolumen, das man im entsprechenden Material bei ungefrorenem Zustand erwarten würde. Im Vergleich zu den Analysen an Bohrkernen aus dauernd gefrorenen Moränen und Bohrlochsondierungen in Blockgletscherpermafrost aus den Schweizer Alpen (Barsch et al. 1979, Keusen und Haerberli, in Druck) liegen die seismisch geschätzten Eisgehaltswerte als Folge des Geröllgehaltes der gefrorenen Sande wohl eher zu tief. Es ist demnach anzunehmen, daß es sich in allen beobachteten Fällen um sogenannten „supersaturated“ Permafrost handelt (vgl. Black 1954), bei dem die einzelnen Gesteinskomponenten mehrheitlich im Eis „schwimmen“. Daß sich derart eisreicher Permafrost gletscherähnlich deformieren kann, steht außer Zweifel (vgl. dazu Anderson und Morgenstern 1973, Keusen und Haerberli (in Druck), und die dort angegebene Literatur zur Permafrostmechanik). Eine Kombination der refraktierten Laufzeitäste aus den Profilen 2,3 und 5 ergibt in Übereinstimmung mit Messungen im Wallis (Haerberli et al. 1979, S. 426) eine Geschwindigkeitszunahme mit wachsender Auslage von ca. 3050 m/s auf ca. 3700 m/s (Abb. 5). Wiederum nach Formel (1) entspricht dies einer Abnahme des mittleren Eisgehaltes von rund 90 bis 95 Vol.% am Permafrostspiegel auf rund 45 bis 50 Vol.% etwa 6 bis 7 m unterhalb des Permafrostspiegels. Die auch in Bohrlochsondierungen beobachtete, extreme Eisanreicherung im Bereich des Permafrostspiegels (Barsch et al. 1979, S. 222) scheint sich demnach als verbreitetes Phänomen zu bestätigen.

Tabelle 2: Hochebenkar-Blockgletscher, refraktionsseismische Daten

Blockgletscher	Profil (m)	V <sub>1</sub> m/s	V <sub>2</sub> m/s	s %	sin φ	z (max.) m	z (min.) m	z (mittl.) m	Eis- gehalt %	MH m
Hangerer	10 ( 50)	450	3860	± 5	,117	2,0	1,2	1,46	41	2630
Äußeres	1 (100)	425	3630	± 5	,117	3,2	1,3	1,97	48	2580
Hochebenkar, junger Teil	2a ( 50)	600	3145	±10	,191	3,1	1,4	2,30	66	2735
do, alter Lappen	3 (100)	500	3620	± 7	,138	2,8	1,6	2,20	48	2615
Hochebenkamm Nord	2b ( 40)	700	2560	±11	,273	4,3	2,7	3,46	96	2735
Hochebenkamm Süd	8 ( 50)	550	3430	± 4	,160	2,2	1,3	1,71	55	2690
Inn. Hoch- ebenkar Nord	9 ( 50)	850	4270	± 8	,199	4,0	0,3	1,70	31	2730
Inn. Hoch- ebenkar Süd	7 (100)	575	4000	±10	,144	7,3	3,4	4,44	38	2720
	5 (100)	575	3265	± 6	,176	3,7	1,3	2,26	61	2685
	(11) ( 50)	(<900)	(~3000)					(~1)		(2750)
Mittelwerte:		580 ±130	3530 ± 510	7	,168 ±,049	3,6 ±1,6	1,6 ±0,9	2,39 ±1,00	54	2680
V <sub>1</sub>	= P-Wellen-Geschwindigkeit der 1. Schicht				φ	= Grenzwinkel der Refraktion				
V <sub>2</sub>	= P-Wellen-Geschwindigkeit der 2. Schicht				z	= Tiefe der 2. Schicht				
s	= Standardabweichung für V <sub>2</sub>				MH	= Meereshöhe				

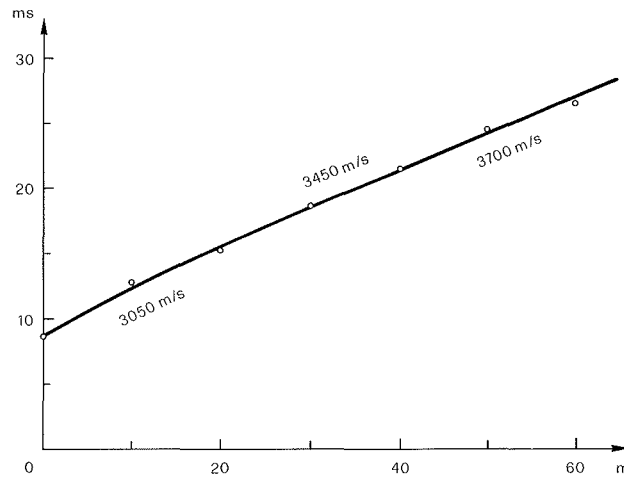
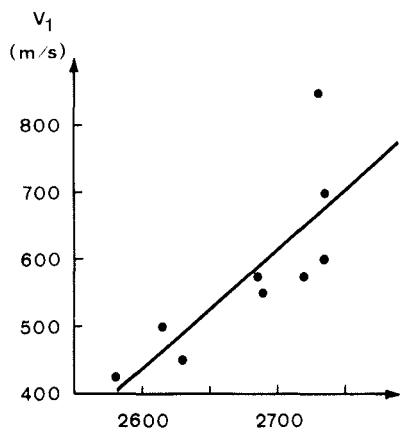


Abb. 5: Kombiniertes Laufzeitdiagramm aus den refraktierten Laufzeitästen der Profile 2, 3 und 5. Diskussion im Text

Da die Geschwindigkeiten im Lockerschutt ( $V_1$ ) über der Eisschicht oft aufgrund ganz weniger Punkte bestimmt werden mußten, sind sie viel weniger genau als die Werte für  $V_2$ . Umso überraschender ist die Tatsache, daß  $V_1$  mit abnehmender Meeres-

$$V_1 = -4171.5 + 1.77 \text{ MH}$$

$$r = 0.790, \quad s > 95\%$$



$$r = -0.226$$

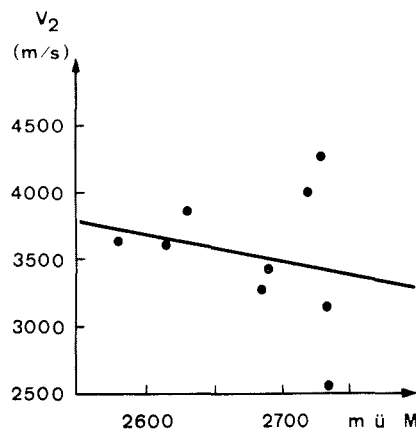


Abb. 6: Beziehungen zwischen seismischen Geschwindigkeiten ( $V_1$  links,  $V_2$  rechts) und der Meereshöhe

höhe signifikant abnimmt (Abb. 6 links). Da abnehmende Meereshöhe bei einem langsam bergab kriechenden Blockgletscher ja gleichzeitig zunehmendes Alter der Lockerschuttschicht bedeutet, könnte man das Verhalten von  $V_1$  möglicherweise auf einen Verwitterungseffekt (Reduktion der mittleren Korngröße) zurückführen. Keine signifi-

kante Beziehung ergibt sich zwischen  $V_2$  und der Meereshöhe (Abb. 6 rechts) und der Grenzwinkel  $\varphi$  der Refraktion ( $\sin \varphi = V_1/V_2$ ) ist keineswegs konstant.

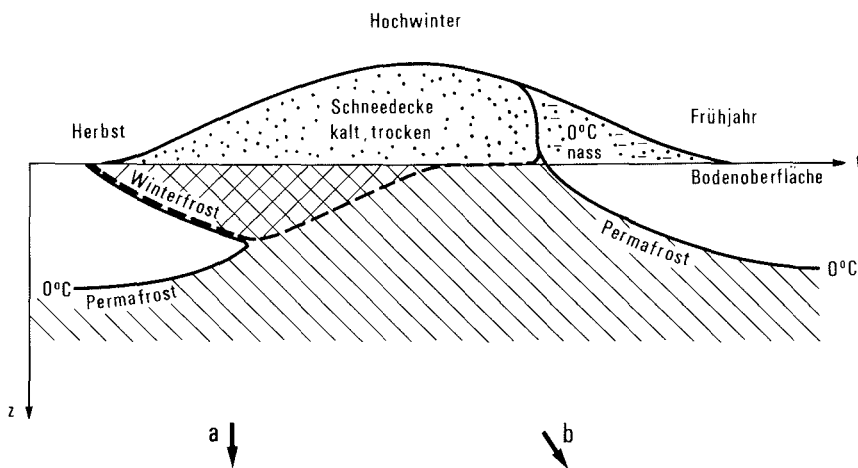
Diese beiden Beobachtungen deuten darauf hin, daß die Eisschicht nicht nur vom Material, sondern auch von den in ihr ablaufenden Prozessen her grundsätzlich anders geartet ist als die überliegende Lockerschuttschicht.

Die mittlere Auftautiefe auf dem nördlichen Blockgletscher im Inneren Hochebenkar ist ziemlich genau 4,5 m, was als Grenzwert für aktive Blockgletscher angesehen werden kann (Barsch 1973). Tatsächlich deuten schon morphologische Zeichen (Vegetationsbewuchs an der Stirn, in den Randpartien sehr unregelmäßige Oberfläche) an, daß hier ein Grenzfall im Übergangsbereich aktiver-inaktiver Blockgletscher vorliegen dürfte.

### 3.3 BTS-MESSUNGEN

Insgesamt 263 BTS-Messungen wurden im Februar 1975 (8./9., 67 Messungen), 1976 (8./9., 153 Messungen) und 1977 (27./28., 43 Messungen) durchgeführt. Das Prinzip der Methode ist in Abb. 7 schematisch dargestellt. Während im permafrostfreien Boden die  $0^\circ\text{-C}$ -Isotherme bei genügender Schneehöhe schon unter der Schneedecke aufsteigt (das heißt, daß sich der Winterfrost durch den Wärmefluß aus dem Untergrund schon unter der Winterschneedecke auflöst), vereinigt sich in der Auftauschicht eines dauernd gefrorenen Bodens die von der Oberfläche her eindringende  $0^\circ\text{-C}$ -Isotherme im Verlauf des Frühwinters mit der in der Tiefe liegenden  $0^\circ\text{-C}$ -Isotherme des Permafrostspiegels, und der Boden bleibt unter der Schneedecke bis in große Tiefen durchgefroren, bis das Auftauen im Frühjahr zwar auch noch unter der Schneedecke, aber ausschließlich von oben her einsetzt. Als Folge dieser Verhältnisse ist der Temperaturgradient im frühwinterlichen Boden bei permafrostfreiem Untergrund durchwegs positiv (der Wärmefluß erfolgt von unten nach oben), während der Temperaturgradient im Permafrost in der Nähe des Permafrostspiegels vorübergehend wieder negativ wird (der Wärmefluß aus der im Sommer über  $0^\circ\text{ C}$  aufgeheizten Auftauschicht erfolgt sowohl gegen die Oberfläche, also von unten nach oben, wie auch gegen den Permafrostspiegel, also von oben nach unten). Mit der Auflösung der Wärmereserve in der bis zum Hochwinter vollständig durchfrierenden Auftauschicht wird der Temperaturgradient nun zwar auch im Permafrost durchwegs positiv, gegenüber dem Temperaturgradienten im permafrostfreien Boden jedoch stark verkleinert. Gleiche Wärmeleitfähigkeit des Bodens und der Schneedecke vorausgesetzt heißt das, daß der Wärmefluß in und unter der Schneedecke bei vorhandenem Permafrost stark reduziert ist. Nimmt man für eine überschlagsmäßige Schätzung an, daß die Schneehöhe 1 m betrage, die Temperatur an der Basis der Winterschneedecke bei vorhandenem Permafrost  $-6^\circ\text{ C}$  und ohne Permafrost  $-1^\circ\text{ C}$ , die Temperatur an der Schneeoberfläche in beiden Fällen  $-11^\circ\text{ C}$  und die Wärmeleitfähigkeit die gleiche sei, so sieht man, daß der Wärmefluß in der Schneedecke bei vorhandenem Permafrost gegenüber dem Wärmefluß in der Schneedecke über permafrostfreiem Gelände größenordnungsmäßig auf die Hälfte reduziert ist. Die Messung der Temperatur an der Basis der Winterschneedecke, wo innerhalb der Schneedecke mit den größten Temperaturdifferenzen zu rechnen ist und keine Störungen durch den Witterungsablauf mehr in Betracht gezogen werden müssen, bietet sich als einfache Methode der (indirekten) Wärmeflußmessung an und die Basistemperatur der Winterschneedecke (im folgenden kurz BTS genannt) kann als Indikator für alpinen Permafrost benützt werden.

Zeit - Tiefenbeziehung :



Temperatur - Tiefenbeziehung :

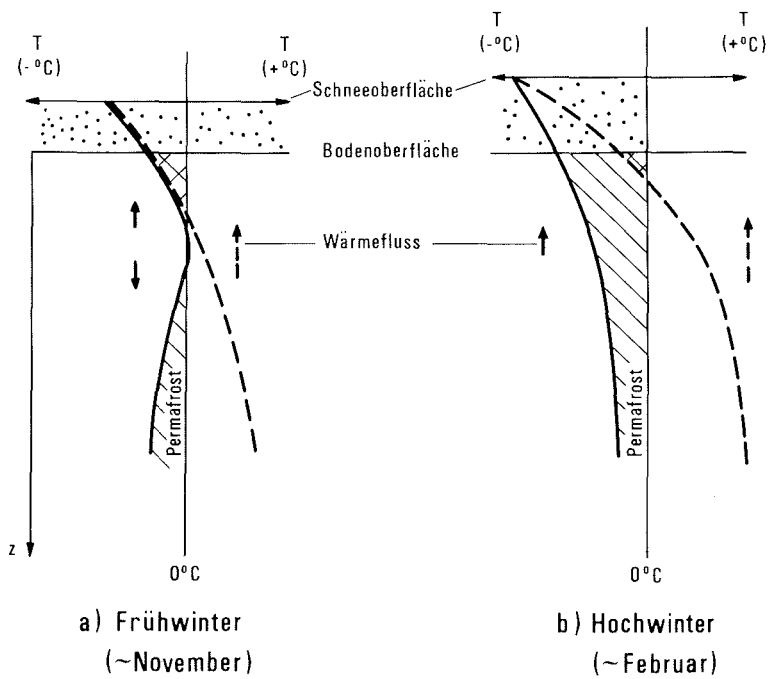


Abb. 7: Wärmeflußverhältnisse unter der Winterschneedecke als Grundlage für die BTS-Methode. Schematisch

Bei den Geländearbeiten im Jahre 1975 kamen die bei Haerberli (1973) beschriebenen Sonden zum Einsatz, daneben wurden aber auch schon Sonden verwendet, bei denen YSI 44004 Thermistoren in kurze Messing- oder Aluminiumspitzen eingegossen waren, die Kabel durch ein leichtes und schlecht wärmeleitendes PVC-Rohr geführt waren und mit einer einfachen Tettex-Widerstandsmeßbrücke gemessen werden konnte. Da die neuen Instrumente eine spürbare Gewichtseinsparung brachten, wurden 1976 nur noch die neuen Sonden eingesetzt, wobei nun auch noch zusammensteckbare PVC-Rohre verwendet wurden, um Messungen bei großen Schneehöhen zu ermöglichen. 1977 schließlich wurden ganz einfach an beliebig verlängerbare Stangen montierte Quecksilberthermometer verwendet, was ebenfalls durchaus befriedigende Resultate lieferte.

Die Sonden wurden vor und nach jeder Meßkampagne geeicht, ihre Genauigkeit liegt bei  $\pm 0,1^\circ \text{C}$ . Etwas höher liegt der Fehler der Messung, jedoch dürfte der früher angegebene Schätzwert von  $\pm 0,5^\circ \text{C}$  zu hoch sein (vgl. Haerberli 1973, S. 223). Verschiedene Vergleichsmessungen deuteten darauf hin, daß der effektive Fehler  $\pm 0,2^\circ \text{C}$  wahrscheinlich nicht übersteigt. So wurden z. B. am 9. Februar 1976 bei der Schönwieshütte mit den Sonden bei einer Schneehöhe von 125 und 120 cm BTS-Werte von  $-0,1$  und  $-0,25^\circ \text{C}$  gemessen, während die Messungen in einem Schneeschacht an derselben Stelle und mit horizontal eingeführten Quecksilber-Schneethermometern bei 124 cm Schneehöhe folgende Werte ergaben:

Tiefe (cm):	2	10	19	43	82	124
Temperatur ( $^\circ \text{C}$ ):	-13,0	-12,5	-10,0	-5,0	-2,5	-0,1 (BTS)

Die Angleichungszeit der Thermistorensonden variierte etwas je nach Schneebeschaffenheit und lag im Durchschnitt bei wenigen Minuten. Ein Meßversuch über längere Zeit (1 Stunde) bei starker Sonneneinstrahlung zeigte, daß nach einer ersten Abkühlungsphase — die Sonden kamen aus der relativ warmen Luft in die kalte Schneedecke — ein Wiederaansteigen der Temperatur einsetzte, was wohl nur durch die Erwärmung der über die Schneedecke herausragenden Sondenenden durch die Sonnenstrahlung erklärt werden kann. Der richtige Zeitpunkt der Ablesung muß deshalb durch ständiges Beobachten des Thermistorenwiderstandes erkannt werden. Im Durchschnitt konnten drei Personen jeweils ca. 40 bis 50 Messungen pro Tag durchführen.

Für die Interpretation der Messungen stellten sich zuerst zwei Fragen, nämlich die Fragen nach der Eichung der BTS-Methode im Sinne einer ja/nein-Funktion (ist Permafrost vorhanden oder nicht?) und die Frage der Reproduzierbarkeit der Meßresultate in verschiedenen Jahren (können die in verschiedenen Jahren aber in der gleichen Jahreszeit gemessenen BTS-Werte direkt miteinander verglichen werden?).

Zur ersten Frage konnten in den letzten Jahren vor allem im Gebiet des Grubengletschers neue Eichmessungen durchgeführt werden (Haerberli 1976, Haerberli et al. 1979). Zusammen mit den Eichwerten, die in dieser Arbeit im Zusammenhang mit den refraktionsseismischen Messungen (s. o.) gewonnen werden konnten, liegen damit mehr als 50 Eichwerte aus verschiedenen Gebieten der Alpen vor. Eine graphische Zusammenstellung aller bisher vorliegenden Eichwerte findet sich bei Haerberli (1978). Es kann kaum noch bezweifelt werden, daß die BTS tatsächlich ein guter Indikator für alpinen Permafrost ist. Eine mögliche Änderung gegenüber der ersten Darstellung in Haerberli (1973, S. 223) ergibt sich nur im Grenzbereich Permafrost/kein Permafrost, wo vielleicht mit der Zeit anstelle eines generellen „Unsicherheitsbereiches“ eine line-

are BTS/Schneehöhenfunktion eingesetzt werden könnte. Da bisher der Einfluß der Schneehöhe — wie auch etwa der Topographie — auf die BTS nicht eindeutig erfaßt werden konnte, wurde der „Unsicherheitsbereich“ in Karte 1 vorderhand beibehalten, und bei BTS-Werten von  $-2$  bis  $-3^{\circ}\text{C}$  wurde die Information als unsicher betrachtet. In Karte 2 wurden aus anderen Überlegungen heraus (s. u.) BTS-Werte unter  $-2,3^{\circ}\text{C}$  als permafrosttypisch angenommen.

Nach den langjährigen Messungen auf Weißfluhjoch/Davos (Bucher 1948, Winterberichte) konnte vorausgesetzt werden, daß die BTS über lange Zeitabschnitte (viele Jahre, evtl. Jahrzehnte) bei einer minimalen Schneehöhe von rund 1 m in den Monaten Februar und März einen praktisch konstanten und von Jahr zu Jahr nur geringfügig variierenden Wert annehme. Diese Voraussetzung galt es auch im permafrosttypischen Bereich zu überprüfen. Da in der vorliegenden Arbeit die Wiederholungsmessungen nicht an genau markierten Stellen vorgenommen wurden, wurde der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar als Vergleichsmeßfeld betrachtet, auf dem die Durchschnittswerte der etwa diskret gestreuten Messungen aus den Jahren 1975 und 1976 miteinander verglichen werden konnten. Es ergeben sich folgende Werte (zur Unterteilung des Blockgletschers in „junger Teil“ und „alter Lappen“ vgl. Victoris 1972, Abb. 8, S. 176):

junger Teil:	1975	BTS-Mittelwert =	$-6,75^{\circ}\text{C} \pm 1,22^{\circ}\text{C}$ (25 Werte)
	1976		$-6,58^{\circ}\text{C} \pm 1,17^{\circ}\text{C}$ (17 Werte)
alter Lappen:	1975		$-4,83^{\circ}\text{C} \pm 1,73^{\circ}\text{C}$ ( 5 Werte)
	1976		$-5,10^{\circ}\text{C} \pm 0,82^{\circ}\text{C}$ ( 4 Werte)

Es wird sogleich ersichtlich, daß die Differenzen der Mittelwerte ( $0,17^{\circ}\text{C}$  auf dem jungen Teil und  $0,27^{\circ}\text{C}$  auf dem alten Lappen) weit innerhalb der Standardabweichungen liegen und sogar kleiner sind als die geschätzte Meßgenauigkeit von  $+0,2^{\circ}\text{C}$ . Noch besser wird die Übereinstimmung, wenn man die Werte aus einem 100 m breiten Längsstreifen über den ganzen Blockgletscher betrachtet: Bei 13 Messungen aus dem Winter 1975 und acht Messungen aus dem Winter 1976 ergeben sich BTS-Mittelwerte von  $-7,03^{\circ}\text{C}$  und  $-7,06^{\circ}\text{C}$ , womit die Differenz der Mittelwerte ( $0,03^{\circ}\text{C}$ ) sogar innerhalb der Fehlergrenzen der Instrumente zu liegen kommt. Es kann daher angenommen werden, daß die BTS-Werte auch im Permafrostbereich von Jahr zu Jahr wenig schwanken und daß Werte aus verschiedenen Jahren miteinander verglichen werden können. Die Meßwerte aus dem Jahr 1977 sind hier nicht mit den Werten von 1975/1976 verglichen, da sie auf dem „Vergleichsmeßfeld“ zu wenig zahlreich sind.

Im Anschluß an die Beantwortung der beiden ersten Fragen stellte sich nun noch eine dritte Frage, nämlich: Wodurch sind die erheblichen Schwankungen der BTS-Werte im permafrosttypischen Bereich unterhalb etwa  $-3^{\circ}\text{C}$  bedingt. In erster Linie denkt man hier an einen „äußeren“ Einfluß der Schneehöhe und der Meereshöhe, wobei man sich die mittlere Jahres- oder Wintertemperatur der Luft und damit auch die mittlere Oberflächentemperatur der Schneedecke und die mittlere Bodentemperatur als Funktion der Höhe vorstellen kann. Zur Abklärung dieser Einflüsse wurde wiederum der Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar (nur junger Teil) als von den Permafrostbedingungen her „homogenes“ Meßfeld angenommen, jedoch wurden diesmal alle Meßwerte aus den Jahren 1975 und 1976 zusammen verwendet. Die Korrelationskoeffizienten der Beziehungen BTS/Schneehöhe und BTS/Meereshöhe werden 0,169 bzw. 0,004 bei je 41 Wertepaaren. Auch die Korrelation Schneehöhe/Meereshöhe ist nicht signifikant ( $r = 0,025$ ). Dies bedeutet, daß die Einflüsse der Meereshöhe und der Schneehöhe sich nicht gegenseitig aufheben, da offenbar — statistisch gese-

hen — in allen Meereshöhen bei gleichen Schneehöhen gemessen wurde. Die Daten vom Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar deuten klar darauf hin, daß die BTS-Methode von „äußeren“ Faktoren weitgehend unabhängig ist (Filtereffekt der Schneedecke!) und daß die Ursachen für die räumlichen Variationen der BTS im Untergrund selbst gesucht werden müssen. Sowohl die Schneehöhen wie die Meereshöhen am Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar sind für alpine Gebiete mit diskontinuierlichem Permafrost einigermaßen repräsentativ. Die hier diskutierten Beobachtungen dürften deshalb zumindest auf andere niederschlagsarme Gebiete der Alpen innerhalb der entsprechenden Höhenstufe übertragbar sein.

Wie schon eingangs dargelegt wurde, ist anzunehmen, daß die BTS in erster Linie durch den Wärmefluß aus der obersten Schicht des Permafrostes, der Auftauschicht, bestimmt wird. Nun ist dieser Wärmefluß mit zwei entscheidenden Faktoren verknüpft, nämlich mit der im Vorsummer aufgebauten Wärmereserve und mit der Wärmeleitfähigkeit des Bodens in der Auftauschicht. Die im vorhergehenden Sommer aufgebaute Wärmereserve bestimmt, wieviel Wärme überhaupt gegen die Basis der Schneedecke fließen kann, und die Wärmeleitfähigkeit, die über den Temperaturgradienten mit dem Wärmefluß verknüpft ist, bestimmt, wie schnell die Wärmereserve aufgelöst wird. Aus analogen Gründen und in Umkehrung der Vorgänge im Winter hängt auch die sommerliche Auftautiefe eng mit diesen beiden Größen zusammen. Es ist deshalb zu vermuten, daß eine enge Beziehung zwischen der BTS und den sommerlichen Auftautiefen besteht. Um für die Untersuchung dieser Beziehung aus dem vorliegenden Datenmaterial eine statistisch verwertbare Stichprobe zu machen, wurden nun die verschiedenen Blockgletscher als einzelne, voneinander unabhängige Meßfelder betrachtet, wobei die Mittelwerte aus den seismischen und BTS-Messungen als für die einzelnen Meßfelder repräsentativ betrachtet und miteinander verglichen werden können. Wegen der geringen Anzahl Meßwerte wurden die beiden unmittelbar nebeneinander liegenden Blockgletscher am Ausläufer des Hochebenkamms zu einem zusammengefaßt, während der alte Lappen des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar gesondert behandelt wurde, da hier genügend Messungen vorlagen. Die so ermittelten Ausgangsdaten sind in Tabelle 3 zusammengestellt, die Mittelwerte für die Meereshöhen (MH) sind aus den Schneemessungen errechnet und deshalb nicht direkt mit den entsprechenden Angaben in Tabelle 1 zu vergleichen, wo die Meereshöhe der seismischen Profile angegeben ist. Aus demselben Grund sind auch in der Korrelationsmatrix die Beziehungen zwischen den seismischen Parametern und der Meereshöhe nicht angegeben. Dies gilt ebenfalls für die Beziehungen der seismischen Parameter unter sich. Außer der bereits diskutierten Beziehung zwischen  $V_1$  und der Meereshöhe (s. o.) sind alle diese Beziehungen nicht signifikant ( $w < 95\%$ ).

Bei der Betrachtung der Korrelationsmatrix fällt sogleich die hohe und mit über 99,9 % (f-Test) statistisch gesicherte Korrelation zwischen der BTS und der seismisch bestimmten Auftautiefe im Sommer auf ( $r = 0,961$ ). Auch wenn die Stichprobe zur Zeit noch sehr klein ist und diese Beziehung durch weitere Messungen belegt werden muß, so kann man doch schon folgende Schlüsse ziehen:

- Die BTS hängt in erster Linie mit der sommerlichen Auftautiefe im Permafrost zusammen und nicht mit der Schneehöhe oder der Meereshöhe,
- mit der hier gewonnenen Beziehung zwischen BTS und sommerlicher Auftautiefe (vgl. Abb. 8) können in Zukunft im permafrosttypischen Bereich nun auch sommerliche Auftautiefen geschätzt werden,
- da die BTS mit den sommerlichen Auftautiefen zusammenhängt und gleichzeitig eine über Jahre hinweg weitgehend konstante, „konservative“ Größe ist, sollte



auch die Auftautiefe auf Blockgletschern eine über Jahre hinweg konstante „konservative“ Größe sein.

Tabelle 3: Hochebenkar-Blockgletscher, Meßdaten, Statistik

Blockgletscher	V <sub>1</sub> m/s	V <sub>2</sub> m/s	z m	SH cm	MH m	BTS ° C
Hangerer	450	3860	1,46	139,4	2648,8	-6,59
Äußeres Hochebenkar, jung	490	3465	2,13	146,8	2624,3	-6,68
Äußeres Hochebenkar, alt	700	2560	3,46	150,6	2732,8	-4,95
Hochebenkamm (2)	650	3850	1,71	148,0	2718,0	-7,36
Inneres Hochebenkar Nord	575	4000	4,44	152,9	2747,1	-2,99
Inneres Hochebenkar Süd	575	3265	2,26	134,4	2722,5	-6,10

Korrelationen

	SH	MH	BTS
V <sub>1</sub>	,445		,219
V <sub>2</sub>	,008		-,029
z	,641		<b>,961</b>
SH		,297	,506
MH			,588

Abkürzungen: vgl. Tabelle 2.  
SH = Schneehöhe

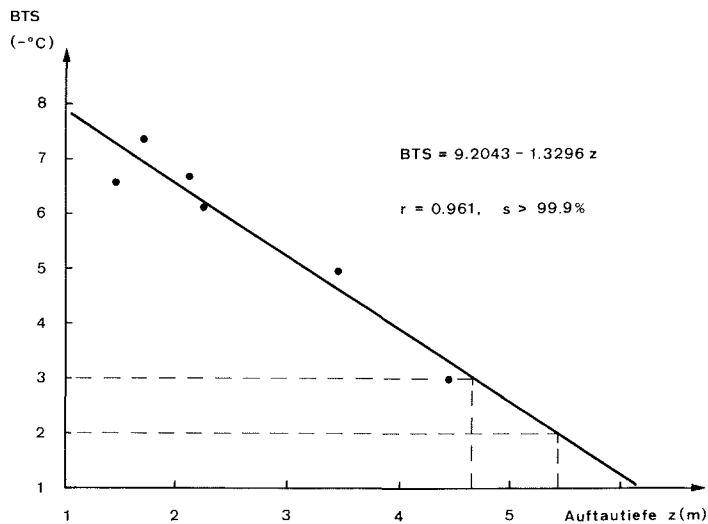


Abb. 8: Beziehung zwischen BTS und refraktionsseismisch bestimmter Auftautiefe im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher

Alle übrigen Beziehungen sind nicht signifikant. Der zweithöchste Korrelationskoeffizient ( $r = 0,641$ ) tritt bei der Beziehung Auftautiefe/Schneehöhe auf. An sich wäre zu erwarten, daß tatsächlich mit größerer Schneehöhe und damit reduzierter Abkühlung des Bodens im Winter die sommerliche Auftautiefe zunimmt, doch ist die Beziehung nur mit 80 % gesichert, während die übrigen Korrelationen nicht einmal mit 80 % gesichert sind. Die Beziehungen Schneehöhe/BTS und Meereshöhe/BTS erscheinen erst an dritter und vierter Stelle, und auch eine multiple Korrelation zwischen BTS, Schneehöhe, Meereshöhe und Auftautiefe brachte keine signifikante Verbesserung der Beziehungen. Da auf den verschiedenen als Meßfelder betrachteten Blockgletschern Messungen in unterschiedlicher Anzahl und Qualität vorlagen, wurde versucht, die Wertepaare nach verschiedenen Gesichtspunkten zu gewichten (Anzahl der BTS-Messungen, totale Länge der refraktionsseismischen Profile usw.). Auch dieses Vorgehen brachte aber keine Verbesserung der Beziehung BTS/Auftautiefe, sondern im Gegenteil eine leichte Verschlechterung, wobei die Änderungen des Korrelationskoeffizienten nur die dritte Stelle hinter dem Komma betrafen. Für eine weitere statistische Behandlung dieses Fragenkomplexes (z. B. anhand eines Polynoms) ist die vorliegende Stichprobe zu klein.

#### 4. DIE KARTEN

Die Meßergebnisse und ihre Auswertung werden in zwei Karten des Untersuchungsgebietes dargestellt: Karte 1 zeigt das generelle Bild der Permafrostverbreitung, Karte 2 (Oleate) die aus BTS-Werten und den refraktionsseismischen Messungen abgeleiteten Auftautiefen des Permafrostes.

Der Schichtlinienplan für Karte 1 wurde im Zuge der Erstellung des Österreichischen Gletscherkatasters aus dem Gletscherbildflug im Oktober 1969 im Maßstab 1 : 5000 mit 5 m Isohypsen ausgewertet. Darauf wurde die Meß- und Kartierarbeit im Gelände vorgenommen. Nach dem Entwurf der Verfasser hat Ing. G. Moser, Alpenvereinskartographie in Innsbruck, die kartographische Bearbeitung beider Karten vorgenommen. Die Reduktion auf den Maßstab 1 : 10.000 ergab keinen Informationsverlust. Als Korrektur ist anzumerken, daß man bei den Quellentemperaturen das Vorhandensein von Permafrost besser bei  $>2,0^{\circ}\text{C}$  (nicht bei  $>1,0^{\circ}\text{C}$ ) als unwahrscheinlich annehmen sollte. Karte 2 wurde als Oleate hergestellt, weil ein entsprechender Aufdruck die Karte 1 zu unübersichtlich hätte werden lassen.

Wie die Karte 1 zeigt, ist Permafrost nicht nur in allen untersuchten Blockgletschern vorhanden, sondern auch außerhalb der Blockgletscher verbreitet. In allen Fällen gilt, daß zwischen dem Permafrost der Blockgletscherzungen und dem Permafrost der Schutthalden im Einzugsgebiet der Blockgletscher eine direkte Verbindung besteht. Interessant ist vor allem der Fall der beiden Blockgletscherzungen im Inneren Hochebenkar. Hier besteht offensichtlich keine direkte Verbindung zwischen dem Eis der Blockgletscherzungen und dem Hochebenferner im Karhintergrund. Eine direkte Verbindung hingegen besteht bei beiden Blockgletschern zwischen dem Eis ihrer Zunge und dem Permafrost in den Schutthalden, die am Fuße der das Kar begrenzenden Felswände liegen. Schon die im Luftbild gut auszumachenden Oberflächenstrukturen der beiden Blockgletscherzungen (Vitoris 1972, S. 178 und 179) deutet klar darauf hin, daß die Blockgletscher aus diesen Schutthalden ausgeflossen sind, was durch die vorliegende Karte der Permafrostverbreitung bestätigt wird. Der Hochebenferner im Inneren Hochebenkar ist bei seinen historischen Hochständen auf die aus den seit-

lichen Schutthalde ausgeflossenen Blockgletscher aufgefahren. Dabei hat er — für die Blockgletscherbildung oder -erhaltung höchstens als sekundärer Faktor — etwas Schuttmaterial, eventuell auch Toteis auf der Blockgletscheroberfläche hinterlassen. Im Zusammenhang mit diesem schon von Wahrhaftig und Cox (1959) beschriebenen Prozeß zeigt die Existenz von gestreifter Grundmoräne (fluted moraines, vgl. dazu Boulton 1976 und Morris und Morland 1976), daß der Hochebenferner basal temperiert und nur in den randlichen Partien des Ablationsgebietes angefroren gewesen sein dürfte. Heute noch ist der Hochebenferner vermutlich ganz von Permafrost umgeben, und es ist daher mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß sein Ablationsgebiet teilweise kalt ist und die Randpartien des Gletschers am Untergrund angefroren sind (vgl. dazu Haerberli 1976). Für die Entstehung der beiden Blockgletscherzungen im Gebiet der Karschwelle kann sicher nicht ein temperierter Gletscher verantwortlich gemacht werden, wie das nach den Vorstellungen von Whalley (1974) der Fall sein müßte.

Blockgletscher (aktiv) und perennierende Schneeflecken können nach den Erfahrungen in den Schweizer Alpen als im Luftbild sehr leicht zu identifizierende Permafrostindikatoren verwendet werden (Haerberli 1975, vgl. auch Brown 1973). Die vorliegende Karte zeigt, daß dies tatsächlich der Fall ist: Permafrost ist in der Umgebung dieser Phänomene reichlich vorhanden. Auch das generelle Bild der Permafrostverbreitung stimmt mit den Erfahrungen in den Schweizer Alpen überein (Haerberli 1975, S. 121). Das Auftreten von Permafrost bei W-Exposition und Hanglage ist oberhalb 2600 m, bei NW-Exposition oberhalb 2400 m wahrscheinlich, wie aus der Karte zu entnehmen ist. Im Inneren Hochebenkar befindet man sich offensichtlich gerade in der Grenzzone. Die detaillierte Information der vorliegenden Karte zeigt darüber hinaus, daß die vorgeschlagenen topoklimatischen Situationen generell geeignet sind, die Permafrostverbreitung abzuschätzen. So sind etwa innerhalb des Inneren Hochebenkars die ausgesprochenen Muldenlagen permafrostfrei, während an den steileren Hangpartien und vor allem in den randlichen Hangfußlagen praktisch durchwegs Permafrost vorherrscht, wie nach den bisher bekannten Schätzwerten anzunehmen war. Auch die NW-exponierte Mulde zwischen dem Blockgletscher am Hangerer und dem großen Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar ist offenbar permafrostfrei, teilweise auch die linke Ufermulde. Dagegen liegt der etwa gleich geneigte Felsrücken orographisch links des großen Blockgletschers und unterhalb der kleinen Blockgletscher am Ausläufer des Hochebenkamms durchwegs im Permafrostbereich.

Für die Herstellung der Karte 2 (Oleate), die die Auftautiefen des Permafrostes wiedergibt, wurde die vorgängig diskutierte Beziehung zwischen der BTS und den refraktionsseismisch bestimmten Auftautiefen verwendet und die Auftautiefe  $z$  als Funktion der BTS nach der Regressionsgleichung:

$$z = 6,59 - 0,69 \text{ BTS} \quad (2)$$

geschätzt. Ein Einfluß der Schneehöhe oder der Meereshöhe wurde nicht berücksichtigt, da beide Einflüsse statistisch nicht erfaßt werden konnten. Die Beziehung BTS/Auftautiefe (Abb. 8) ergibt im kritischen BTS-Bereich ( $-2$  bis  $-3^\circ \text{C}$ ) Auftautiefen von rund 4,5 bis 5,5 m. Unter arktischen Bedingungen kann aktiver Permafrost (Winterfrost erreicht Permafrostspiegel) bei Auftautiefen bis zu 6 m vorkommen. In den Alpen dürfte der kritische Wert der Auftautiefe wegen der im Vergleich zu polaren Gebieten großen Schneehöhen im Winter etwas höher liegen. Die Grenze wurde hier bei 5 m (BTS =  $-2,3^\circ \text{C}$ ) gezogen, sie liegt vielleicht aber auch bei 4,5 m (Barsch

1973). Die als wahrscheinlich permafrostfrei markierten Zonen in Karte 2 sind demnach nicht völlig identisch mit den entsprechenden Zonen in Karte 1. Die Differenzen können als Maß der derzeitigen Unsicherheit bei der Interpretation hoher BTS-Werte aufgefaßt werden.

Aus Karte 2 ist zu entnehmen, daß die Isolinien der Auftautiefen nicht einfach ein chaotisches Bild ergeben, sondern sehr oft hangparallel laufen, was aus geländeklimatologischer Sicht sinnvoll erscheint. In bezug auf die Blockgletscher ist zu vermerken, daß die Isolinien der Auftautiefen über die morphologischen Blockgletschergrenzen hinwegziehen. Das deutet darauf hin, daß vor allem in den Einzugsgebieten der Blockgletscher eine topoklimatische Kontinuität zwischen dem Blockgletscherpermafrost und dem Permafrost außerhalb der morphologischen Blockgletschergrenzen besteht. Anders ausgedrückt heißt das, daß im untersuchten Gebiet in einigen Fällen dauernd gefrorener Schutt in Mächtigkeiten vorliegt, die Permafrostkriechen und damit Blockgletscherbildung ermöglichen (Schutthalde), während sonst entweder der Permafrost oder aber die erforderliche Schuttmenge fehlt. Für die aktiven Blockgletscher sind Auftautiefen von 1 bis 3 m typisch, während in der inaktiven Zunge des nördlichen Blockgletschers im Inneren Hochebenkar Auftautiefen von 3 bis 5 m vorliegen. Die Anordnung der Auftautiefen-Isolinien auf den Blockgletschern verdeutlicht sehr klar die Herkunft des Schutt/Eis-Materials aus den Schutthalde im jeweiligen Einzugsgebiet. Der Hochebenferner im Inneren Hochebenkar ist nach der Darstellung von Karte 2 vollständig von Permafrost umgeben (Auftautiefe 3 bis 4 m). Interessant sind die Verhältnisse auf dem südlichen Blockgletscher im Inneren Hochebenkar, wo zwei Zentren mit geringer Auftautiefe sehr deutlich zwei morphologisch klar ausgeprägte, hintereinander (übereinander?) liegenden Blockgletscherteile nachzeichnen.

##### 5. FLIESSMECHANISCH-GEOTHERMISCHE ASPEKTE ZUR FRAGE DER MÄCHTIGKEIT DES BLOCKGLETSCHERPERMAFROSTES

Da keine Angaben über die Dicke des Blockgletschereises im Falle der Hochebenkar-Blockgletscher vorliegen, können hier nur anhand vereinfachter Überlegungen und Schätzungen Größenordnungen diskutiert werden.

Die Messungen von Pillewizer (1957) und Vietoris (1972) zeigen in Übereinstimmung mit Messungen aus anderen Gebieten, daß sich die Blockgletscher langsam bergab bewegen. Diese Bewegung könnte Gleiten, Deformation von Eis oder eine Kombination beider Prozesse beinhalten. Schon die Schuttschürzen der Blockgletscher an den frontalen und seitlichen Steilrändern zeigen, daß es sich — vielleicht mit Ausnahme des untersten Teils des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar, wo große Spalten, hohe Geschwindigkeiten und eine praktisch fehlende Schuttschürze zu beobachten sind — bei der Blockgletscherbewegung nicht um reine Gleitvorgänge handelt, sondern daß die Deformation von Eis eine wichtige Rolle spielt (Wahrhaftig und Cox 1959). Für die Deformation von Eis entscheidend ist die basale Schubspannung:

$$\tau = f \rho g h \sin \alpha \quad (3)$$

(f = Formfaktor,  $\rho$  = Dichte, g = Erdbeschleunigung, h = Eis- oder Permafrostmächtigkeit,  $\alpha$  = Oberflächenneigung.)

Wahrhaftig und Cox (1959) haben darauf hingewiesen, daß  $\tau$  bei aktiven Blockgletschern größer, bei inaktiven Blockgletschern jedoch kleiner als 1 bar sein dürfte. Bei

Verwendung der Angaben von Fisch et al. (1978) über zwei aktive Blockgletscher in den Walliser Alpen, bei denen geoelektrisch bestimmte Angaben über die Mindestmächtigkeit des Blockgletscher-Permafrostes vorliegen, kann unter Annahme von verschiedenen Dichte-(Eisgehalt-)Werten berechnet werden, daß die basalen Schubspannungen in aktiven Blockgletschern tatsächlich mindestens 1 bar betragen, aber auch bis in die Größenordnung von 3 bar steigen können (oberer Teil des Blockgletschers im „Chessi“), was mit den Angaben von Wahrhaftig und Cox nicht im Widerspruch steht. Eine Abschätzung der Permafrostdicke anhand von basalen Schubspannungen ist deshalb mit erheblichen Unsicherheiten behaftet, doch kann die Plausibilität der Schätzung mit einer vereinfachten geothermischen Beziehung roh überprüft werden:

$$h = -T_0 \frac{k}{q} = -T_0 \frac{\Delta z}{\Delta T} \quad (4)$$

Dabei ist  $T_0$  das Jahresmittel der Oberflächentemperatur,  $q$  der Erdwärmefluß,  $k$  die Wärmeleitfähigkeit im Permafrost,  $z$  die Tiefe unter der Oberfläche und  $T$  die Temperatur im Boden. Die Größen  $q$ ,  $k$  und  $\Delta z/\Delta T$  schwanken so wenig, daß sie für diese Abschätzung konstant gehalten werden dürfen. Als typischen Wert für die geothermische Tiefenstufe  $\left(\frac{\Delta z}{\Delta T}\right)$  kann man  $40 \text{ m}/^\circ \text{C}$  (Temperaturgradient =  $0,025^\circ \text{C m}^{-1}$ , vgl. dazu die Diskussion in Fisch et al. 1978) verwenden.

Aus den Gleichungen (3) und (4) folgt

$$\tau = -f\rho g \sin \alpha \frac{\Delta z}{\Delta T} T_0 \quad (5)$$

Rechnet man mit  $f \sim 1$ , einer minimalen Schubspannung von 1 bar und einem mittleren Eisgehalt von 50 % ( $\rho \sim 1,8$ ), so wird im Falle des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar  $T_0$  im Mittel  $-0,5^\circ \text{C}$ , oder in Gleichung (4)  $h = 20 \text{ m}$ . Hier ist zu berücksichtigen, daß der so berechnete Wert  $T_0$  für einen thermischen Gleichgewichtszustand gilt. Da die Ausbalancierung des thermischen Gleichgewichts zwischen  $h$  und  $T_0$  durch den (schwachen) geothermischen Wärmefluß infolge des Austausches von latenter Wärme beim Schmelz- bzw. Gefriervorgang an der Untergrenze des Permafrostes bei Schwankungen von  $T_0$  in der Größenordnung von  $\pm 0,5^\circ \text{C}$  sehr lange Zeit braucht (Größenordnung Jahrtausend, vgl. dazu Gold und Lachenbruch [1973], Balobaev et al. [1978]), ist der aus dem Gleichgewichtsmodell errechnete Wert  $T_0$  nicht nur ein Mittelwert aus den letzten Jahrhunderten, sondern gilt auch für eine größere Meereshöhe, da ja der Blockgletscher in dieser Zeit bergab geflossen ist. Das heutige Temperaturmittel an der Oberfläche ( $T_s$ ) liegt aus beiden Gründen leicht höher als der Gleichgewichtswert, so daß nach der obigen Schätzung mit einer basalen Schubspannung von 1 bar  $T_s$   $0^\circ \text{C}$  oder mehr sein müßte. Dagegen sprechen nun allerdings die beobachteten BTS-Werte und Auftautiefen deutlich. Nimmt man umgekehrt an, daß  $T_s$  an der untersten Front des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar nahe bei  $0^\circ \text{C}$  liegt, was durch die lokale Permafrostbildung angezeigt scheint, und daß  $T_s$  mit zunehmender Meereshöhe parallel zur mittleren Lufttemperatur mit etwa  $0,6^\circ \text{C}/100 \text{ m}$  abnimmt, so erhält man als mittleres  $T_s$  des Blockgletschers (in ca. 2600 m ü. M.) ca.  $-1^\circ \text{C}$ , was als Maximalwert für  $T_0$  im Gleichgewichtsfall angesehen werden kann. Daraus errechnet sich eine Permafrostdicke von im Mittel rund 40 m oder mehr, und die basale Schubspannung wird je nach Dichtewert 1,5 bis 2 bar. Diese Werte stimmen mit den bisherigen Informationen überein (vgl. dazu Fisch et al. 1978, Haerberli 1975,

1976, Wahrhaftig und Cox 1959). Einer differenzierteren Behandlung dieser Zusammenhänge steht leider entgegen, daß die Information zu den geothermischen und fließmechanischen Bedingungen im Blockgletscherpermafrost noch ausgesprochen dürftig sind. Es sei hier deshalb nur festgehalten, daß die zu erwartende Mächtigkeit des Blockgletscherpermafrostes bei mehreren Zehnern von Metern liegt. Anders ist die Situation für die inaktive Zunge des nördlichen Blockgletschers im Inneren Hochebenkar, wo die basale Schubspannung den Schwellenwert von 1 bar unterschritten haben dürfte und  $T_s$  tatsächlich rund  $0^\circ\text{C}$  betragen könnte. Setzt man hier 1 bar als maximal mögliche basale Schubspannung ein, so erhält man je nach eingesetztem Dichtewert Permafrostmächtigkeiten von 20 bis 30 m und Werte für  $T_0$  von  $-0,5$  bis  $-0,8^\circ\text{C}$ . Es heißt dies, daß die für die heutige Permafrostmächtigkeit entscheidende mittlere Oberflächentemperatur  $T_0$  aus der jüngsten Zeit des Postglazials nicht mehr als ungefähr  $0,5$  bis  $1,0^\circ\text{C}$  kälter gewesen sein kann als die heutige Mitteltemperatur an der Bodenoberfläche ( $T_s$ ).

Abschließend sei noch auf die spezielle Situation bei der untersten Zunge des Blockgletschers im Äußeren Hochebenkar hingewiesen, wo markante Spalten und für Blockgletscher ganz außergewöhnliche Bewegungsbeträge zu beobachten sind. Die „hufeisenförmige“ Anordnung der großen Querspalten (Abb. 2) erinnert dabei deutlich an Phänomene, wie sie bei Instabilitäten und Ablösungsvorgängen an steilen Gletscherzungen beobachtet wurden (Röthlisberger 1974). Die Tatsache, daß an den Steilrändern dieser sich offenbar vom übrigen Blockgletscher ablösenden Zungenpartie eine grobblockige Schuttschürze weitgehend fehlt, deutet darauf hin, daß es sich hier vorwiegend um einen Gleitvorgang handelt. Dies scheint durchaus plausibel, da hier ohnehin mit geringen Permafrostmächtigkeiten zu rechnen ist (20 bis 30 m?) und ein Gleiten des Permafrostes auf dem Felsuntergrund durchaus möglich scheint.

#### LITERATUR

- Anderson, D. M. und N. R. Morgenstern, 1973: Physics, chemistry, and mechanics of frozen ground: a review. Permafrost Second International Conference — North American Contribution, NAS, Washington: 257—288.
- Balobaev, V. T., V. N. Devyatkin und I. M. Kutasov (1978): Contemporary geothermal conditions of the existence and development of permafrost. Permafrost Second International Conference — USSR — Contribution, NAS-Washington D. C.: 8—12.
- Barsch, D., 1969a: Permafrost in der oberen subnivalen Stufe der Alpen. *Geographica Helvetica* 24: 10—12.
- Barsch, D., 1969b: Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. *Z. f. Geomorphologie, Suppl.-Bd. 8*: 11—30.
- Barsch, D., 1971: Rock glaciers and ice-cored moraines. *Geografiska Annaler* 53 A: 203—206.
- Barsch, D., 1973: Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.*, IX: 143—167.
- Barsch, D., 1977: Ein Permafrostprofil aus den Bündner Alpen. *Z. f. Geomorphologie, NF Bd. 21*: 79—86.
- Barsch, D., H. Fierz und W. Haerberli, 1979: Shallow core drilling and borehole measurements in the permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 11, No. 2: 215—228.
- Bentz, A., 1961: Lehrbuch der angewandten Geologie, Bd. 1, Stuttgart.
- Black, R. F., 1954: Permafrost — a review. *Bull. Geol. Soc. Am.* 65: 839—855.

- Boulton, G. S., 1976: The origin of glacially fluted surfaces — observations and theory. *Journal of Glaciology*, Vol. 17, Nr. 76: 287—309.
- Brown, R. J. E., 1973: Ground ice as an initiator of landforms in permafrost regions. *Research in Polar and Alpine Geomorphology Proc.*, 3rd Guelph Symposium on Geomorphology: 25—42.
- Bucher, E., 1948: Beitrag zu den theoretischen Grundlagen des Lawinenverbau. *Beiträge zur Geologie der Schweiz — Hydrologie* 6: 113.
- Fisch, W. sen., W. Fisch jun. und W. Haerberli, 1978: Electrical D. C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.*, XIII, H. 1/2: 239—260.
- Gold, L. W. und A. H. Lachenbruch, 1973: Thermal conditions in permafrost — a review of North American Literature. *Permafrost Second International Conference — North American Contribution*, NAS — Washington D. C.: 3—23.
- Güter, V., 1972: Une forme montagnarde: le rock-glacier. *Revue de Géographie Alpine* 60, fasc. 3: 467—487.
- Haerberli, W., 1973: Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.*, IX: 221—227.
- Haerberli, W., 1975: Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapaß und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mittl. Versuchsanstalt f. Wasserbau, Hydrologie u. Glaziologie ETHZ*, Nr. 17: 221.
- Haerberli, W., 1976: Eistemperaturen in den Alpen. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.*, XI: 203—220.
- Haerberli, W., 1978: Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps. *Third International Conference on Permafrost*, NRC-Ottawa, Vol. 1: 378—384.
- Haerberli, W., L. King und A. Flotron, 1979: Surface movement and lichen-cover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 11, No. 4: 421—441.
- Hagedoorn, J. G., 1959: The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting VII*, Vol. 2: 158—182.
- Hunter, J. A. M., 1973: The application of shallow seismic methods to mapping of frozen surficial materials. *Permafrost Second International Conference — North American Contribution*, NAS-Washington: 527—535.
- Keusen, H. R. und W. Haerberli (in Druck): Site-investigation and foundation design aspects of cable-car construction in alpine permafrost at the "Chli Matterhorn", Wallis, Swiss Alps. *Proceedings, Fourth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 1983.
- Klaer, W., 1974: Kritische Anmerkungen zur neueren Literatur über das Blockgletscherproblem. *Heidelberger Geogr. Arb.* 40 (Graul-Festschrift): 275—291.
- Morris, E. M. und L. W. Morland, 1976: A theoretical analysis of glacial flutes. *Journal of Glaciology*, Vol. 17, Nr. 76: 311—323.
- Nagl, H., 1971: Zur Erkenntnis quartärer Klimaschwankungen aus geomorphologischen Erscheinungen am Beispiel des Pöllatals (Hafnergruppe, Kärnten). *Carinthia II*, 161, 81. Jg.: 9—30.
- Pillewizer, W., 1957: Untersuchungen an Blockströmen der Ötztaler Alpen. *Abh. Geogr. Inst. FU Berlin (Maullfestschrift)*: 37—50.
- Röthlisberger, H., 1961: The applicability of seismic refraction soundings in permafrost near Thule, Greenland. *CRREL Technical Report* 81, 35 p.
- Röthlisberger, H., 1972: Seismic exploration in cold regions. *Cold Region Science and Monograph II—A2a*, Hanover, 139 p.
- Röthlisberger, H., 1974: Möglichkeiten und Grenzen der Gletscherüberwachung. *Neue Zürcher Zeitung* Nr. 196, 1974.
- Steinhauser, P., 1974: Seismisch bestimmte Eigenschaften des Eises der Dachsteingletscher. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.*, X: 101—109.
- Vietoris, L., 1972: Über den Blockgletscher des Äußeren Hochebenkars. *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol.*, VIII: 169—188.

- Wahrhaftig, C. und A. Cox, 1959: Rock glaciers in the Alaska Range. Bull. Geol. Soc. Am. 70: 383—435.
- Whalley, W. B., 1974: Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris — transport system. Geographical papers, Department of Geography University Readings, No. 24, 60 p.
- Whalley, W. B., 1979: The relationship of glacier ice and rock glacier at Grubengletscher, Kanton Wallis, Switzerland. Geogr. Annaler, Vol. 61 A: 49—61.
- Winterberichte: Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen. Winterberichte des Eidg. Inst. f. Schnee- und Lawinenforschung Weißfluhjoch/Davos, Nr. 34—39.

Manuskript eingelangt am 25. Januar 1983

---

Anschrift der Verfasser: Dr. W. Haeberli  
Versuchsanstalt für Wasserbau  
Hydrologie und Glaziologie  
ETH-Zentrum  
CH-8082 Zürich

Dr. G. Patzelt  
Institut für Hochgebirgsforschung  
Universität Innsbruck  
Universitätsstraße 4  
A-6020 Innsbruck