DISS. ETH Nr. 10107

Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins.

A B H A N D L U N G

Zur Erlangung des Titels

DOKTOR DER NATURWISSENSCHAFTEN

der

EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE ZÜRICH

vorgelegt von

Daniel Stephan Vonder Mühll

dipl. Naturwissenschafter ETH

geboren am 9. Oktober 1963

von Basel-Stadt

Angenommen auf Antrag von:

Prof. Dr. Dr. D. Vischer, Referent

PD Dr. W. Haeberli, Korreferent

Prof. Dr. L. Rybach,Korreferent

1993

Leer - Vide - Empty

Dank

Die vorliegende Dissertation entstand an der Abteilung Glaziologie der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW), welcher Prof. Dr. Dr. D. Vischer als Direktor vorsteht. Er ermöglichte ein selbständiges Arbeiten, stellte die Infrastruktur des Instituts zur Verfügung und erteilte bei Problemen umsichtig Ratschläge. Dies sowie die Übernahme des Referats sei herzlich verdankt.

Seit Beginn meiner Untersuchungen des Permafrostes wurde ich von PD Dr. W. Haeberli betreut. Er hat die interessante Problemstellung und das Projekt erst ermöglicht. Unzählige, wertvolle Diskussionen, teils auch bei Feldbegehungen trugen zum Verständnis des Permafrostes wesentlich bei. Vielen Dank!

Herr Prof. Dr. L. Rybach danke ich für sein Interesse, für die Übernahme des Korreferates und dafür, dass er den Text speditiv gelesen und kommentiert hat.

Die Ausrüstungen der Seismik und der Geoelektrik wurde freundlicherweise vom Institut für Geophysik der ETH Zürich zur Verfügung gestellt: Dr. J. Ansorge führte mich in die Handhabung der Seismik ein und fand auch die Zeit, die Resultate zu diskutieren und Teile des Manuskriptes kritisch zu durchleuchten. Mit Dr. A. Hirt testete ich die Geoelektrik-Apparatur im Permafrost. Dr. G. Schwarz und Dr. Th. Kohl stellten ihre Geoelektrik-Software (BBGE), Dr. N. Deichmann das Programm für die Geschwindigkeitsbestimmung der Seismik (Linre) zur Verfügung.

Dr. G. Meyer (Institut für Kommunikationstechnik der ETH Zürich) kam mitsamt seiner Georadar-Apparatur auf den Blockgletscher Murtèl-Corvatsch.

Für die gravimetrischen Untersuchungen stellte sich Prof. Dr. E. Klingelé (Institut für Geophysik und Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich) zur Verfügung und half bei der Auswertung der Daten.

Die ersten VLF-R-Messungen konnten zusammen mit Prof. Dr. I. Müller (Universität Neuenburg) realisieren werden. Er führte mich in die Methode ein und überliess zuvorkommenderweise seine Apparaturen für weitere Untersuchungen. In Zusammenarbeit mit Prof. Dr. T. Steiner (Universität Sopron, Ungarn) holte er aus den Daten vom Gruben das Optimum heraus.

Im Bohrloch 2/1987 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch werden die Temperaturen nach wie vor regelmässig von T. Gianotti gemessen. Die Herren Chr. Tischhauser und B. Paganini (Luftseilbahn Surlej-Corvatsch) ermöglichten uns immer wieder problemlose Transporte zum Blockgletscher. Für die gute Zusammenarbeit bedanke ich mich herzlich.

Während den Messungen auf dem Pontresina-Schafberg durften wir die Infrastrukturen der Gemeinde Pontresina und die Hilfe von Gemeindeförster J. Altmann beanspruchen.

Die Gemeindebehörden von Samedan und von St. Moritz gewährten uns, die Basislager auf ihrem Gemeindegebiet nahe den Unersuchungsobjekten zu errichten.

Die vorliegende Arbeit ist auf vielen Messdaten abgestützt. Das bedeutet, das dazu einige Feldkampagnen erforderlich waren, die ohne Hilfe absolut undenkbar wären. Allen Beteiligten danke ich ganz herzlich für ihren unermüdlichen Einsatz unter teil schwierigsten Bedingungen: Jörg Ansorge, Uli Ansorge, Klaus Belitz, André Blanchard, Hermann Bösch, Roman Christoffel, Wojtek Dobinski, Paul Gnos,

Hilmar Gudmundsson, Wilfried Haeberli, Eveline Herren, Anne Hirt-Tasillo, Brigitte Hoelzle-Sommerhalder, Martin Hoelzle, Petr Holub, Felix Keller, K. Keller, E. Klingelé, Stefan Kyburz, Gabriel Meyer, Eva Müller, I. Müller, Jo Scheuer, Stefan Schader, Willi Schmid, Christian Speck, Peter Spillmann, Lukas Stoffel, Patrick Stoop, Monica Vonder Mühll-Ramseier, André Vonder Mühll, Isabel Vonder Mühll, Stephan Wagner, Reto Wanner, Gabi Wegmann, Jörg Wenzel.

Bruno Nedela fertigte die Reinzeichnungen an. Silvia Schicker und André Vonder Mühll haben sich auf die unerbittliche Jagd nach Sprach- und Druckfehlern gemacht. Vielen Dank.

Danken möchte ich auch allen Kollegen am Institut, insbesondere Martin Hoelzle und Felix Keller, für die vielen Diskussionen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Dr. Martin Funk berechnete mit seinem Programm die klimabedingten Temperaturvariationen für verschiedene Szenarien.

Meine Eltern haben mich während meiner Studienzeit unterstützt und ermutigt.

Einen speziellen Dank richtet sich an meine Frau Monica für die gute, gemeinsame Zeit während der Dissertation. Sie hat nicht nur bei den Feldarbeiten kräftig mitgeholfen, sondern mich auch ausserhalb der Feldsaison ermutigt und der Arbeit Verständnis entgegengebracht.

Inhaltsverzeichnis

Dank 3
Inhaltsverzeichnis 5
Zusammenfassung 11
Abstract 13
1. Einleitung 14
1.1 Permafrost und Blockgletscher 14
1.2 Die Permafrostforschung in der Schweiz 15
1.3 Klassische Untersuchungsmethoden 15
1.4 Problemstellung 16
1.5 Glossar 17
2. Die untersuchten Gebiete 19
2.1 Allgemeines 19
2.2 Der Blockgletscher Murtèl-Corvatsch 20
2.2.1 Lokalitätsbeschreibung 20
2.2.2 Feldarbeiten 22
2.3 Der Blockgletscher Muragl I 23
2.3.1 Lokalitätsbeschreibung 23
2.3.2 Feldarbeiten 25
2.4 Der Blockgletscher Suvretta 26
2.4.1 Lokalitätsbeschreibung 27
2.4.2 Feldarbeiten 27
2.5 Pontresina - Schafberg 28
2.5.1 Lokalitätsbeschreibung 29
2.5.2 Feldarbeiten 29
3. Geophysikalische Sondiermethoden im Permafrost 30
3.1 Allgemeines 30
3.2 Refraktionsseismik 31
3.2.1 Einleitung 31
3.2.2 Zielsetzung der Refraktionsseismik im Permafrost 32
3.2.3 Ausrüstung, Messtechnik 33
3.2.4 Herauslesen der Ersteinsätze 33
3.2.4.1 Ersteinsätze mit geringer Amplitude und grosser Periode 33
3.2.4.2 Rauschen 34
3.2.5 Auswertungsmethoden 34

3.2.5.1 Intercept-Methode, Knickpunkt-Methode 35
3.2.5.2 Die Plus-Minus-Methode 36
3.2.5.3 Hales-Methode 37
3.2.5.4 Die 'Generalized Reciprocal Method (GRM)' 37
3.2.5.5 Auswertung der Sprengseismik im Permafrost 40
3.2.5.6 Abfolge der Auswertung mittels dem GRM-Verfahren am Beispiel des Profils MGL S5 41
3.2.6 Blockgletscher Murtèl-Corvatsch 44
3.2.6.1 Profil MRT S1 45
3.2.6.2 Profil MRT S2 46
3.2.6.3 Schlussfolgerungen Seismik Murtèl-Corvatsch 49
3.2.7 Blockgletscher Muragl 49
3.2.7.1 Profil MGL S1 50
3.2.7.2 Profil MGL S2 52
3.2.7.3 Profil MGL S3 55
3.2.7.4 Profil MGL S4 56
3.2.7.5 Profil MGL S5 58
3.2.7.6 Zusammenfassung Seismik Blockgletscher Muragl 58
3.2.8 Blockgletscher Suvretta 60
3.2.8.1 Profil SUV S1 61
3.2.8.2 Profil SUV S2 62
3.2.8.3 Profil SUV S3 64
3.2.8.4 Profil SUV S4 66
3.2.8.5 Profil SUV S5 67
3.2.8.6 Zusammenfassung Blockgletscher Suvretta 68
3.2.9 Pontresina - Schafberg 69
3.2.9.1 Profile beim Bohrloch 2/1990 70
3.2.9.2 Profile beim Bohrloch 1/1990 73
3.2.9.3 Zusammenfassung Pontresina - Schafberg 77
3.2.10 Schlussfolgerungen Refraktionsseismik 77
3.3 Gleichstrom - Geoelektrik 79
3.3.1 Einleitung 79
3.3.1.1 Allgemeines 79
3.3.1.2 Spezifischer Widerstand verschiedener Eisarten 81
3.3.1.3 Geoelektrik im Permafrost 83
3.3.2 Ankoppelungsversuche 85
3.3.3 Beispiel einer Auswertung 86

3.3.3.1 Allgemeines 86
3.3.3.2 Schlumberger-Anordnung (symmetrisch) 88
3.3.3.3 Hummel-Anordnung oder Halbe Schlumberger-Anordnung 90
3.3.4 Blockgletscher Murtèl-Corvatsch I 93
3.3.4.1 Diskussion der einzelnen Sondierkurven 94
3.3.4.2 Zusammenfassung Blockgletscher Murtèl-Corvatsch 98
3.3.5 Blockgletscher Muragl I 99
3.3.5.1 Diskussion der einzelnen Sondierkurven 99
3.3.5.2 Zusammenfassung Blockgletscher Muragl 101
3.3.6 Blockgletscher Suvretta 101
3.3.6.1 Diskussion der einzelnen Sondierkurven 102
3.3.6.2 Zusammenfassung Blockgletscher Suvretta 104
3.3.7 Pontresina-Schafberg 104
3.3.7.1 Diskussion der einzelnen Sondierkurven 104
3.3.7.2 Zusammenfassung Pontresina-Schafberg 108
3.3.8 Schlussfolgerungen Gleichstrom-Geoelektrik 109
3.4 Georadar 110
3.4.1 Allgemeines 110
3.4.2 Messungen auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch 111
3.4.3 Schlussfolgerungen Georadar und Ausblick 113
3.5 Gravimetrie 115
3.5.1 Einleitung 115
3.5.2 Theoretische Grundlagen 117
3.5.2.1 Effekt der geographischen Breite 117
3.5.2.2 Effekt der Höhe über Meer 117
3.5.2.3 Topographischer Effekt 118
3.5.3 Gravimetrische Messungen und Korrekturen 119
3.5.4 Modellierung 121
3.5.5 Resultate und Diskussion 123
3.5.6 Schlussfolgerungen Gravimetrie 126
3.6 Very-Low-Frequency Resistivity (VLF-R) 127
3.6.1 Einleitung 127
3.6.2 Theoretische Grundlagen 127
3.6.2.1 Messungen mit mehreren Frequenzen 129
3.6.2.2 Messungen in mehreren Richtungen 130
3.6.3 VLF-R Messungen im alpinen Permafrost 132

3.6.3.1 Allgemeines 132
3.6.3.2 Bohrloch Murtèl-Corvatsch 132
3.6.3.3 Pontresina-Schafberg 134
3.6.3.4 Blockgletscher Muragl I 134
3.6.3.5 Gruben... 136
3.6.4 Zusammenfassung VLF-R und Ausblick 140
4 Bohrlochsondierungen 141
4.1 Allgemeines 141
4.2 Bohrlochlogging 142
4.2.1 Das Kaliber-Log 144
4.2.2 Das Gamma-Ray-Log 145
4.2.3 Das Gamma-Gamma-Log 146
4.2.4 Das Neutron-Neutron-Log 148
4.2.5 Das Resistivity-Log 149
4.2.6 Das Sonic-Log 150
4.2.7 Korrelationen zwischen den einzelnen Logs im Bohrloch 1/1990 150
4.2.8 Schlussfolgerung Bohrloch-Logging 153
4.3 Bohrlochseismik im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) 154
4.3.1 Einleitung 154
4.3.2 Konzept der Messung 154
4.3.3 Schwierigkeiten bei der Auswertung der bohrlochseismischen Daten 155
4.3.3.1 Bestimmen der Nullzeit 155
4.3.3.2 Herauslesen der Ersteinsätze 156
4.3.3.3 Korrektur der Einsatzzeiten 156
4.3.4 Berechnung der seismischen Geschwindigkeiten 158
4.3.4.1 P-Wellen.. 158
4.3.4.2 S-Wellen (average velocity) 159
4.3.5 Spezialexperiment 160
4.3.6 Schlussfolgerungen Bohrlochseismik 160
5 Temperaturmessungen im Permafrost 162
5.1 Einleitung 162
5.2 Ausrüstung und Messgenauigkeit 164
5.3 Temperaturen im Bohrloch Murtèl-Corvatsch 166
5.3.1 Analyse der Jahreszeitenschwankungen 167
5.3.2 Kommentar zu den Temperaturreihen im Bohrloch 2/1987 168

5.3.2.1 Temperaturentwicklung in 1.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 9°C) 168
5.3.2.2 Temperaturentwicklung in 2.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 5°C) 170
5.3.2.3 Temperaturentwicklung in 3.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 3.5°C) 171
5.3.2.4 Temperaturentwicklung in 7.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 1.5°C) 171
5.3.2.5 Temperaturentwicklung in 11.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 0.6°C) 172
5.3.2.6 Temperaturentwicklung in 15.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 0.2°C) 173
5.3.2.7 Temperaturentwicklung in 21.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: < 0.1°C) 174
5.3.3 Vertikale Temperaturverteilung im Bohrloch 2/1987 174
5.3.4 Saisonale Temperaturschwankungen zwischen 52 m und 56 m Tiefe 175
5.4 Temperaturen in den Bohrlöchern am Pontresina-Schafberg 176
5.4.1 Vertikale Temperaturverteilung auf dem Pontresina-Schafberg 177
5.5 Auswirkungen von Variationen der Oberflächentemperaturen auf vertikale Temperaturprofile 179
5.6 Schlussfolgerungen Permafrosttemperaturen 182
6 Schlussfolgerungen 184
7 Literaturverzeichnis 187
ANHANG 198
Geoelektrische Tiefensondierungen 198
Blockgletscher Murtèl-Corvatsch 198
Sondierung MRT E1 198
Sondierung MRT E2 200
Sondierung MRT E3 201
Sondierung MRT E4 203
Sondierung MRT E5 204
Blockgletscher Muragl 206
Sondierung MGL E1 206
Sondierung MGL E2 207
Sondierung MGL E3 209
Blockgletscher Suvretta 210
Sondierung SUV E1 210

Sondierung SUV E2 211
Sondierung SUV E3 212
Pontresina-Schafberg 213
Sondierung SFB E1 213
Sondierung SFB E2 214
Sondierung SFB E3 216
Sondierung SFB E4 217
Temperaturreihen im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) 218
Lebenslauf 222

Zusammenfassung

Im Permafrost der vier Blockgletscher Murtèl-Corvatsch, Muragl, Suvretta und Ursina (Pontresina-Schafberg) im Oberengadin und auf dem Gruben-Blockgletscher im Wallis wurden geophysikalische Untersuchungen durchgeführt. Neben den bereits klassischen Methoden der Refraktionsseismik und der Gleichstrom-Geoelektrik wurden auch Georadar- und VLF-R-Messungen sowie gravimetrische Messungen durchgeführt. Zudem konnten in vier Bohrlöchern bohrlochgeophysikalische Logs aufgenommen werden. Im Bohrloch 2/1987 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch wurden bohrlochseismische Tests durchgeführt. In den Bohrlöchern wurden Temperaturfühler installiert, was eine Analyse der thermischen Bedingungen des Permafrostes erlaubt.

Durch den Einsatz von Sprengungen als seismische Quelle, konnte mit der Refraktionsseismik der Verlauf des Permafrostspiegels auch unter stark coupiertem Gelände detailliert berechnet werden. Der Geschwindigkeitskontrast zwischen der grobblockigen Oberflächenschicht (400 bis 1'300 m/s) und dem eishaltigen Permafrost, in welchem sich elastische Wellen mit 2'600 - 4'000 m/s ausbreiten, begünstigt diese Methode. Die Ausdehnung des eisreichen Permafrostes in die Tiefe kann mit der Gleichstrom-Geoelektrik abgeschätzt werden. Der spezifische Widerstand des Permafrosteises liegt dabei um mindestens eine Grössenordnung tiefer als der von sedimentär gebildeten Gletschereises. Der Einsatz des Georadar ist verbesserungsfähig, obwohl interne Strukturen im eisübersättigten Permafrost entdeckt wurden. Der grosse Eisanteil des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch führt zu einer lokalen Schwereanomalie von maximal -1.5 mgal. Mit den Informationen über die vertikale Dichteverteilung im Bohrloch 2/1987 konnte die dreidimensionale Verbreitung insbesondere der eisreichen Schicht und des Fels modelliert werden. Die Messungen mit dem VLF-R-Gerät zeigten zwar systematische $\delta\varphi$-Richtungen, die Interpretation der Daten ist jedoch nicht eindeutig.

Durch das Bohrlochlogging konnte sowohl im Blockgletscher Murtèl-Corvatsch als auch auf dem Pontresina-Schafberg ein teilweise sehr hoher Eisgehalt nachgewiesen werden. Die Bohrlochseismik im Bohrloch 2/1987 erbrachte über die ganze Bohrlochlänge eine ähnliche P-Wellen-Geschwindigkeit (3'500 - 3'800 m/s), obwohl sich die Charakteristik der Formation in 30 m Tiefe markant ändert (oberhalb eisübersättigter, darunter eisgesättigter Permafrost).

Die gut fünfjährige Temperaturreihe im Bohrloch 2/1987 dokumentiert eine starke Erwärmung in den obersten 30 m seit dem Beginn der Messungen. In einer Tiefe von 52 m bis 56 m treten, vermutlich im Zusammenhang mit einem vorwiegend im Sommer aktiven Aquifer, saisonale Temperaturschwankungen auf. Dies führt dazu, dass die Jahresmitteltemperatur in dieser Tiefe bei 0°C liegt, was zusammen mit der mittleren Oberflächentemperatur von rund -3°C einen grossen Temperaturgradienten und einen hohen Wärmefluss ergibt. Unterhalb des Aquifers sind die Temperaturen wiederum ganzjährig negativ. Die Gesamtmächtigkeit des Permafrostes dürfte bis zu

100 m betragen. Die ersten Messungen in den beiden Bohrlöchern auf dem Pontresina-Schafberg zeigen, dass dort die Temperatur des Permafrostes nahe bei 0°C liegt. Gemäss Simulationsrechnungen hat sich die Oberflächentemperatur seit Mitte unseres Jahrhunderts bis vor wenigen Jahren nur geringfügig verändert.

Insgesamt ergeben alle Messungen ein kohärentes Bild des untersuchten, dauernd gefrorenen Schuttes: Der eisreiche Permafrost ist typischerweise einige Dekameter mächtig, und die Temperaturen liegen nahe bei 0°C. Eine allfällige Erwärmung könnte den Permafrost zum Schmelzen bringen.

Abstract

Geophysical investigations were performed in the permafrost of the four rock glaiers Murtèl-Corvatsch, Muragl, Suvretta and Ursina in the Upper Engadin and on the Gruben rock glacier (Valais). In addition to the well established seismic refraction and D.C. resistivity soundings, the methods of georadar, VLF-R and gravimetry were also applied. Moreover, logging could be done in four boreholes. A test of downhole seismics was performed in the borehole 2/1987 at rock glacier Murtèl-Corvatsch. The boreholes are equipped with thermistors to analyse the thermal characteristics of the permafrost.

The depth to the permafrost table is calculated for complex topographical conditions using explosives for the refraction seismics. This method works well because the velocity contrast between the active layer (400 to 1'300 m/s) and the ice-bearing permafrost (2'600 to 4'000 m/s) is sharp. With D.C. resistivity soundings vertical extension of the ice rich permafrost can be estimated. The specific electrical resistivity of permafrost is thereby at least one order of magnitude lower than that of sedimentary glacier ice. The georadar reveals internal reflexion structures but needs some methododical improvements. The high ice amount of rock glacier Murtèl-Corvatsch causes a local gravimetric anomaly of -1.5 mgal. With the density information from borehole logging, the three dimensional distribution of the ice rich layer and the bedrock geometry are modelled. VLF-R measurements show some systematic orientation of the $\delta\varphi$-direction but interpretation of the results is ambiguous.

Borehole logging shows occurences of very high ice contents at both drill sites (Murtèl-Corvatsch, Pontresina-Schafberg). According to the downhole seismics, the P-wave velocity at rock glacier Murtèl-Corvatsch varies little with depth (3'500 to 3'800 m/s), although a drastic change from supersaturated to saturated permafrost takes place at 30 m.

In borehole 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) temperatures have been measured for more than five years. The values increased systematically in the top 30 m. At 52 to 56 m depth, seasonal temperature variations occur and are presumably caused by an intrapermafrost aquifer which is active mainly in summer. As a consequence mean annual temperature at that depth is about 0°C. Together with the mean annual surface temperature of -3°C a high temperature gradient and, hence, a high heat flow result. Permanently negative temperatures are observed below the aquifer. Total permafrost thickness may be up to 100 m. First results from Ponresina-Schafberg show that the permafrost temperature is close to 0°C. According to simulation calculations, the surface temperature varied only slightly between the mittle of the 20th century and the mid-1980's.

The different measurements and methods give a comprehensive idea of the investigated, permanently frozen debris: the ice rich permafrost is typically several decameters thick and temperatures are close to 0°C. A possilbe temperature increase could cause melting of the permafrost in the near future.

1. Einleitung

1.1 Permafrost und Blockgletscher

In den Alpen liegen grosse Gebiete oberhalb der Waldgrenze im Bereich des Permafrostes. Die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostes fällt ganz grob mit der Höhenlage der -1° bis -2° C - Isotherme der Jahresmitteltemperatur der Luft zusammen (Cheng 1983). Der dominierende Faktor ist allerdings die Strahlung (Hoelzle 1992, Hoelzle in Vorb.), wobei auch Schneehöhe und -dauer einen wesentlichen Einfluss haben (Keller, in Vorb.). Es gibt daher stark unterschiedliche Verbreitungsmuster je nach Exposition und Höhe. Der sporadische Permafrost kann sogar bis unterhalb der Waldgrenze auftreten (Pancza 1989, Bächler 1930). Es spielt dabei keine Rolle, ob das Gebiet aus lockerem Schutt (z.B. Moränenschutt) oder anstehendem Fels besteht.

Weil der Permafrost definitionsgemäss ein Temperaturphänomen im Untergrund ist, kann er nur mittels geophysikalischen Messungen oder indirekt anhand geomorphologischer Formen nachgewiesen werden. Neben den Strukturböden, Pingos und Palsas, wie sie vorwiegend im zirkumpolaren Permafrostgürtel auftreten, sind in den Gebirgsregionen vor allem die Kriechformen der Blockgletscher und Stauchmoränen typische Phänomene (Haeberli 1985). Die Nomenklatur impliziert eine Verbindung zu den klassischen (Eis-)Gletschern, welche als prägendes Element der Gebirge jedermann ein Begriff sind. Diese entstehen - etwas vereinfacht formuliert - dadurch, dass der jährliche Schneefall nicht vollständig abschmilzt. Entsprechend resultieren durch Eisdeformation die Akkumulations- und Ablationsgebiete, Spalten und Ogiven. Ob es einen Gletscher gibt oder nicht, hängt also primär von der Menge des festen Niederschlages ab. Blockgletscher hingegen sind ein Phänomen des Permafrostes. Die Tatsache, dass im Untergrund eine Schicht mit ganzjährig negativen Temperaturen existiert, führt dazu, dass Wasser (Wasserdampf, Regenwasser, Schmelzwasser, Grundwasser), welches in diese Zone gelangt, abgekühlt wird und gefriert. Das Eis lagert sich zunächst in den Porenräumen an, bis der Zustand des eisgesättigten Permafrostes erreicht ist. Das kann soweit führen, dass der Permafrost übersättigt ist, d.h. dass der Eisgehalt grösser ist als der Porenraum der Formation, was zu zusammenhängenden Eisgebilden (Eislinsen) führt. Für die fliessmechanischen Eigenschaften des Eis-Gestein-Gemisches ist dann auch das Eis mitverantwortlich. Dieses verformt sich ähnlich wie bei den Gletschern, und es kommt zum Kriechen des Permafrostes. So entsteht die typische Kriechform der Blockgletscher. Gut ausgeprägte Exemplare weisen lavastromähnliche Strukturen auf: die steilen Berandungen insbesondere die Stirn und die durch kompressives Fliessen verursachten ogivenförmigen Rücken und Gräben. Vor allem bei eisreichem Permafrost sind diese Merkmale deutlich ausgebildet.

Demgegenüber gibt es auch Permafrostgebiete ohne charakteristische Formen. Überwiegt in einem Schuttkegel die Akkumulation des Gerölls gegenüber dem Kriechen des gefrorenen Teils, werden die durch das Kriechen entstandenen Strukturen durch den Steinschlag überdeckt. Wenn kein Lockermaterial vorhanden ist, kann der Permafrost nur durch Temperaturmessungen schlüssig nachgewiesen werden. Im Fels

werden die Klüfte und Gänge häufig mit Eis gefüllt. Oft entsteht dann an der Oberfläche eine intensive Frostverwitterung.

Gletscher und kriechender Permafrost resp. Blockgletscher sind also zwei verschiedene Phänomene. Tatsächlich gibt es keine starren Grenzen, sondern die Übergänge sind fliessend. So kann sich beispielsweise aus den Moränen eines kalten oder polythermalen Gletschers ein Blockgletscher entwickeln, wenn die Moräne Permafrostbedingungen unterworfen ist. Solche Komplikationen führen gelegentlich zu heftigen Diskussionen über die Definition der Formen.

1.2 Die Permafrostforschung in der Schweiz

Dass es nicht nur in den zirkumpolaren Gebieten dauernd gefrorenen Boden gibt, wurde in den Alpen vor allem aufgrund bautechnischer Probleme in der Hochgebirgsregion erkannt. Forstingenieure, die Dörfer mit Lawinenverbauungen schützen sollten, Konstrukteure von Passstrassen, Berghütten, Staudamm-, Militär- oder Tourismusanlagen bemerkten, dass es im Boden auch im Sommer Eis gibt. Häufig wurde die Beobachtung als noch nicht aufgetauter Winterfrost interpretiert und das Eis auf die eine oder andere Art beseitigt (Keller 1988, 1990, Haeberli 1992a).

Die Forschung auf dem Gebiet des Permafrostes wurde in der Schweiz anfangs der siebziger Jahre intensiviert. Vor allem die Gruppe um den Basler Professor D. Barsch beschäftigte sich zunehmend mit diesem Forschungszweig. Inzwischen werden an verschiedenen Hochschulen der Schweiz Projekte zum Thema Permafrost bearbeitet.

Die Ursachenanalyse der Murgangereignisse 1987 (Haeberli et al. 1991, Zimmermann 1990) hat die Bedeutung und die Gefahren des Permafrostes im Lockerschutt einem breiten Publikum vor Augen geführt. Insbesondere im Zusammenhang mit der prognostizierten Klimaerwärmung durch den anthropogen verstärkten Treibhauseffekt und im speziellen aufgrund der extrem warmen achtziger und frühen neunziger Jahre gilt es, den Zustand des Gebirgspermafrostes verstärkt zu untersuchen.

1.3 Klassische Untersuchungsmethoden

Die Untersuchung des Permafrostes stützt sich einerseits auf die geomorphologischen Formen, andererseits auf physikalische Messungen. Die eindeutigste Art und Weise, zu überprüfen, ob es Permafrost gibt oder nicht, ist eine Temperaturmessung im Untergrund. Dazu sind allerdings Bohrlöcher oder Stollen erforderlich. Die Erstellung dieser Zugänge verändern aber je nachdem die ursprünglichen Verhältnisse, ausserdem ist der Aufwand zeitlich und finanziell gross. Deshalb wurden schon früh die indirekten Methoden der Geophysik eingesetzt. Als klassische Möglichkeiten anerboten sich die Refraktionsseimik (Barsch 1973) und die Gleichstromgeoelektrik (Fisch et al. 1977). Mit beiden Methoden kann die Tiefenlage und die Ausdehnung eines Eis-Schutt-Körpers abgeschätzt werden. Mitte der siebziger Jahre wurde eine neue Möglichkeit zur Kartierung des Permafrostes entdeckt (Haeberli 1973, 1975): Die Basis-Temperatur der hochwinterlichen Scheedecke (BTS) ist, sofern genügend mächtig, ein Indiz für dauernd gefrorenen Untergrund.

Neben den eher zufälligen Funden bei Ausgrabungen kamen im Alpenraum bei Untersuchungen bis Mitte der achtziger Jahre vorwiegend diese drei Methoden (Refraktionsseismik, Geoelektrik und BTS) zum Einsatz. In Alaska und Sibirien wurden im Zusammenhang mit der Erdölexploration viele sehr tiefe Bohrlöcher (einige hundert Meter tief durch den Permafrost hindurch) realisiert. Das Hauptaugenmerk galt indes aber nicht dem Permafrost, sondern den darunterliegenden Ölressourcen.

Im Jahre 1987 wurde die erste alpine wissenschaftliche Bohrung auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch im Oberengadin realisiert (Haeberli et al. 1988a). Damit öffnete sich die Möglichkeit eines direkten Studiums des Aufbaus eines alpinen Permafrostkörpers. Im Rahmen eines Forschungsprojektes über Lawinenverbauungen konnten drei Jahre später auf dem Pontresina-Schafberg zwei weitere Bohrungen durchgeführt werden (VAW 1992, Vonder Mühll and Holub 1992).

1.4 Problemstellung

Die vorliegende Arbeit entstand aus der Möglichkeit heraus, an einem punktuellen Aufschluss, dem Bohrloch 2/1987 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch, einerseits die klassischen geophysikalischen Methoden zu testen und zu eichen. Andererseits sollen im Blockgletscher-Permafrost bisher kaum verwendete Methoden zum Zuge kommen, um die Möglichkeiten und Grenzen ihrer Anwendung abzuklären. Die gewonnenen Erkenntnisse sollten anschliessend auf anderen Blockgletschern des Oberengadins angewandt werden. Daraus sollten für die einzelnen Methoden typische Werte und Grössenordnungen der gemessenen physikalischen Parameter für den dauernd gefrorenen Schutt angegeben werden. In den beiden weiteren Bohrungen am Pontresina-Schafberg konnten, im Gegensatz zum Bohrloch auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch, die bohrlochgeophysikalischen Daten vollständig erfasst werden.

Die konkreten Ziele dieser Arbeit lassen sich also wie folgt formulieren:

- Welche geophysikalischen Methoden können angewandt werden, um den Aufbau und die Charakteristik des Permafrostes zu untersuchen?

- Wie weit kann die Struktur der Kernbohrung anhand geophysikalischer Messungen an der Oberfläche nachvollzogen werden?

- In welchen Bereichen liegen die wichtigsten physikalischen Parameter im Permafrost (Temperatur, Dichte, spezifischer Widerstand, P-Wellen-Geschwindigkeit)?

- Wie sind die bohrlochgeophysikalischen Messungen zu interpretieren, und wie können sie mit den Oberflächenmessungen gekoppelt werden?

- Wie entwickelt sich der Zustand des Permafrostes im Hinblick auf eine sich erwärmende Atmosphäre?

1.5 Glossar

Im folgenden werden einige spezifische Begriffe erklärt, welche in der vorliegenden Arbeit auftreten. Weitere Begriffe stellten Harris et al. (1988) zusammen.

Aktiver Blockgletscher: Geomorphologische Form talwärts kriechenden Permafrostes, meist mit steilen Rändern und internen Fliessstrukturen. Die Stirn ist vegetationsfrei.

Aktiver Permafrost: Im aktiven Permafrost gefriert die Auftauschicht jedes Jahr vollständig durch.

Auftauschicht: Oberflächenschicht in Permafrostgebieten, welche im Sommer auftaut und im Winter gefriert.

BTS: Die BasisTemperatur der hochwinterlichen Schneedecke wird zur Kartierung der Permafrostverbreitung vor allem in den Alpen verwendet. Die Methode basiert auf dem Prinzip, dass die mindestens 0.8 bis 1.0 m mächtige Schneedecke den Boden gegen die kurzfristigen Schwankungen der Temperatur und der Strahlung isoliert. Die Messungen müssen vor dem Einsetzen der Schmelze, d.h. in den Monaten Februar und März, vorgenommen werden. Am Boden stellt sich dann eine praktisch konstante Temperatur ein, welche in permafrostfreien Gebieten höher als -2°C ist. Im Permafrost liegt die Temperatur dagegen unter -3°C, Werte dazwischen werden dem Übergangsbereich zugeordnet.

CMP: Common Mid Point. Bei geophysikalischen Reflexionsmethoden (Seismik, Georadar) werden die Messanordnungen auf spezifische Fragestellungen ausgelegt. Wird mit unterschiedlichen Quelle-Empfänger-Anordnungen derselbe Reflexionspunkt in der Tiefe angesprochen, nennt man diesen CMP (gemeinsamer Punkt).

Diskontinuierlicher Permafrost: Gebiete mit Permafrost wechseln sich mit permafrostfreien Zonen ab.

Eisübersättigter Permafrost: Der Eisgehalt ist grösser als das Porenvolumen der Formation in ungefrorenem Zustand. Es gibt also zusammenhängende Eisgebilde, im besonderen auch Eislinsen.

Epigenetischer Permafrost: Der Permafrost bildete sich in einer Formation, welche vorher entstanden ist. Dies geschieht z.B. bei kälter werdenden Klimabedingungen.

Gesättigter Permafrost: Der Porenraum der Formation ist mit Eis gefüllt.

Inaktiver Blockgletscher: Blockgletscher, an dessen Stirn sich aufgrund der reduzierten Bewegung Vegetation bilden konnte.

Inaktiver Permafrost: Ist der Permafrost inaktiv, gefriert die Auftauschicht im Winter nur teilweise, und es bleibt eine ungefrorene Zone (Talik) übrig.

Kalter Gletscher: Ein kalter Gletscher besteht ausschliesslich aus Eis, dessen Temperatur unterhalb des Druckschmelzpunktes liegt.

Kontinuierlicher Permafrost: Ausserhalb von Gewässern und Gletschern tritt überall Permafrost auf.

Ogiven: Abwechselnde Streifen hellen und dunklen Eises auf der Gletscheroberfläche unterhalb eines Eisfalls. Sie sind bogenförmig und widerspiegeln die Geschwindigkeitsvariation über dem Gletscher.

Palsa: Hügel mit eisreichem Permafrostkern, welcher sich durch Frosthebung in Mooren entwickelt. Durch das Wegblasen des Schnees (Förderung der Permafrostbedingung) wird der Prozess positiv rückgekoppelt. Das fortgesetzte

Wachstum führt zu Dilatationsrissen, worauf der Palsa kollabiert, um sich neu zu bilden (Zyklen).

Perennierender Schneefleck: Schnee, welcher ganzjährig kaum wegschmilzt. Meist bilden sich perennierende Schneeflecken in Mulden in Lawinenablagerungszonen. Sie deuten auf die Existenz von alpinem Permafrost hin.

Permafrostbasis: Die vertikale Ausdehnung des Permafrostes reicht bis hinunter zur Permafrostbasis, wo sich der Übergang zu positiven Celsiustemperaturen befindet. Oberhalb der Permafrostbasis ist die Temperatur immer kälter als 0°C, darunter liegt sie über 0°C.

Permafrostspiegel: Untergrenze der Auftauschicht. Zwischen dem Permafrostspiegel und der Permafrostbasis ist die Temperatur dauernd unter 0°C.

Pingo: Hügel mit eisreichem Permafrostkern, welcher vor allem durch das Gefrieren von Grundwasser entsteht.

Polythermaler Gletscher: Ein polythermaler Gletscher besteht sowohl aus kalten als auch aus temperierten Teilgebieten.

Reliktischer Blockgletscher: Blockgletscher ohne Permafrost, d.h. das Eis ist ausgeschmolzen, und es bleibt ein kollabiertes Gebilde übrig.

Reliktischer (fossiler) Permafrost: Permafrost aus der Vorzeit (z.B. Eiszeit), der noch existiert, aber langsam schmilzt.

Sporadischer Permafrost: An vereinzelten, stark exponierten Stellen tritt fleckenhaft Permafrost auf.

Strukturböden: Auf auffällig strukturierten Böden sind die Steine z.B. in regelmässigen Formen angeordnet (Ringe, Sechsecke). Es treten auch Eiskeile und Eiskeilnetze auf.

Syngenetischer Permafrost: Der Permafrost entsteht mehr oder weniger gleichzeitig mit der Bildung der Formation.

Talik: Ungefrorene Schicht oder ungefrorener Teil im Innern des Permafrostes.

Temperierter Gletscher: Das Eis eines temperierten Gletschers befindet sich am Druckschmelzpunkt. Die meisten Alpengletscher sind temperiert.

Thermokarst: Prozess, durch welchen die Topographie infolge aufgetautem, eisübersättigtem Permafrost einsinkt. Bildet sich in der Geländeform ein See, spricht man von einem Thermokarstsee.

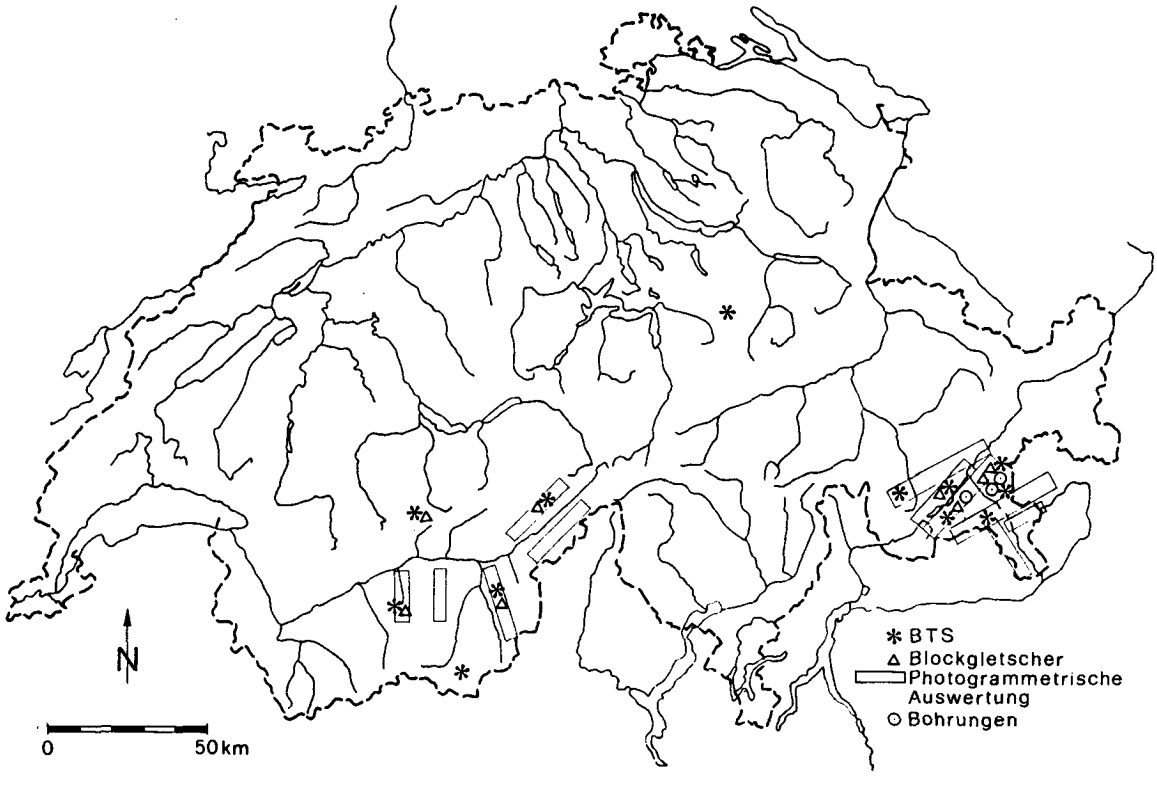
ZAA: Zero Annual Amplitude. Tiefe, in welcher praktisch keine jahreszeitlichen Temperaturschwankungen auftreten resp. in welcher sie geringer als 0.1°C sind. Je nach Amplitude an der Oberfläche und Temperaturleitfähigkeit der Formation liegt die ZAA in einer Tiefe von 10 bis 20 m.

Zero curtain: Zeitperiode, während der die Temperatur am Schmelzpunkt bleibt. Der 'zero curtain' tritt insbesondere in der feuchten Auftauschicht im Frühling und im Herbst auf.

2. Die untersuchten Gebiete

2.1 Allgemeines

Zurzeit wird in den Alpen ein Permafrost - Beobachtungsnetz eingerichtet (Figur 1). Es besteht einerseits aus den drei Bohrlöchern am Murtèl-Corvatsch und auf dem Pontresina-Schafberg und den dadurch verfügbaren Daten. Ausserdem werden seit den siebziger Jahren sechs Blockgletscher im Wallis und im Bündnerland in Fünfjahresabständen beflogen und stereografisch ausgewertet. Auf den Blockgletschern werden terrestrische Vermessungsnetze eingerichtet. Aus den resultierenden Geländemodellen können Veränderungen festgestellt werden; gleichzeitig dienen sie als Grundlage für weitere Berechnungen, z.B. mit Geographischen Informationssystemen (GIS). Als dritte Komponente wurden die Regionen um die beobachteten Blockgletscher grossflächig mittels Infrarot-Luftfotos aufgenommen, um Zustand und Verbreitung der Vegetation zu erfassen. Schliesslich wird der Untergrund der Permafrostgebiete mittels geophysikalischer Messungen untersucht.



Figur 1. Übersicht über die Lage des kürzlich iniziierten Monitoringprogramm in der Schweiz. Es umfasst Messungen der Basis-Temperatur der hochwinterlichen Schneedecke (BTS), Photogrammetrische Auswertung von Luftbildern sowie die drei Bohrungen Murtèl-Corvatsch und Pontresina-Schafberg.

Die drei im Rahmen dieser Arbeit geophysikalisch untersuchten Blockgletscher gehören alle zu diesem Beobachtungsnetz. Im Sinne eines Monitoringprogrammes sollen weitere Bohrungen realisiert werden, insbesondere um mit Hilfe von Temperaturprofilen die Klimaentwicklung der letzten Jahrzehnte und Jahrhunderte in verschiedenen Regionen zu erfassen und zu vergleichen. Gleichzeitig erlaubt die Temperaturmessung im Permafrost eine Beobachtung der aktuellen Klimadynamik, weil im Permafrost die im ungefrorenen Untergrund störenden, zirkulierenden Tiefenwässer wegfallen, und somit das Temperaturregime beinahe ausschliesslich der Wärmekonduktion unterliegt.

Ein Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Anwendung verschiedener geophysikalischer Methoden im Gebirgspermafrost. Ein morphologisch sicheres Anzeichen für die Präsenz von Permafrost ist der Blockgletscher. Deshalb wurden als Untersuchungsobjekte zumindest teilweise aktive Blockgletscher ausgesucht.

Weitere Kriterien bei der Wahl der Blockgletscher stellten die Zugänglichkeit und die vorangegangenen Untersuchungen dar. Während der Blockgletscher Murtèl-Corvatsch, welcher 400 m von der Mittelstation der Luftseilbahn entfernt liegt und mit der Kernbohrung 2/1987 eine einzigartige Fülle von Informationen offenlegte (Haeberli 1990), das eine Extrem darstellt, sind die Blockgletscher im Val Muragl und in der Suvretta da Murezzan etwas abgelegen. Letzterer wurde bisher kaum untersucht.

2.2 Der Blockgletscher Murtèl-Corvatsch

2.2.1 Lokalitätsbeschreibung

Der aktive, ca. 400 m lange Blockgletscher Murtèl I liegt in der Nähe der Mittelstation der Corvatschbahn. Er hat sich in einem kleinen Kar am Fusse einer Schutthalde entwickelt. Der Fels besteht aus Granodioriten der Corvatschdecke sowie Kieselschiefern und Muskowit führenden, quarzreichen Calcit-Marmoren der Chastelets-Serie (Kündig 1982, Stäubli 1982). Die Stirn befindet sich in einer Höhe von 2'628 m ü. M. und ist 15 -20 m hoch. Das markante Oberflächenrelief ist durch ogivenförmige Rinnen und Rücken und zahllose grobe Blöcke geprägt. Die Ogiven deuten auf das kompressive Fliessen des Blockgletschers hin, das durch die Gegensteigung des Karriegels bedingt ist. Der ganze Blockgletscher ist vollständig vegetationsfrei.

Es gibt bereits verschiedene Untersuchungen über den Blockgletscher Murtèl I. Nach einigen Vorabklärungen, die Rammsondierungen und Temperaturmessungen (BTS) beinhalteten, hat Barsch (1973) einige refraktionsseismische Profile (Hammerschlagseismik) gemessen. Die Resultate zeigen, dass die Auftautiefe im zentralen Bereich weniger als 2.5 m, in den randlichen Teilen 2.5 - 3.5 m und direkt unter der Stirnoberkante etwa 3.5 - 4.5 m beträgt. Mit Hilfe der Sprengseismik wurde eine maximale Blockgletschermächtigkeit von 60 m festgestellt.

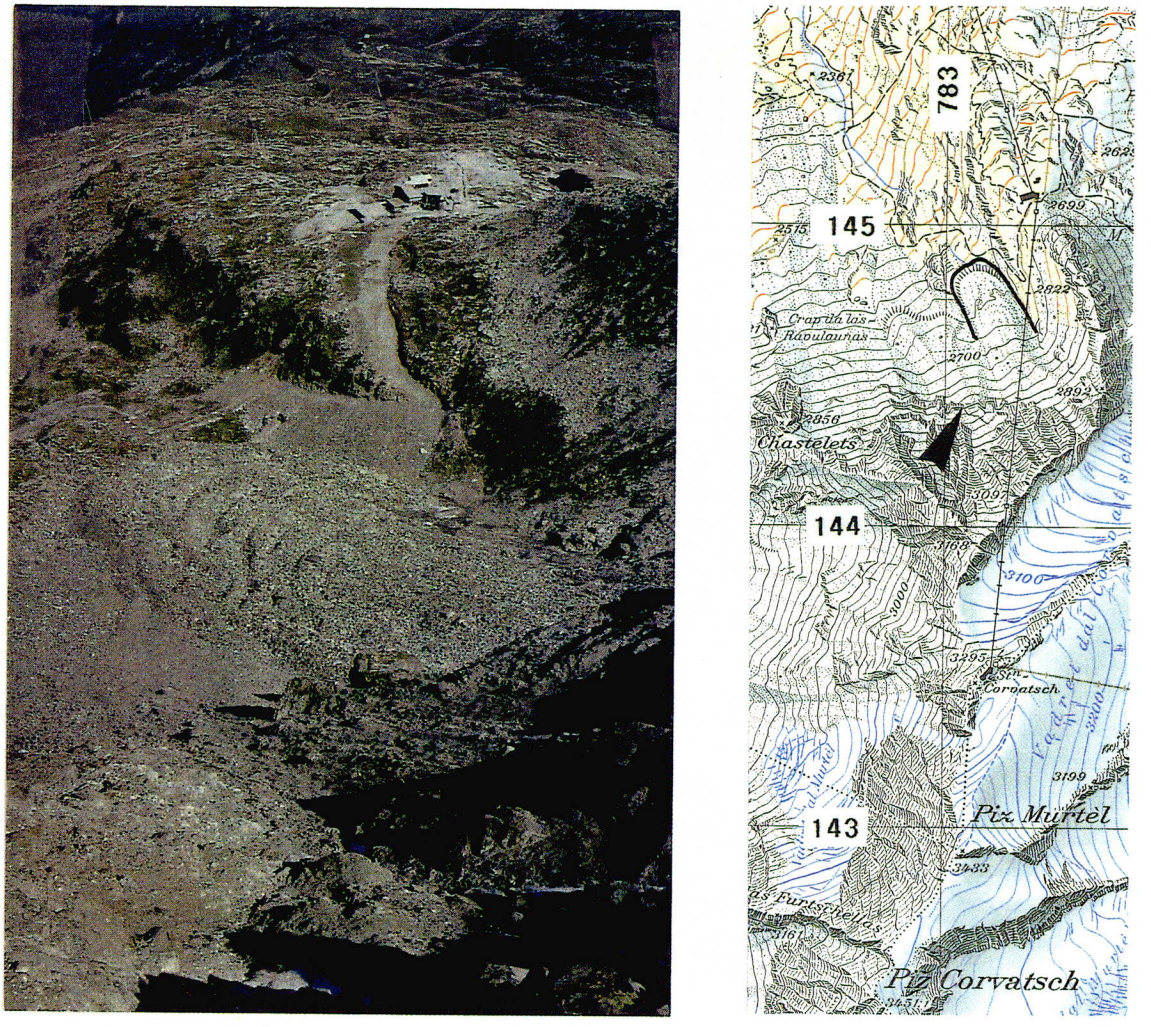


Foto 1. Foto des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch mit Blick auf die Mittelstation Murtèl der Luftseilbahn Surlej-Corvatsch, von welcher aus die Skipiste deutlich zu sehen ist (links); rechts ein Ausschnitt aus der Landeskarte. Der Blockgletscher zeichnet sich durch seine markanten Rücken und Gräben, welche als Folge des kompressiven Fliessens entstanden sind, und durch die steilen Ränder aus. Er stösst auf permafrostfreies, vegetationsbedecktes Terrain vor. Foto: W. Schmid, VAW-ETH Zürich; November 1987. Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 30.3.1993.

Barsch und Hell (1975) haben anhand von Luftaufnahmen der eidg. Landestopographie aus den Jahren 1932, 1955 und 1971 photogrammetrische Bewegungsmessungen durchgeführt. Sie stellten in der ersten Periode (1932 - 1955) eine Horizontalbewegung von 7.1 cm/Jahr, zwischen 1955 und 1971 eine solche von 3.2 cm/Jahr fest. Es gilt dabei aber zu berücksichtigen, dass der Blockgletscher zwischen 1932 und 1955 stark einsank, während er in der zweiten Periode stagnierte. Die Autoren ermittelten im Sommer eine grössere Geschwindigkeit als im Winter. Allerdings erschwert die grobblockige Oberfläche eine entsprechende statistische Auswertung, z.B. wenn ein Block entgegen der Fliessrichtung in einen Graben fällt.

Im Jahre 1975 teufte Barsch eine 10.4 m tiefe Kernbohrung (Durchmesser 40 mm) ab (Barsch 1977). Die Bohrstelle von 1975 liegt ca. 50 m von jener aus dem Jahre 1987 entfernt. Die Mächtigkeit der Auftauschicht konnte dabei bestätigt (2.6 m) und deutlich in zwei Teile (oben grobblockig, unten Sand-Silt-Kies) getrennt werden. Der Permafrost wird als eisreich (50 - 60 Vol%), teils syngenetischen, teils epigenetischen Ursprungs beschrieben. Es wurde kein Toteis erbohrt.

King et al. (1987) untersuchten den Blockgletscher Murtèl I mit Geoelektrik und Georadarsondierungen. Sie ermittelten eine Permafrostmächtigkeit zwischen 20 m und mehr als 50 m. Das entspricht ungefähr den Werten, die Barsch und Schneider (Barsch 1977) mit seismischen Methoden erhalten haben.

In den Jahren 1983, 1987 und 1988 fanden im Gebiet Corvatsch-Furtschellas Permafrostkartierungen mit der BTS-Methode statt. Bei der Auswertung stellte Hoelzle (1988) eine gute Korrelation zwischen der Vorhersage nach den Faustregeln von Haeberli (Haeberli 1975, Keller 1992) und der tatsächlichen Permafrostverbreitung fest.

2.2.2 Feldarbeiten

Dadurch dass der Blockgletscher Murtèl-Corvatsch mit den zahlreichen Messkampagnen und den Bohrungen zu den weltweit wohl bestuntersuchten Objekten gehört, wurde zunächst versucht, die verschiedenen geophysikalischen Methoden am Bohrloch 2/1987, von welchem die Kernstratigraphie bekannt ist, zu eichen. Das ist angesichts des sehr ausgeprägten Oberflächenreliefs allerdings nicht problemlos, denn die Rücken und Gräben, hervorgerufen durch das kompressive Fliessen, verursachen Höhendifferenzen von bis zu 10 m innerhalb kurzer Distanz.

Die Firma Geotest AG führte im Auftrag der VAW im Herbst 1989 eine Seismikkampagne auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch durch. Dabei lag der Schwerpunkt bei den Bohrlochmessungen. Im Bohrloch 1/1987 wurden in einem Abstand von 4 m Geophone eingefroren. Ein Dreikomponentengeophon wurde zudem ins Bohrloch 2/1987 hinunter gelassen und auf verschiedenen Tiefen angekoppelt. Als Quelle wurden nebst den seismischen Zündern auch ein grosser, schwerer Hammer, wie er auch bei der Hammerschlagseismik eingesetzt wird, mit vertikaler und horizontaler Schlagrichtung benutzt. In einem ca. 30 m unterhalb des Bohrlochs gelegenen Graben wurde ausserdem eine Sprengladung gezündet. Mit diesem Versuch wird eine Querdurchschallung des eisreichen Permafrostkörpers erzielt.

Für die Oberflächenseismik wurden 12 Spuren mit Geophonabständen von 10 m benutzt. Es wurden auch Tests mit den verschiedenen, oben beschriebenen Anregungsarten durchgeführt, wobei sich erhebliche Unterschiede herauskristallisierten.

Die Georadarmessungen wurden im April 1990 aufgenommen. Die verwendete Apparatur (Dr. G. Meyer, Institut für Kommunikationstechnik ETHZ) war auf zwei Schlitten montiert. Die Messungen mussten vor dem Einsetzen der Schneeschmelze durchgeführt werden, weil eine durchnässte Schneedecke die Radarstrahlen zu stark gestreut hätte. Trotz einiger technischer Schwierigkeiten wurden zwei Profile in Längsrichtung und ein Querprofil (auf dem Rücken, auf welchem sich auch das Bohrloch befindet) sowie eine Common-Mid-Point(CMP)-Testmessung aufgenommen.

Im Juli 1990 wurden fünf geoelektrische Tiefensondierungen mit einem maximalen, halben Elektrodenabstand bis zu 400 m durchgeführt, nachdem im Juni 1990 Versuche mit der ABEM - Apparatur und den Primärelektroden erfolgreich verlaufen waren. Zwei Sondierungen wurden mit dem Bohrloch 2/1987 als Zentrum gemessen. Zwei weitere Messungen wurden je ca. 40 m ober- und unterhalb, ungefähr in der Mitte des Blockgletschers durchgeführt. Die Tiefensondierung MRT E5 wurde auf dem westlichen Rand auf der Höhe des Bohrlochs 2/1987 aufgenommen.

Im Herbst des gleichen Jahres konnten zwei refraktionsseismische Profile mit einem Geophonabstand von 5 m und einer Profillänge von je 220 m aufgenommen werden. Zur Anregung der seismischen Wellen wurde ausschliesslich Telsit A, ein brisanter Sprengstoff (Detonationsgeschwindigkeit 5'800 m/s), verwendet.

Im August 1991 wurden gravimetrische Messungen auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch durchgeführt. Insgesamt wurden 55 Punkte aufgenommen, wobei sie auf zwei Quer- und ein Längsprofil sowie einige Punkte ausserhalb, zur Bestimmung des regionalen Schwerefeldes, verteilt wurden.

Schliesslich wurden im Oktober 1991 vier VLF-R (very low frequency resistivity) Messungen mit der Einkanalapparatur von I. Müller (Universität Neuenburg) durchgeführt. Allerdings lagen auf dem Blockgletscher bereits gute 20 cm Schnee. Ausserdem eignet sich dieser Blockgletscher sehr schlecht für die VLF-R Methode, weil die Luftseilbahn und Stromkabel direkt über dem Messgebiet verlaufen und die Messungen verfälschen können.

2.3 Der Blockgletscher Muragl I

2.3.1 Lokalitätsbeschreibung

Das Val Muragl, ein West-Ost verlaufendes Seitental des Engadins, weist heute typische periglaziale Formen eines Hochgebirgstales auf. Auf den Alpweiden entlang der Ova da Muragl können verschiedene spätglaziale Gletscherstände beobachtet werden (Maisch und Suter 1982). Die südliche, nach Norden exponierte Seite mit den kristallinen Gesteinen der ostalpinen Languarddecke, ist ideal disponiert für Blockgletscher. In den beiden obersten Seitenkaren hat sich der Vadret Muragl entwickelt. Trotz starkem Rückzug seit dem letzten Jahrhundert kann er sich bis auf eine Höhe von ca. 2'850 m ü. M. halten. Sein Vorfeld, das seit der kleinen Eiszeit freigelegt worden ist, geht nahtlos ins Permafrostgebiet des Blockgletscher Muragl II über. Ausserdem endet auf der orographisch rechten Seite eine Stauchmoräne im Lej Muragl. Wie BTS-Messungen bestätigten (VAW 1985, Haeberli 1992a), hatte der wahrscheinlich polythermale Gletscher während der kleinen Eiszeit (bis etwa 1900) sein heutiges Vorfeld thermisch isoliert, so dass dort keine Permafrostbedingungen herrschen. Der Gletscherrand von 1850 und die übrigen schuttbedeckten, unvergletscherten Gebiete liegen fast ausschliesslich im Permafrost.

Aus dem Kar La Launiga nördlich des Gipfels Las Sours (Die Schwestern) kriecht der Blockgletscher Muragl I. Er ist etwa 800 m lang und maximal 250 m breit. Das Aussergewöhnliche dieses Blockgletschers ist seine Form: Während die meisten Blockgletscher einen geradlinigen, häufig länglichen Habitus aufweisen, ändert



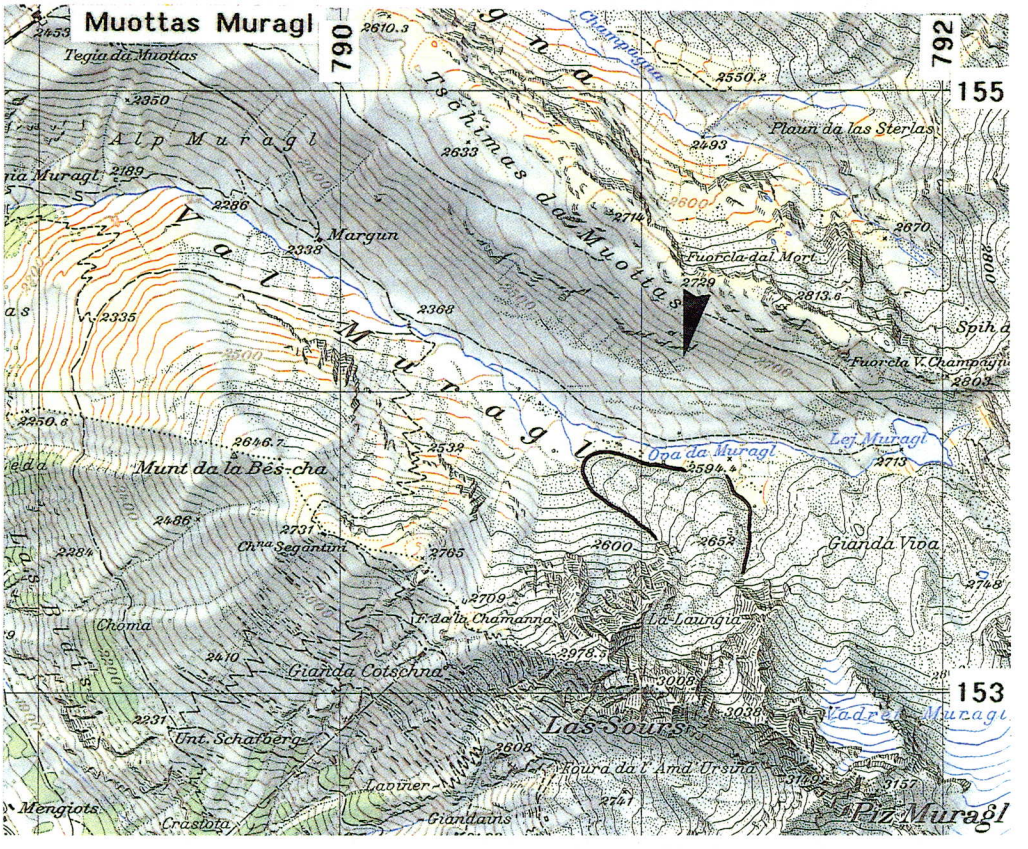


Foto 2. Der Blockgletscher Muragl I stösst aus dem Kar (links) ins Haupttal vor, wo er nach einer markanten Richtungsänderung talwärts kriecht. Auch in der 1:25'000er Landeskarte (unten) ist der Blockgletscher zu erkennen. Foto: M.Hoelzle, VAW/ETH Zürich. Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 30.3.1993.

Muragl I seine Fliessrichtung drastisch (Vonder Mühll and Schmid 1993). Aus der anfänglich nordnordöstlichen Richtung bilden sich zirka auf halber Distanz zwei Lappen. Der eine, kleinere Teil kriecht geradeaus nordwärts und baucht die Form des Blockgletschers leicht aus. Der Hauptteil bewegt sich nordwestwärts bis in eine Höhe von 2'490 m ü. M. Der Blockgletscher erstreckt sich somit über eine Höhendifferenz von gut 300 m. Er lässt sich in drei Zonen einteilen, wobei jede zu Beginn flach ist und dann in einen steileren Teil übergeht:

1.) Im Entstehungsgebiet, ganz oben im Kar, gibt es viele perennierende Schneeflecken und einige Fliessstrukturen in Längsrichtung. Es gibt keine Vegetation und die Blöcke sind kaum von Flechten bedeckt. Am talseitigen Rand des Kars wird der Blockgletscher deutlich steiler, bevor er sich im Bereich der Kurve verflacht. Bis auf diese Höhe (2'670 m ü. M.) herrscht der für Blockgletscher typische vegetationslose, grobblockige Schutt vor.

2.) Im Mittelteil, also zwischen der Kurve und dem Geländeknick auf 2'560 m ü. M., gibt es verschiedene Lappen, welche nicht nur Strukturen längs, sondern auch quer zur Fliessrichtung in Form von Rücken und Gräben bilden. Die orographisch linke Seite, charakterisiert durch vegetationslose, aktive Strukturen, gleicht der Oberfläche im obersten Teil. Im östlichen und nördlichen Teil dieses Abschnitts sind die Blöcke mit Flechten bedeckt. Es hat teilweise viel Humus, und es gedeihen sogar einige Pflanzen.

Der kleine, nördliche Teillappen ist vegetationslos und sehr steil. Er scheint aktiv zu sein.

3.) Der unterste Abschnitt des Blockgletschers Muragl I beginnt auf einer Höhe von ca. 2'560 m ü. M. ebenfalls flach. Auf der ganzen Breite haben sich Flechten an den Blöcken ansiedeln können, und es gibt grössere Teile von zusammenhängendem Alpenrasen. Zwei Steilstufen deuten auf ehemalige verschiedene Stadien des Blockgletschers hin.

Die Stirn ist teilweise bewachsen, woraus auf den zunehmend inaktiv werdenden Zustand des Blockgletschers geschlossen werden kann.

Der Blockgletscher Muragl I wurde bereits von Salomon (1929) beschrieben. Domarazki (1951) erwähnte ihn ebenfalls. Die ersten systematischen Messungen wurden von Barsch (1973) durchgeführt. So wurden im Zungenbereich und in der Kurve einige refraktionsseismische Profile mittels Hammerschlag aufgenommen. Bei dieser Gelegenheit wurden einige grosse Blöcke markiert und terrestrisch vermessen. Barsch und Hell (1975) ermittelten aufgrund von Luftbildern einen durchschnittlichen Bewegungsbetrag von 20 cm pro Jahr horizontal und 9 cm pro Jahr vertikal. 1985 wurden BTS - Messungen im hinteren Val Muragl durchgeführt, die den Blockgletscher gänzlich zum Permafrost zählen. Im Rahmen einer Diplomarbeit wurde Muragl I vermessen, und es wurde ein digitales Geländemodell erstellt (Frauenknecht und Schlatter 1990).

2.3.2 Feldarbeiten

Auf dem Blockgletscher Muragl I wurde im Sommer 1991 eine zehntägige Kampagne durchgeführt. Auf dem Programm standen die beiden Methoden Refraktionsseismik und Geoelektrik. Bei den drei Querprofilen der Refraktionsseismik, eines

davon mit einer Länge von 220 m, wurden die Geophone in einem 5 m Abstand gesetzt, bei den beiden Längsprofilen betrug der Abstand 10 m. Von den drei geoelektrischen Tiefensondierungen gelangen zwei mit Auslagen bis zu 400 m recht gut. Die letzte Sondierung MGL E3, welche im Übergang zwischen der vegetationsfreien Steilstufe und dem untersten, teilweise bewachsenen Teil des Blockgletschers angesetzt wurde, erbrachte äusserst widersprüchliche Werte.

Im Oktober 1991 wurden testweise 24 Messungen mit der VLF - R - Einkanalapparatur gemessen. Wegen des bereits verschneiten obersten Teils konnte nur auf den beiden Lappen des Blockgletschers gemessen werden.

2.4 Der Blockgletscher Suvretta

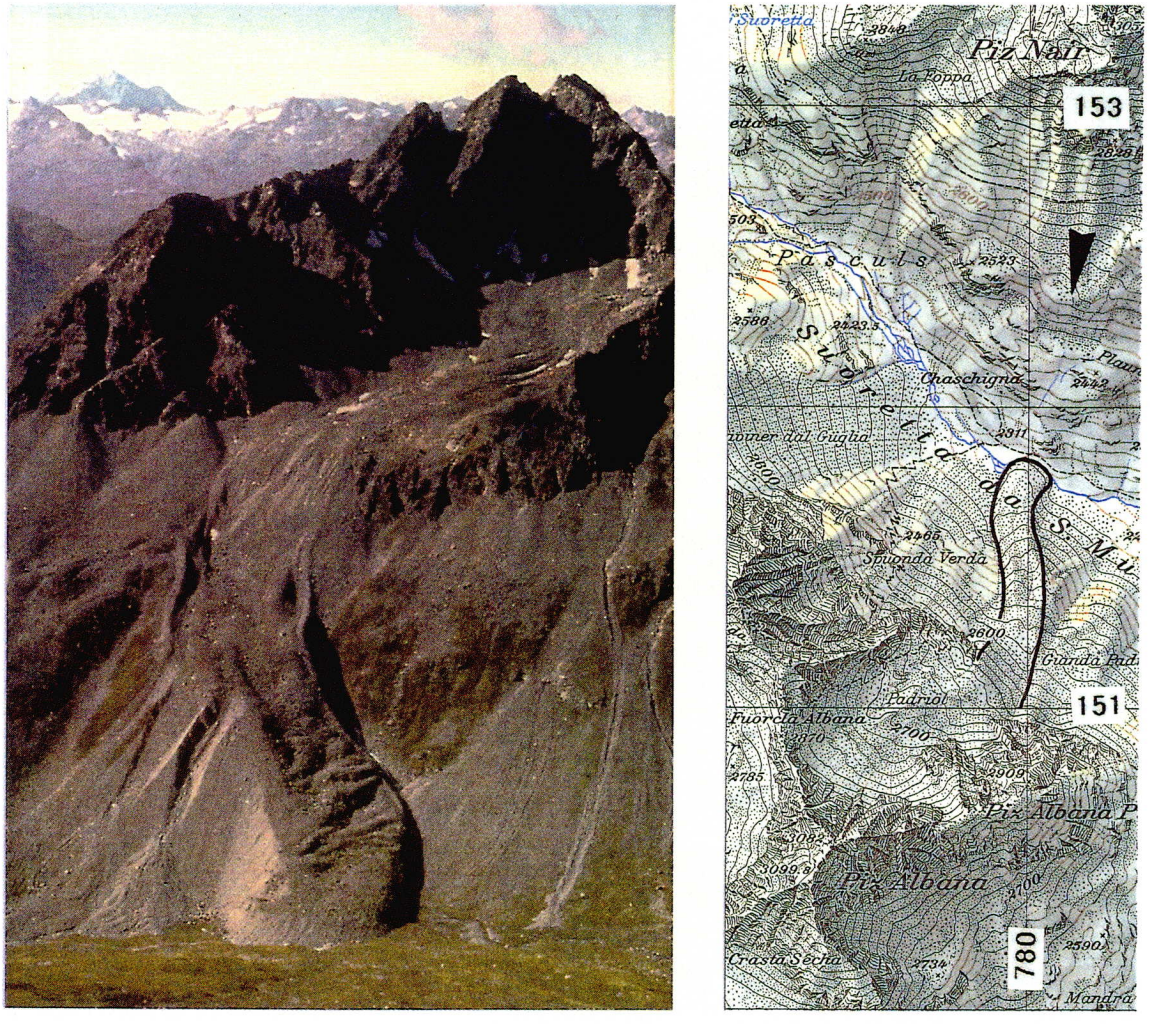


Foto 3. Der Blockgletscher Suvretta im Val Suvretta da San Murezzan. Seine Stirn reicht bis auf 2'300 m ü. M. hinunter und staut den Bach (rechts der Stirn). Die Form und die Ausdehnung dieses Blockgletscher ist auch auf der Landeskarte (rechts) erkennbar. Foto: W. Haeberli, VAW/ETH Zürich. Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 30.3.1993.

2.4.1 Lokalitätsbeschreibung

Das Tal mit dem Namen Suvretta da San Murezzan zieht von Champfèr hinauf in nordwestlicher Richtung zwischen Piz Nair und Piz Güglia zum Lej Suvretta. Das seitliche Kar zwischen der Fuorcla Albana, dem Piz Albana und dem Piz Albana Pitschen ist nicht vergletschert, sondern weist mit den perennierenden Schneeflecken und dem grobblockigen Geröll typische Permafrosterscheinungen auf. Im Padriöl, wie das Kar heisst, deuten zudem in der Fallrichtung verlaufende Furchen auf Bewegungen des Untergrundes hin. Von der Karschwelle an, auf ziemlich genau 2'600 m ü. M., sind die Ränder des Blockgletschers deutlich auszumachen. Anfangs gut 200 m breit, wird die lavastromähnliche Form klarer und klarer. Wie ein zähfliessender 'Gerölltropfen' zieht er sich den Hang hinunter bis zur Talsohle auf 2'300 m ü. M., wo er immer noch gut 100 m breit ist. Der Blockgletscher kriecht mit einer leichten links-rechts Bewegung allgemein in Richtung Nord. Im Kar und in der Steilstufe nach der Karschwelle ist die Oberfläche mit grossen bis sehr grossen (bis ca. 300 m^3) Blöcken bedeckt. Das Wasser hört man in zwei bis drei Metern Tiefe gurgeln. Unterhalb der Steilstufe ändert sich das Bild völlig: Zwar gibt es auch hier einige sehr grosse Felsblöcke, es hat aber auch stellenweise feinkörniges Material mit Vegetationsbedeckung. Aus der orographisch rechten Seite brachen in jüngerer Vergangenheit immer wieder Murgänge los, vermutlich bis hinunter auf den Permafrostspiegel. Im untersten Teil sind durch die Fliessbewegungen einige beträchtliche Graben und Rücken entstanden. In der Talsohle verflacht sich die Oberfläche des Blockgletschers wieder. Hier konnten sich sogar mehrjährige Alpenstauden und geschlossene Rasen ansiedeln. Die Stirn ist vegetationslos und steil. Häufig können hinunterfallende Steine beobachtet werden. Am westlichen Rand des Blockgletschers reicht ein perennierender Schneeflecken bis auf 2'300 m ü. M. hinunter.

Als ganz spezielles Merkmal staut der Blockgletscher Suvretta den Bach, die Ova da Suvretta, auf und es bildet sich sogar ein kleiner See. Auf Luftbildern aus dem Jahre 1955 scheint die Situation ähnlich zu sein, obwohl in der Landkarte von 1979 der Bach um den Blockgletscher herum fliesst.

Der Blockgletscher im Val Suvretta ist bisher einzig in der Arbeit von Salomon (1929) beschrieben. Im Sommer 1992 wurde eine geodätische Diplomarbeit angesetzt, während welcher der Blockgletscher terrestrisch vermessen wurde (Caflisch und Meyer 1992).

2.4.2 Feldarbeiten

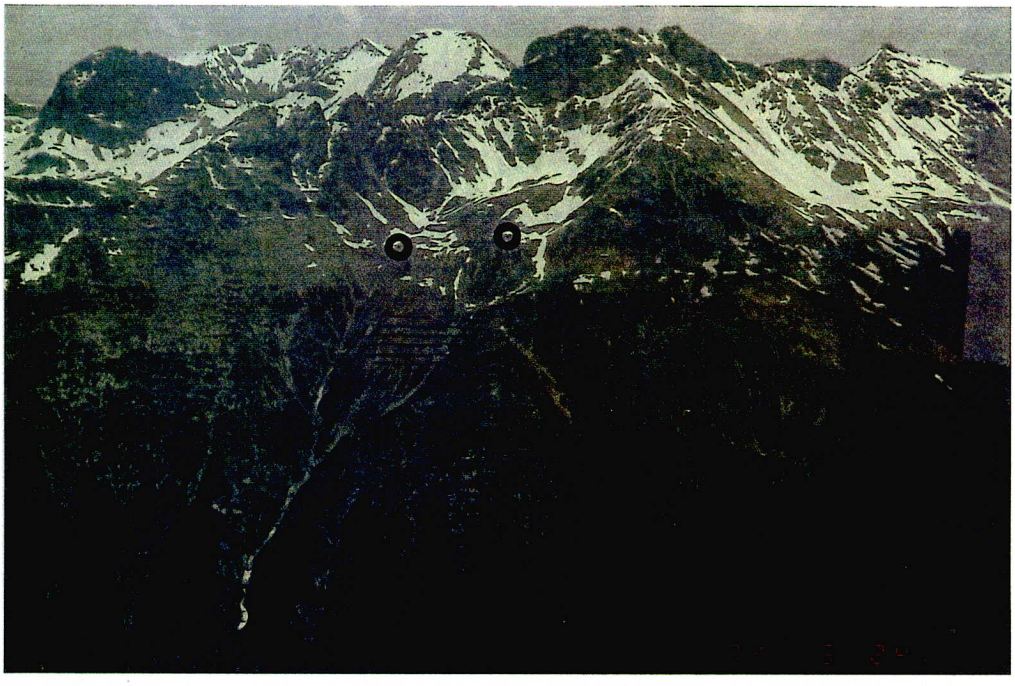
Unmittelbar nach den Messungen im Val Muragl wurde eine zehntägige Kampagne auf dem Blockgletscher Suvretta durchgeführt. Auch hier wurden drei geoelektrische Tiefensondierungen aufgenommen. Die Sondierung SUV E3 liegt genau über dem aufgestauten Teil des Baches, welcher in ca. 20 m Tiefe unter dem Blockgletscher durchfliesst. Ausserdem wurde je eine Sondierung im Kar Padriöl (SUV E1) und unterhalb der Steilstufe im feinkörnigeren Material (SUV E2) aufgenommen.

Zudem wurde Refraktionsseismik gemacht: je ein Quer- und ein Längsprofil im Kar, ein Querprofil unterhalb der Steilstufe und über den vordersten Teil sowie ein Längsprofil von der Steilstufe bis hinunter vor die Stirn. Im Steilhang drin wäre das Arbeiten, vor allem mit dem Sprengstoff, zu gefährlich gewesen, weil sich die gros-

sen Blöcke im labilen Gleichgewicht befinden. Während eines Gewitters schlug im übrigen ein Blitz in die Stirnkante der Blockgletschers und löste einige Blöcke, die beim Hinunterstürzen das Seismikkabel entzweischlugen.

Aufgrund der besonderen Situation, dass der Blockgletscher den Bach aufstaut und von diesem unter- oder durchflossen wird, wurde ein Tracerversuch angesetzt, um die Verweilzeit des Wassers im Blockgletscher zu ermitteln (Speck 1991). Der Versuch zeigte, dass das Wasser für die ca. 175 m lange Strecke (Luftlinie) durch den Blockgletscher 20 - 25 Minuten braucht und sich dabei um einige Zehntelgrade abkühlt.

2.5 Pontresina - Schafberg



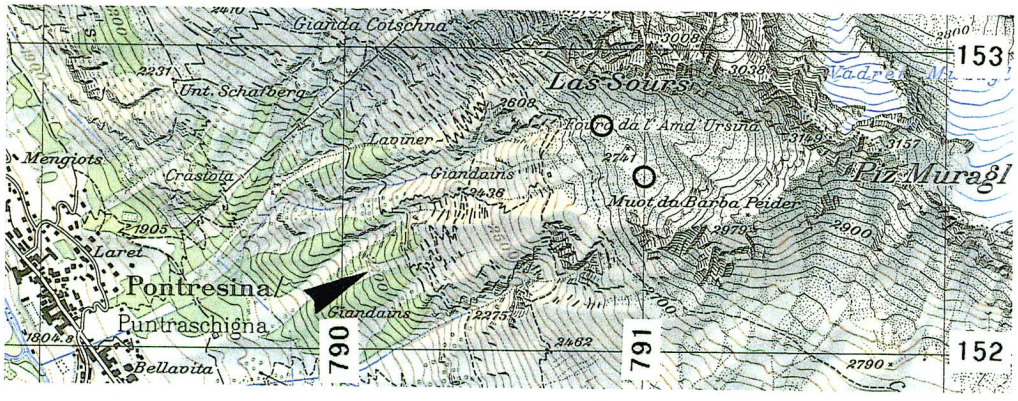


Foto 4. Foto des Pontresina-Schafbergs vom Piz Mezdi, von wo aus eine automatische Kamera alle vier Tage eine Aufnahme macht (Installation: F. Keller, VAW). Die Bohrlöcher liegen in der Verflachung des Kars oberhalb der Lawinenverbauungen. Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 30.3.1993.

2.5.1 Lokalitätsbeschreibung

Das Dorf Pontresina wird schon seit dem letzten Jahrhundert durch Verbauungen und Aufforsten des Bannwaldes vor Lawinen geschützt. Gegen Ende der achtziger Jahre sollten in der steilen Runse im Val Giandains Stützverbauungen errichtet werden. Dabei stiess man jedoch auf Probleme bei der Fundation der Bauwerke, weil der Untergrund dauernd gefroren war. Die spärlich bewachsene Runse ist die Stirnpartie eines Blockgletschers, welcher offenbar immer noch in Bewegung ist. Im Rahmen des Ergänzungsprojektes Permafrost führte die Abteilung Glaziologie der VAW und das SLF/WSL der ETH Zürich am Pontresina-Schafberg Grundlagenstudien für ein Lawinenschutzkonzept durch, das den speziellen Bedingungen des alpinen Permafrostes Rechnung trägt. Die lokale Verbreitung und Charakteristik (Temperatur, Eisgehalt, Mächtigkeit, Kriechverhalten) des Permafrostes am Pontresina-Schafberg wurden aufgrund von geophysikalischen Sondierungen und zwei Bohrungen mit kurz- und langfristigen Bohrlochmessungen untersucht. Im Kar deuten perennierende Schneeflecken und der vegetationsfreie Schutt auf die Präsenz von Permafrost hin. Ausserdem sind in der Orthophoto deutliche Kriechstrukturen zu erkennen (VAW 1991).

2.5.2 Feldarbeiten

Die ersten geophysikalischen Oberflächenuntersuchungen und Tiefensondierungen im Gebiet Giandains wurden im Februar 1988 und im Sommer 1990 durchgeführt. Nebst der Untersuchung der BTS zur Bestimmung der Permafrostverbreitung kamen die Sondiermethoden der Geoelektrik, der Refraktionsseismik und des Georadars zum Einsatz. Es zeigte sich, dass das Untersuchungsgebiet generell im Permafrost liegt und nur einzelne Partien mit besonders starker Einstrahlung permafrostfrei sind. Der gefrorene Schutt wird als eisgesättigt bis übersättigt, jedoch ohne grössere Einschlüsse von totem Gletschereis oder von verschütteten Lawinenresten charakterisiert.

Im Herbst 1990 konnten zwei Bohrlöcher realisiert werden. Das Bohrloch 1/1990 auf 2'755 m ü. M. wurde auf einer blockgletscherähnlichen Fliessstruktur angesetzt. Es ist 67 m tief und wurde mit Thermistoren, Slope-Rohr und Magnetringen ausgerüstet. Die Bohrequipe beschrieb den oberen Teil als grobblockiges, eishaltiges Material, der Fels wurde in einer Tiefe von ungefähr 16 m lokalisiert. Das andere Bohrloch (2/1990) wurde unmittelbar oberhalb der steilen Runse des Val Giandains bis in eine Tiefe von 37 m vorgetrieben. Es ist mit denselben Instrumenten versehen wie Bohrloch 1/1990. Die Bohrequipe schätzte die Tiefe des Felsuntergrundes auf 30 m. Die wichtigsten physikalischen Charakteristiken des gefrorenen Materials wurden anhand von bohrlochgeophysikalischen Messungen bestimmt. Es wurden keine Kerne geborgen, weil dies zu einer drastischen Verteuerung der Bohrarbeiten geführt hätte.

Anfangs Juli 1992 wurde eine weitere Feldkampagne auf dem Schafberg angesetzt mit dem Ziel, die Daten aus der Bohrlochgeophysik mit Oberflächenwerten zu vergleichen. Dies insbesondere in der Geoelektrik, bei welcher Widerstände auf unterschiedliche Art und Weise gemessen wurden. Mit den beiden Bohrlöchern als Mittelpunkt wurden je zwei seismische Profile (Geophonabstand 5 m) und zwei geoelektrische Tiefensondierungen durchgeführt.

3. Geophysikalische Sondiermethoden im Permafrost

3.1 Allgemeines

Bei geophysikalischen Messungen werden physikalische Parameter des Untergrundes erfasst. Bei der Interpretation wird versucht, die gemessenen Werte mit einem physikalischen Modell in Einklang zu bringen, welches eine vereinfachte Wirklichkeit darstellt.

Häufig wird ein planparalleles, isotropes Modell angenommen: Topographie und Schichtgrenzen sind eben und parallel. Im Falle der untersuchten Blockgletscher ist dies einer der Hauptproblempunkte. Da der Blockgletscher durch die steilen Ränder klar abgegrenzt und in der Regel ein längliches Gebilde ist, können nicht beliebig lange Auslagen auf dem Terrain des Blockgletschers gemessen werden. Die Eindringtiefe der meisten Methoden nimmt mit der Länge der Auslage jedoch zu. Somit kann also entweder nur eine beschränkter, oberflächennaher Teil untersucht werden, oder die Auslagen müssen über die morphologisch klar abgegrenzte Form des kriechenden Permafrostes hinaus verlängert werden.

Die Oberfläche im Permafrost, insbesondere auf Blockgletschern, besteht meist aus grobblockigem Schutt. Das erschwert zum einen die Definition der Oberfläche selbst, andererseits ist die Ankoppelung der technischen Ausrüstung auf den Untergrund nicht ohne weiteres gewährleistet.

Die Anwendung der geophysikalischen Methoden auf derartigem Terrain ist also nicht problemlos. Somit bleiben bei den Auswertungen meist auch gewisse Unsicherheiten. Für Interpretationen ist deshalb eine Kombination mindestens zweier Methoden nötig. King et al. (1992) geben einen Überblick über die Vor- und Nachteile der meistbenutzten geophysikalischen Methoden in Permafrostgebieten.

3.2 Refraktionsseismik

3.2.1 Einleitung

Wie der Name schon sagt, werden bei dieser Methode seismische Wellen verwendet, die im Untergrund auf ihrem Weg gebrochen (refraktiert) worden sind. Die Refraktion der Wellen erfolgt an der Grenze zweier Schichten mit verschiedenen Ausbreitungsgeschwindigkeiten. Die Wellenwege werden durch den seismischen Strahl, d.h. die Normale zur Wellenfront, veranschaulicht. Da bei der kritischen Refraktion die Richtungsänderung immer kleiner als 90° ist, sind in der Regel mehrere Brechungen nötig, bis der Strahl wieder auf die Erdoberfläche zurückkehrt. Deshalb sind refraktierte Wellen erst ab einer gewissen Distanz von der Quelle registrierbar; dies im Gegensatz etwa zur Reflexionsseismik. Eine Feinauflösung der Strukturen ist somit nicht möglich, weil über die durchlaufene Distanz gemittelt wird. Dafür erhält man aus den Messungen direkt die Ausbreitungsgeschwindigkeiten des Untergrundes.

Physikalisch hängt die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen von den beiden elastischen Konstanten K (Kompressionsmodul, englisch: bulk modulus) und G (Schubmodul, englisch: shear modulus) und der Dichte ρ ab. Aus den elastischen Konstanten lassen sich die Geschwindigkeiten für die Kompressionswelle v_p und für die Scherwelle v_s berechnen:

$$v_p = \sqrt{\frac{3K+4G}{3\rho}} \qquad v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$$

Müller (1961) schlägt eine auf der Wyllie-Form (Wyllie et al. 1956) basierende, empirische Formel für die seismische Geschwindigkeit v in gefrorenen Sand-Ton-Gemischen in Anlehnung an die beiden Extremwerte 6'250 m/s für Quarz und 2'500 m/s für Eis vor:

$$\frac{1}{v}\left[\frac{1}{\frac{m}{s}}\right] = \frac{\phi}{2500} + \frac{1-\phi}{6250}$$

Die Formel ist vor allem im Bereich von 30 - 40 Vol% Eisgehalt abgestützt. Für hohe Eisgehalte ϕ resultieren generell zu tiefe Geschwindigkeitswerte: bei 90% ergibt sich eine solche von 2'660 m/s, bei 30% 4'310 m/s. Die häufig beobachteten Werte von knapp 4'000 m/s insbesondere auf Blockgletschern weisen auf einen hohen Eisgehalt des Permafrostes hin.

King et al. (1988) stützen sich bei ihren theoretischen Betrachtungen der beiden Module für den Fall eines mehrphasigen Gemisches aus Gestein, Eis und Wasser auf die Grundlagen von Anderson and Morgenstern (1973). Als beste lineare Annäherung an ihre Laborwerte geben sie funktionale Zusammenhänge zwischen den seismischen Geschwindigkeiten und der Porosität ϕ, in welcher der freie Wasseranteil S_W enthalten ist:

$$v_p\left[\frac{km}{s}\right] = 4.970 - 2.154\,\phi - 2.422\,S_w$$

$$v_s\left[\frac{km}{s}\right] = 3.043 - 1.698\,\phi - 1.654\,S_w$$

Die Formeln sollen allerdings nicht für sehr kleine Porositäten angewendet werden. Sie erklären, weshalb auftauender Permafrost, der einen grossen Anteil freien Wassers S_W enthält, eher tiefe Geschwindigkeitswerte aufweist.

3.2.2 Zielsetzung der Refraktionsseismik im Permafrost

Die Refraktionsseismik eignet sich besonders für die Bestimmung der Tiefe des Permafrostspiegels, weil der Geschwindigkeitskontrast zwischen der Auftauschicht (400 - 1'500 m/s) und dem eishaltigen Permafrost (2'000 - 4'000 m/s) in der Regel stark ausgeprägt ist.

Zunächst muss das Gelände hinsichtlich der Lage des seismischen Profils untersucht werden. Die topographischen Bedingungen sollen der von der Theorie vorausgesetzten Planparallelität bestmöglich angepasst werden. Auf den Blockgletschern ist das besonders im Bereich der ausgeprägten Fliessstrukturen teilweise schwer zu realisieren. Problematisch kann im grobblockigen Terrain ausserdem die Ankoppelung der Geophone und der Quellen sein. Wenn die Oberfläche stark vom planparallelen Fall abweicht, müssen bei der Auswertung entsprechende Korrekturen vorgenommen werden. Die Bestimmung der mittleren Ausbreitungsgeschwindigkeit in der Auftauschicht ist vor allem bei der Sprengseismik aus zwei Gründen schwierig: Da die Mächtigkeit in der Regel weniger als 5 m beträgt, stehen meist nur maximal zwei bis drei Geophone zur Verfügung. Ausserdem ist die Geschwindigkeit lokal sehr variabel, da zwischen den Blöcken je nachdem mehr oder weniger Luftraum oder Humus liegt.

Die Refraktionsseismik wurde bei der Untersuchung von Permafrost und insbesondere auf Blockgletschern mehrfach angewendet (Barsch 1973, Haeberli und Patzelt 1982, Haeberli 1985, Haeberli and Epifani 1986, Keller 1987, King 1984). Zur Anregung wurde meist der Hammer (Hammerschlagseismik) verwendet, seltener wurde auch gesprengt.

Mit den refraktionsseimischen Messungen, welche im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt worden sind, soll die Tiefe des Permafrostspiegels auf verschiedenen Blockgletschern bestimmt und die P-Wellen-Geschwindigkeit des teils eisübersättigten Permafrostes ermittelt werden. In einzelnen Fällen kann damit gerechnet werden, die Felstiefe berechnen zu können.

3.2.3 Ausrüstung, Messtechnik

Die Aufzeichnungen wurden mit einem TERRALOG ABEM (Atlas Copco) mit 24 Kanälen registriert. Als Aufnehmer wurden Einkomponentengeophone mit einer Eigenfrequenz von 10 Hz möglichst vertikal plaziert.

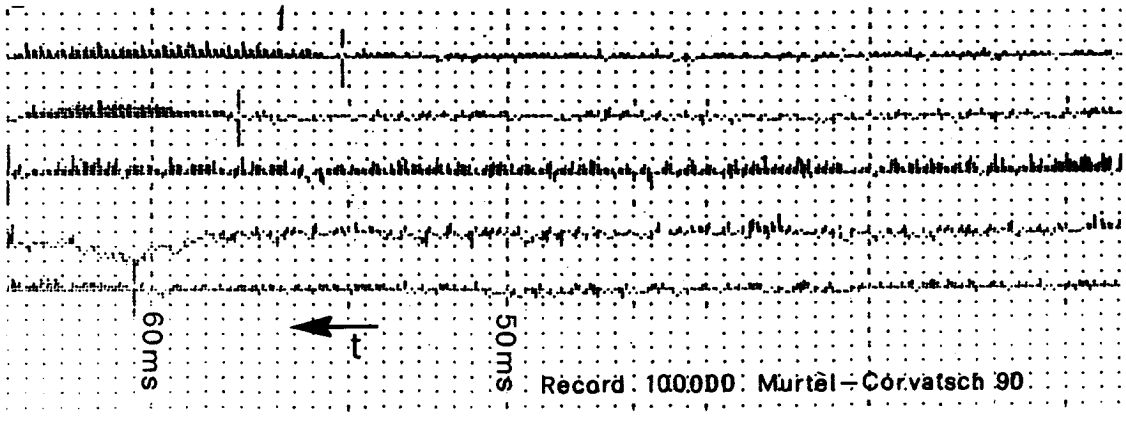
Die Geophone wurden möglichst gut zwischen den Blöcken, z.B. in Felsspalten, eingeklemmt, so dass der Kontakt mit den Blöcken gewährleistet war. Die Sprengladungen wurden unter grosse Blöcke gelegt. Allerdings konnten sie nicht verdämmt werden. Die Ankoppelung war also bestimmt nicht optimal und ausserdem musste in ausreichender Entfernung in Deckung gegangen werden. Die Tonnage des Sprengstoffes war von Blockgletscher zu Blockgletscher recht unterschiedlich: Während auf dem Muragl I für ein Querprofil 200 g Telsit A pro Schuss ausreichten, genügten auf dem Suvretta 600 g kaum. Telsit A ist ein brisanter Gelatine-Sprengstoff mit einer Detonationsgeschwindigkeit von 5'800 m/s.

Im Feld wurden die Standorte der Geophone und Sprengpunkte mittels Theodolit und Distanzmessgerät vektoriell vermessen. Dies einerseits, um die genauen Abstände der einzelnen Geophone zu den Schusspunkten zu ermitteln, andererseits ist so die Topographie des Profils bekannt. Von jedem Punkt ist somit die räumliche Position im rechtwinkligen Koordinatennetz der Landestopographie bekannt.

3.2.4 Herauslesen der Ersteinsätze

Die Ersteinsätze wurden direkt auf dem Bildschirm des Terralogs abgelesen. Dazu können die Signale im Gerät gefiltert oder in einer wählbaren Normierungsweise dargestellt werden. Beim Filtern wird allerdings nicht nur das Störsignal, sondern auch das Nutzsignal verändert. Es wurden Tests mit verschiedenen Filterungen und Darstellungsmodi durchgeführt, und es hat sich gezeigt, dass für das Herauslesen der Ersteinsätze die ungefilterten Signale trotz allem am besten geeignet sind. Auf zwei besondere Schwierigkeiten sei im folgenden hingewiesen:

3.2.4.1 Ersteinsätze mit geringer Amplitude und grosser Periode

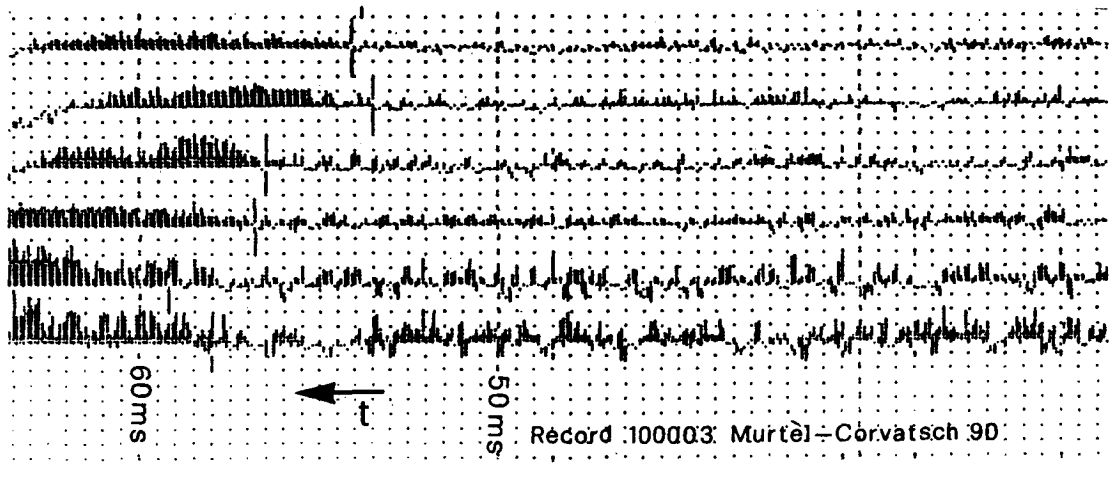


Figur 2. Beispiel eines Einsatzes einer seismischen Welle (Schuss A1 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch). Durch die Kombination von geringer Amplitude und grosser Periode des Signals ist die Bestimmung des Ersteinsatzes schwierig.

Bei dieser Art von Ersteinsatz kann man zwar aus den digitalen Daten (welche bei der Darstellung auf dem Display als Treppenfunktion erscheinen) klar herauslesen, wann der Schwellenwert zur nächsten 'Stufe' erreicht wurde (Figur 2). In einigen Fällen ist es aufgrund der geringen Amplitude der P-Welle möglich, dass die effektive Ankunftszeit des Ersteinsatzes um einige Millisekunden früher liegt. In diesen Fällen wurde die generelle (Stufen-) Form optisch geglättet und so der Ersteinsatz ermittelt. Das zugeordnete Unsicherheitsintervall wurde dadurch entsprechend gross. Um solche Spuren zu vermeiden, müsste der Schuss mit einer höheren Ladung wiederholt, oder ein Ort mit einer effizienteren Ankoppelung als Sprengpunkt gesucht werden.

3.2.4.2 Rauschen

Das Rauschen (schlechtes Verhältnis von Nutz- zu Störsignal) kann entweder durch die natürliche Bodenunruhe oder den Wind bedingt sein, oder aber elektronischer Natur sein (Figur 3). Dadurch wird das Nutzsignal bzw. der Ersteinsatz von einem unregelmässigen Signal überlagert. Ist die Amplitude des Ersteinsatzes ähnlich gross wie jene des Rauschens, lässt sich der Ersteinsatz nur mit entsprechend grosser Unsicherheitsschranke bestimmen. Grosse Schwierigkeiten ergeben sich, wenn das Nutzsignal mit langer Periode und geringer Amplitude von einem auch geringen Rauschen 'untermalt' ist. Es ist dann schwierig festzustellen, welche Anteile zum Nutz- und welche zum Störsignal gehören. Im Mittel dürfte die Ableseungenauigkeit der Ersteinsätze bei 0.5 bis 1.0 Millisekunden liegen.



Figur 3. Beispiel eines Einsatzes, dessen zeitliche Bestimmung durch das herrschende elektronische Rauschen erschwert wird (Schuss B, Murtèl-Corvatsch).

3.2.5 Auswertungsmethoden

Für die Auswertung der Refraktionsseismik werden in der Praxis heute noch weitgehend die auf der Strahlgeometrie aufbauenden Theorien von Hagedoorn (1959) und Hales (1958) verwendet. Palmer (1980, 1981, 1986) hat die beiden Methoden kombiniert, einen Migrationsanteil mitberücksichtigt und computerfähig gemacht. Im folgenden werden die gebräuchlichsten Methoden kurz skizziert:

3.2.5.1 Intercept-Methode, Knickpunkt-Methode

Aus der Laufzeitkurve von Schuss A und Gegenschuss B werden aus den Steigungen die Geschwindigkeiten v_1, v_{2A} und v_{2B} bestimmt. Durch Extrapolation der Gerade erhält man die Interceptzeiten τ_a und τ_b. Der kritische Winkel i_c und die Schichtneigung α werden wie folgt berechnet (Dresen et al. 1985):

$$i_c = \frac{1}{2}\left[\arcsin\frac{v_1}{v_{2B}} + \arcsin\frac{v_1}{v_{2A}}\right] \qquad \alpha = \frac{1}{2}\left[\arcsin\frac{v_1}{v_{2B}} - \arcsin\frac{v_1}{v_{2A}}\right]$$

Bei kleinen Schichtneigungen kann für die Ausbreitungsgeschwindigkeit v_2 der Mittelwert der beiden Scheingeschwindigkeiten v_{2A} und v_{2B}, eingesetzt werden. Besser mittelt man allerdings Steigungen der Geraden oder die Langsamkeiten (reziproke Scheingeschwindigkeiten):

$$\frac{1}{2}(1/v_{2A} + 1/v_{2B}) = \frac{\cos\alpha}{v_2} \approx 1/v_2$$

Die Schichtmächtigkeit senkrecht unter den Schusspunkten ist dann:

$$h_A = \frac{v_1 \cdot \tau_A}{2\cos i_c} \qquad \text{und} \qquad h_B = \frac{v_1 \cdot \tau_B}{2\cos i_c}$$

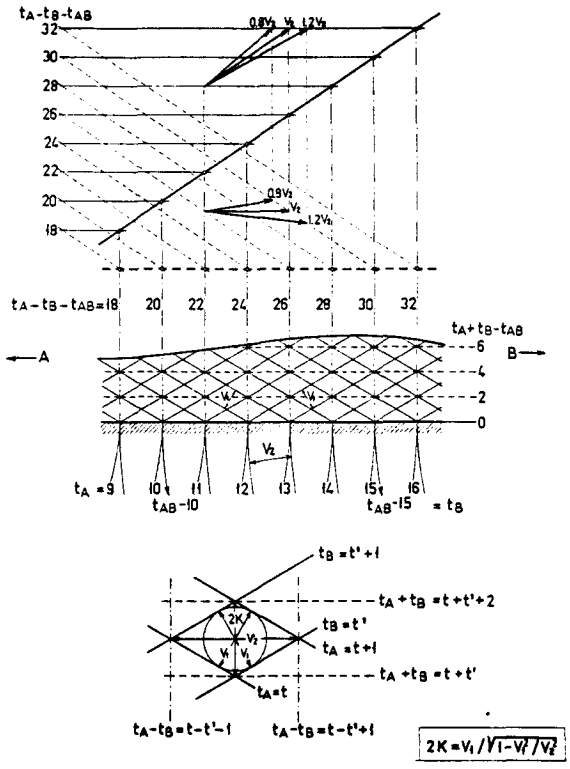
Bei horizontaler Lagerung wird oft auch die **Knickpunkt-Methode** angewendet. Die Entfernung, in welcher die direkte und die refraktierte Welle gleichzeitig eintreffen, wird als Knickpunktdistanz x_c bezeichnet. Die Tiefe z der Grenzfläche erhält man aus der Formel:

$$z = \frac{x_c}{2}\sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}$$

Wenn kein Gegenschuss zur Verfügung steht, besteht keine Kontrolle über die Schichtneigung. Der Wert für die Tiefe der Grenzfläche wird dann der halben Knickpunktdistanz zugeordnet.

Im Gegensatz zu den oben besprochenen Methoden. bei welchen man eine Refraktortiefe unter den Schusspunkten erhält, kann mit den folgenden Methoden ein Refraktor beliebiger Form unter einer unebenen Topographie bestimmt werden.

3.2.5.2 Die Plus-Minus-Methode



Figur 4. Einfaches Demonstrationsbeispiel zum Prinzip der Plus-Minus-Methode (Figur nach Hagedoorn 1959).

Diese Methode geht auf Hagedoorn (1959) zurück. Ausgehend von einer Schuss-Gegenschuss-Konfiguration werden zunächst für den Zweischichtfall die Wellenfronten in regelmässigen Zeitabständen gezeichnet. Die Eckpunkte der entstehenden Parallelogramme (Figur 4) werden analysiert. Es zeigt sich, dass auf der Grenze der beiden Schichten der 'Pluswert':

$$t_+ = t_A + t_B - t_{AB}$$

gleich null ist. Dabei ist t_A die Laufzeit von Schuss A zum Geophon, t_B jene von B und t_{AB} die Laufzeit vom Schuss A zum Gegenschuss B. Dieser Wert wird für jedes Geophon berechnet. Je grösser der 'Pluswert', desto weiter entfernt ist das Geophon von der Grenzschicht.

Die 'Minuszeit' ist entsprechend definiert als:

$$t_- = \tfrac{1}{2}(t_A - t_B + t_{AB})$$

Trägt man den 'Minuswert' gegen die Entfernung des Geophons von der Quelle auf, erhält man aus der Steigung der Gerade einen Näherungswert für die Ausbreitungsgeschwindigkeit der unteren Schicht.

Aus der 'Pluszeit' und den Ausbreitungsgeschwindigkeiten v_1 und v_2, welche den kritischen Winkel i_c bestimmen, wird die Entfernung h des Geophons von der Grenzschicht berechnet:

$$h = \frac{v_1 \cdot t_+}{2 \cdot \cos i_c}$$

wobei: $i_c = \arcsin \frac{v_2}{v_1}$ (Einfallswinkel für die kritischen Refraktion)

3.2.5.3 Hales-Methode

Hales (1958) ist das Problem mit einer geometrischen Konstruktion angegangen. Allerdings werden nicht die zum gleichen Geophon führenden Strahlenwege untersucht, sondern diejenigen, welche vom selben Punkt des Refraktors abgestrahlt werden. Ähnlich wie bei der Plus-Minus-Methode wird eine Verzögerungszeit konstruiert und der entsprechende Radius um den Geophonstandort gezeichnet. Die Umhüllende der verschiedenen Kreisbogen entspricht der Grenzschicht.

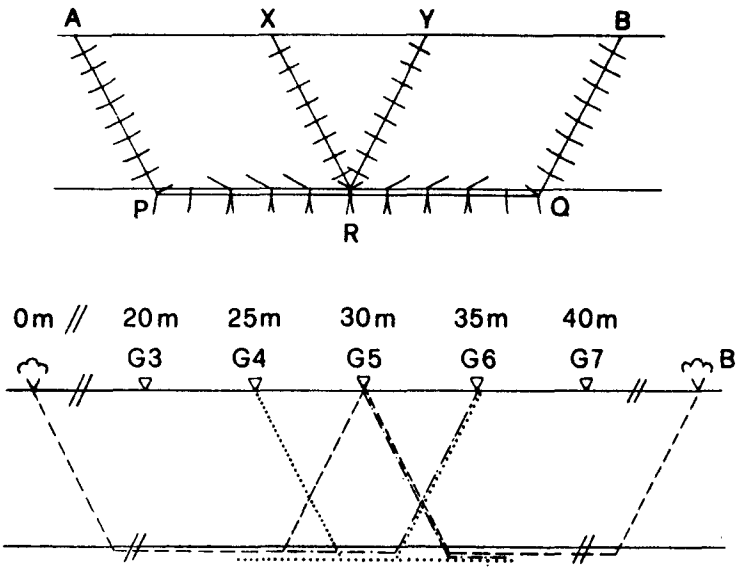
Für die Kampagnen im Permafrost ist die Hales-Methode deshalb schlecht geeignet, weil die Mächtigkeit der obersten (Auftau-) Schicht mit 2 bis 6 m gering ist und die geometrischen Konstruktionen zu kompliziert werden.

3.2.5.4 Die 'Generalized Reciprocal Method (GRM)'

Das GRM-Verfahren (Palmer 1980, 1981, 1986) ist eine Auswertungsmethode, welche sich auf die drei oben genannten abstützt und zusätzlich einen Migrationsteil mitberücksichtigt. Die Strahlwege werden auf gemeinsame Abstrahlpunkte (common refractor point) der Grenzschicht bezogen. Schliesslich tauchen die Strahlen bei den Geophonen X und Y an der Oberfläche auf (siehe Figur 5). Es werden zwei Funktionen berechnet:

1.) Mit der 'Refractor Velocity Analysis Function' wird die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Refraktors bestimmt. Sie wird für jedes Geophonpaar berechnet und auf die Mitte M der beiden Geophone bezogen. Für XY = 0 m entspricht sie dem Minuswert von Hagedoorn (1959):

$$t_v = \tfrac{1}{2}(t_{AY} - t_{BX} + t_{AB}).$$



XY	X	Y	Bezieht sich auf
0	G5	G5	G5 = 30 m
5	G5	G6	$\frac{G5+G6}{2}$ = 32.5 m
10	G4	G6	G5 = 30 m
15	G4	G7	$\frac{G4+G7}{2}$ = 32.5 m
20	G3	G7	G5 = 30 m

Figur 5. Schematische Darstellung der Wellenfronten und der Strahlwege sowie der Bedeutung der Distanz XY. R ist der gemeinsame Abstrahlpunkt auf der Grenzschicht (common refractor point), X und Y die Orte (Geophone), bei welchen die Strahlen an die Oberfläche treten. (Figur 7-9 nach Palmer 1986).

Die Funktionswerte t_v werden für verschiedene XY-Abstände gegen die Distanz des Mittelpunktes M aufgetragen und aus der reziproken Steigung die Refraktorgeschwindigkeit berechnet. Wie Palmer (1986, pp. 99ff) erläutert, resultieren bei Diskontinuitäten des Refraktors für zu kleine XY-Abstände zu geringe t_v-Werte, für zu grosse Abstände resultieren zu grosse Werte. Bei topographischen Unebenheiten und unpassendem XY-Wert fallen die t_v-Werte ebenfalls zu gering resp. zu hoch aus. Der optimale Wert für XY erzeugt also die von einer Geraden am wenigsten abweichenden t_v-Funktionswerte.

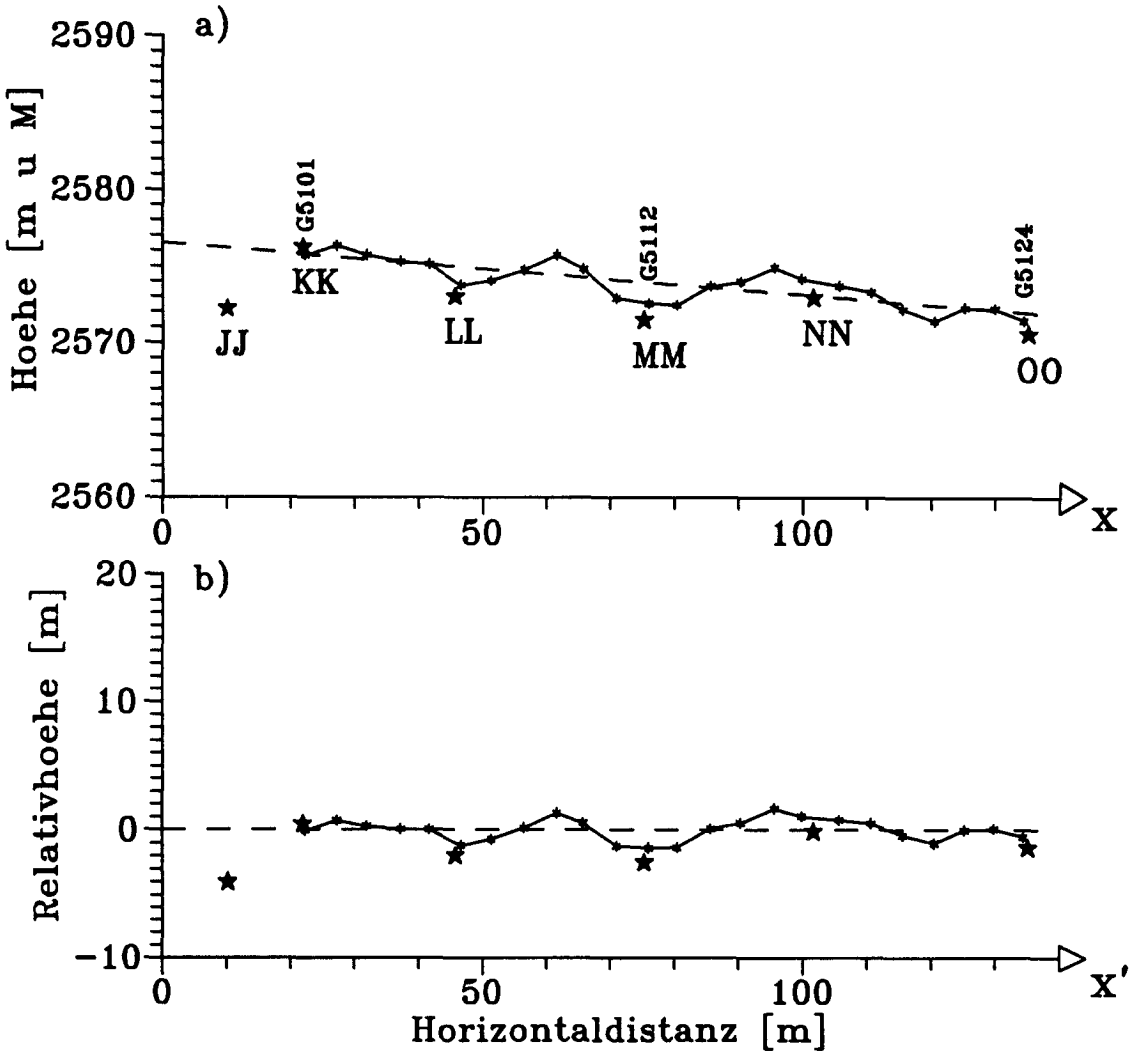
2.) Aus der berechneten Refraktorgeschwindigkeit wird mittels der 'Generalized Time-Depth' eine 'Zeit-Tiefe' des Refraktors, entsprechend Hagedoorns Pluszeit, berechnet:

$$t_G = \tfrac{1}{2}(t_{AY} + t_{BX} - (t_{AB} + \tfrac{XY}{v_2})).$$

Diese Funktion wird mit dem sogenannten Depth Conversion Factor (dcf) in die Refraktortiefe z umgerechnet:

$$dcf = \frac{v_1 \cdot v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \qquad z = dcf \cdot t_G$$

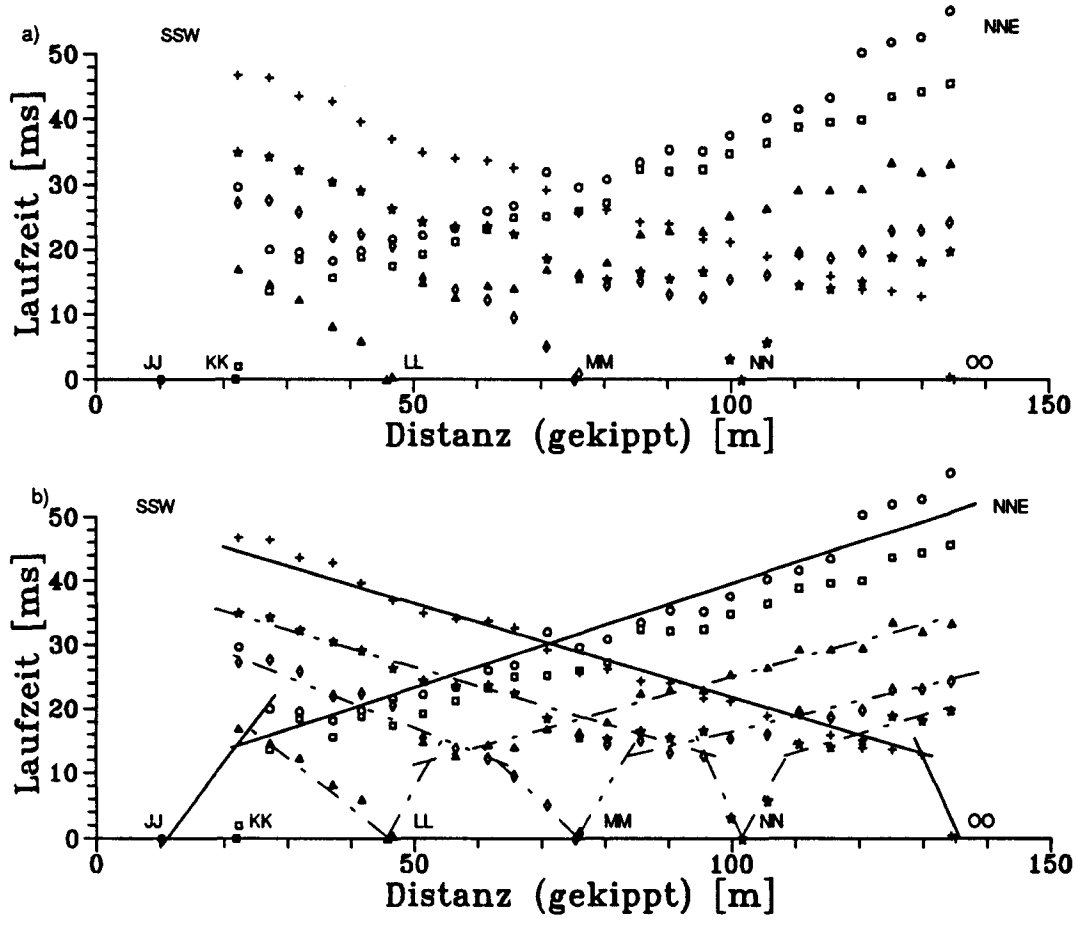
Die Berechnungen der GRM-Methode wurden mit Hilfe von PV-WAVE programmiert.



Figur 6. a) Topographie gemäss der geodätischen Vermessung der Geophone und der Schusspunkte von Profil MGL S5 (Lageplan: siehe Figur 17). Als x-Achse dient die Profilrichtung, wobei der äusserste Punkt bei 10 m liegt. Gestrichelt ist die lineare Regression durch die Höhe der Geophonpunkte dargestellt; diese Gerade entspricht der gekippten x'-Achse in b).

3.2.5.5 Auswertung der Sprengseismik im Permafrost

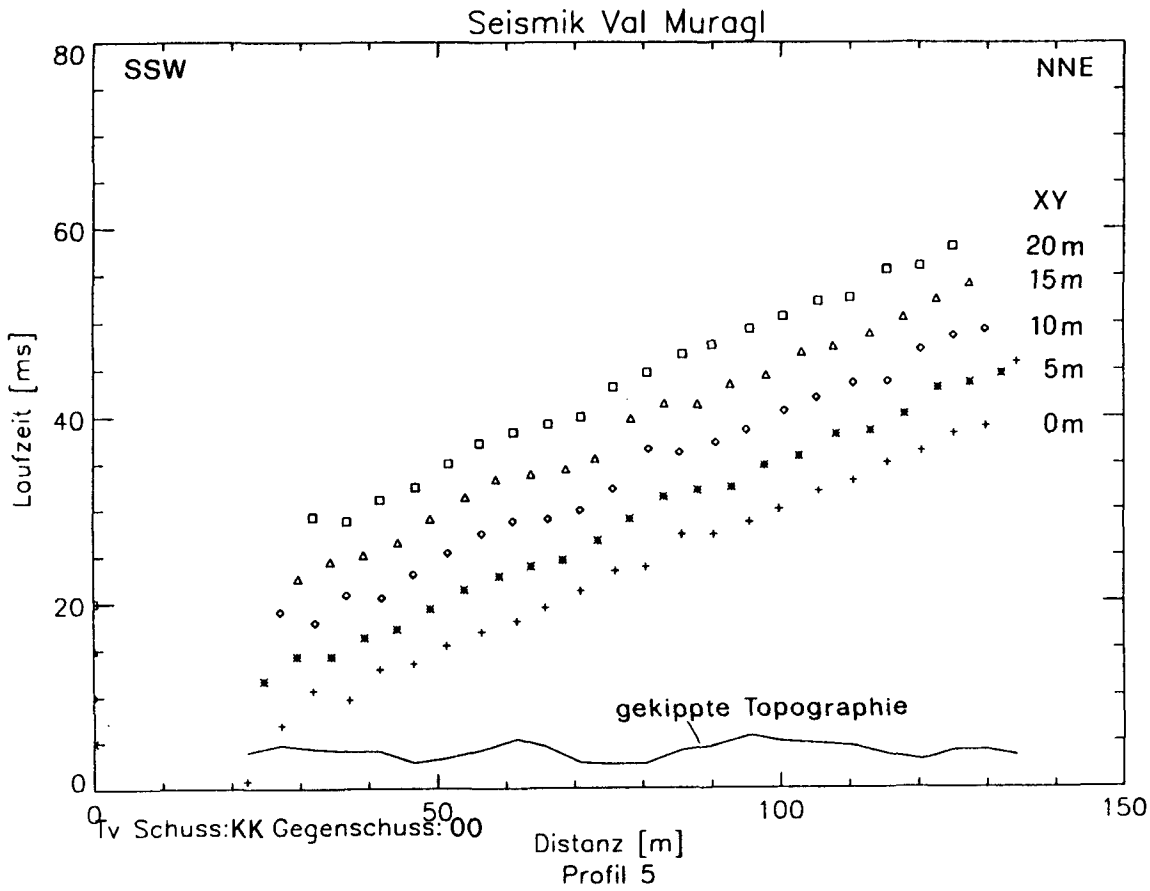
Als Distanzursprung des Profils (x=0) wurde jeweils der äusserste Vermessungspunkt (Weitschuss oder Geophon) minus 10 m angenommen. Weil insbesondere die Längsprofile auf den Blockgletschern geneigt sind, wurde zunächst eine Koordinatentransformation durchgeführt. Als neue x'-Achse wurde dabei die Gerade der linearen Regression (Distanz gegen Meereshöhe) gewählt, um die topographischen Abweichungen kleinstmöglich zu halten. Anschliessend wurden die Algorithmen der 'Generalized Reciprocal Method' benutzt, um die Refraktortiefen für XY = n·Geophonabstand zu berechnen (n = 0, 1, 2, 3, 4; d. h. bei einem Geophonabstand von 5 m: 0 m, 5 m, 10 m, 15 m, 20 m, bei 10 m-Geophonabständen 0 m, 10 m, 20 m, 30 m, 40 m). Für die Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit wurden die zwei XY-Werte mit der geringsten Abweichung von der Geraden gewählt. Die Berechnung der Refraktorgeschwindigkeit erfolgte mit dem Programm LINREG (Dr. N. Deichmann, Institut für Geophysik ETHZ). Dadurch, dass die Refraktortiefe für jeweils zwei benachbarte XY-Werte berechnet wurde, konnte eine Verdichtung der Information erreicht werden: Es wurden nicht nur die Refraktorpunkte bei Geophonen (für gerade n), sondern auch zwischen den Geophonen (für ungerade n) berechnet. Schliesslich wurden durch die Koordinatenrücktransformation die drei Landeskoordinaten der berechneten Refraktorpunkte bestimmt.



Figur 7. a) Einsatzzeiten der Primärwelle der sechs Sprengungen an den Geophonen (Profil MGLSUV S5 auf dem Blockgletscher Muragl I). Daraus wird die Anzahl der Laufzeitgeraden pro Schuss bestimmt (unten, b)).

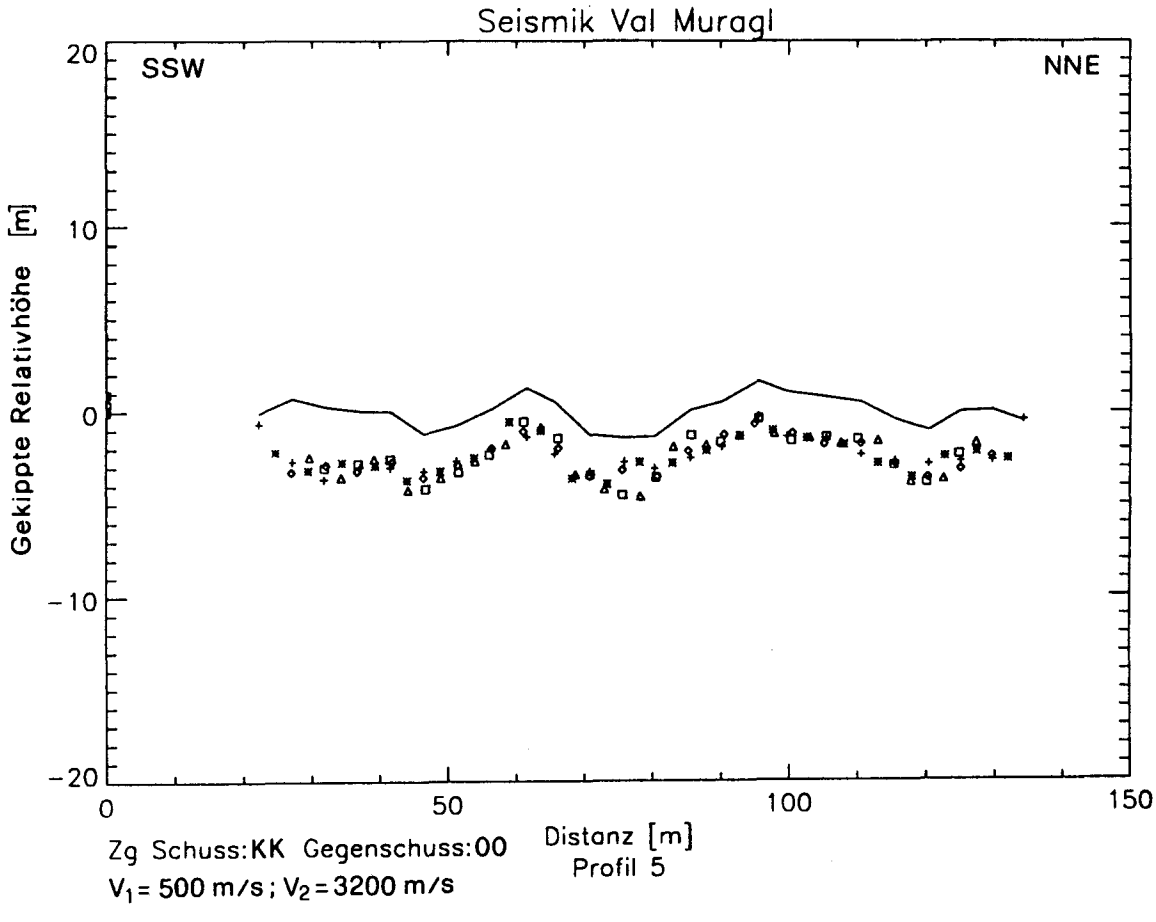
3.2.5.6 Abfolge der Auswertung mittels dem GRM-Verfahren am Beispiel des Profils MGL S5

Als Beispiel sei im folgenden die Auswertung des tiefstgelegenen Querprofils auf dem Blockgletscher Muragl I (MGL S5, siehe Figur 17) dargelegt. Der Geophonabstand betrug ungefähr 5 m. Zunächst werden die Standorte der Sprengpunkte und der Geophone in eine lineare Distanz-Höhenbeziehung gebracht, indem als x-Achsenursprung der äusserste Schusspunkt (JJ) minus 10 m angenommen wird. Über die Topographie des Profils wird eine lineare Regression gerechnet. Die Regressionsgerade entspricht der neuen x'-Achse (siehe Figur 6). Die Anzahl der Laufzeitgeraden, welche aus den gekippten x'-Werten bestimmt werden, entspricht der Anzahl der relevanten Schichten (Figur 7). Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Auftauschicht wird aus den Einsatzzeiten der schusspunktnächsten Geophone berechnet als Quotient dreidimensionale Distanz Schusspunkt-Geophon geteilt durch die entsprechende Laufzeit. Die Geschwindigkeit der zweiten Schicht, also des Permafrostes, geht aus der Geschwindigkeitsanalysefunktion t_v nach Palmer hervor, wobei t_v für XY zwischen 0 m und 20 m mit einem Intervall von 5 m (Figur 8) berechnet wurde. Die in



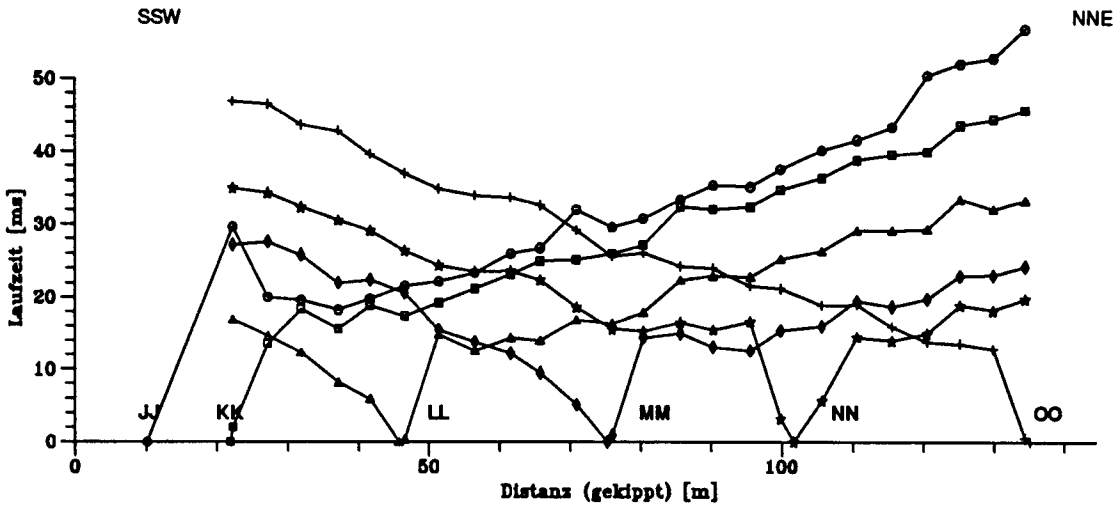
Figur 8. Geschwindigkeitsanalysefunktion t_v Profil MGL S5 für den Schuss KK und den Gegenschuss OO. Es wurden die folgenden XY-Werte berechnet: 0 m (Kreuz), 5 m (Stern), 10 m (Rhombus), 15 m (Dreieck) und 20 m (Quadrat), wobei die Zeiten um den XY-Wert in Millisekunden nach oben verschoben wurden. Unten ist die gekippte Topographie dargestellt.

Figur 8 unten dargestellte gekippte Topographie dient dazu, topographisch bedingte Schwankungen der t_v-Funktion besser feststellen zu können. Ausserdem müssen die Laufzeitwerte einzeln geprüft werden, da jene der direkten Welle eliminiert werden müssen (diese sind ja nicht durch den Refraktor gegangen). Die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Refraktors (aus Figur 8) dient als Eingabegrösse für die Zeit-Tiefen-Funktion t_G, woraus zusammen mit den Geschwindigkeiten der Auftauschicht und des Refraktors die Tiefe z_G in Metern errechnet wird (Figur 9, Höhe der Oberfläche minus Mächtigkeit der obersten Schicht). Schliesslich bringt die Rücktransformation die ermittelten Refraktorpunkte zurück ins ursprüngliche Koordinatensystem. Die Daten werden doppelt überhöht dargestellt.



Figur 9. Berechnete Refraktortiefe im gekippten Koordinatensystem (Profil MGL S5) für den Schuss KK und den Gegenschuss OO. Ausbreitungsgeschwindigkeiten: Oberflächenschicht: 500 m/s, Refraktor: 3'200 m/s.

In der Diskussion der einzelnen Profile werden die Laufzeiten wie folgt dargestellt (Figur 10), diskutiert und interpretiert:



Figur 10. Laufzeitendiagramm Profil MGL S5.

Die Laufzeitendiagramme weisen zwei Schichten mit unterschiedlichen seismischen Geschwindigkeiten auf. Aus den nachfolgenden Tabellen gehen die entsprechenden Werte hervor:

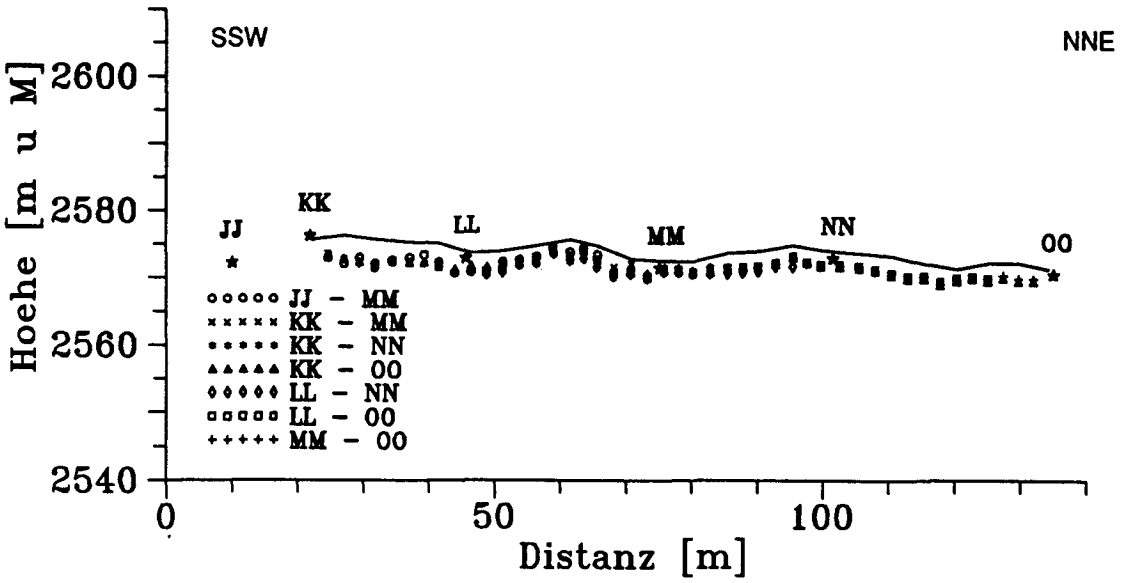
Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
MGL S5	*JJ*	*1*	*430*
MGL S5	*KK*	*3*	*550*
MGL S5	*LL*	*2*	*380*
MGL S5	*LL*	*3*	*480*
MGL S5	*MM*	*3*	*480*
MGL S5	*NN*	*4*	*540*
MGL S5	*OO*	*2*	*430*

Schussfern:

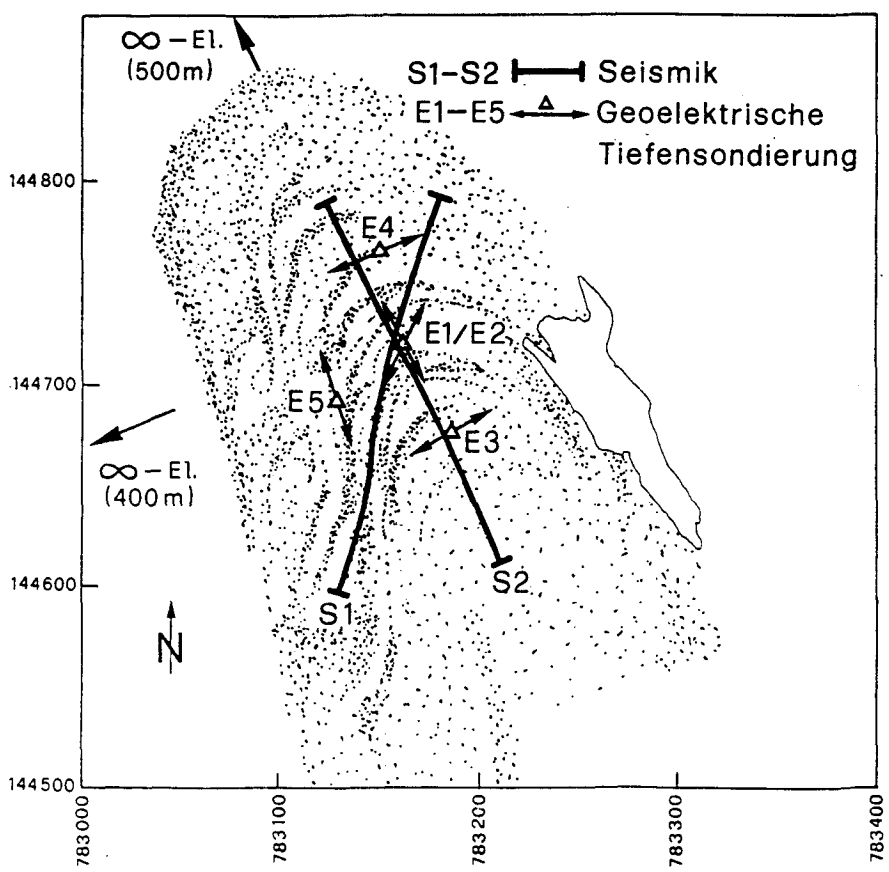
Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
JJ / MM	*55 m*	*2'600*
JJ / NN	*92 m*	*3'050*
JJ / OO	*125 m*	*3'000*
KK / MM	*53 m*	*2'600*
KK / NN	*80 m*	*3'100*
KK / OO	*113 m*	*3'200*
LL / NN	*56 m*	*2'600*
LL / OO	*89 m*	*3'300*
MM / OO	*60 m*	*3'500*

Erstaunlicherweise ist die Mächtigkeit der grobblockigen Oberflächenschicht auf der orographisch linken Seite, wo der Blockgletscher im Gegensatz zur anderen Seite aktiver zu sein scheint, mit 4 m am grössten. Gegen die Mitte des Blockgletschers reduziert sie sich auf gut 1 m (Figur 11). Zwischen den Schusspunkten MM und OO beträgt die Mächtigkeit der Auftauschicht 2 bis 3 m. Die relativ hohen Werte auf der südlichen Seite des Profils könnten damit in Zusammenhang stehen, dass der Schusspunkt JJ bereits in der seitlichen Steilflanke liegt. Das Relief ist hier also konvex und, wie aus den anderen Berechnungen hervorging, liegt bei diesen Geländeformen der Permafrostspiegel systematisch tiefer.



Figur 11. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil MGL S5 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen.

3.2.6 Blockgletscher Murtèl-Corvatsch

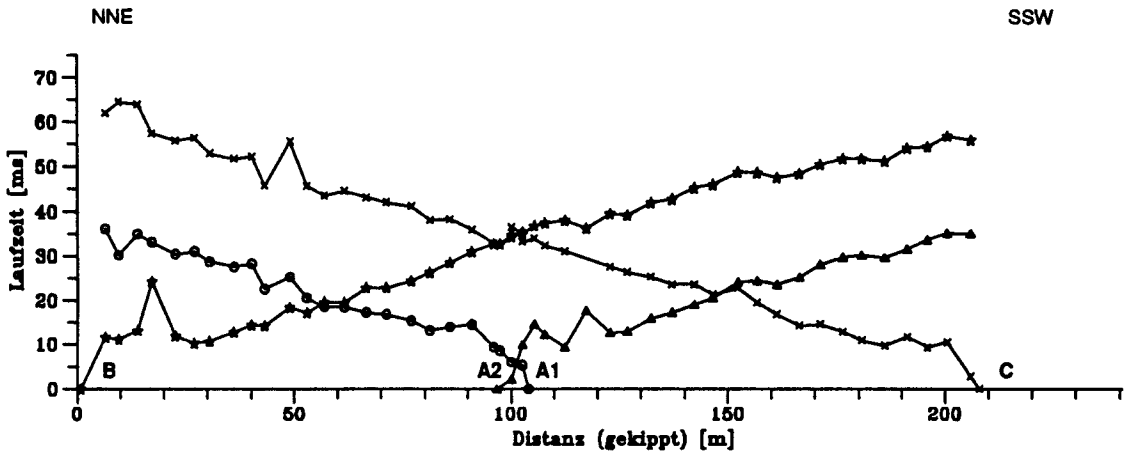


Figur 12. Die beiden refraktionsseismischen Profile auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch kreuzen sich beim Bohrloch 2/1987. Dort wurden zwei senkrecht aufeinanderstehende geoelektrische Tiefensondierungen vorgenommen (Dreiecke, siehe Kapitel 3.3.4). Drei weitere Sondierungen sind ebenfalls eingetragen.

Auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch wurden im Herbst 1990 zwei Seismikprofile mit einem Geophonabstand von 5 m aufgenommen. Die beiden Profile MRT S1 und MRT S2 bestanden je aus 48 Messpunkten und kreuzten sich beim Bohrloch (siehe Figur 12). Nebst der Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten sollten die Messungen über die Mächtigkeit der grobblockigen Oberflächenschicht, den lateralen Verlauf des Scherhorizontes (Wagner 1992) sowie die Felstiefe Aufschluss geben. Für Schüsse, welche bis ca. 100 m registriert werden sollten, wurde 200 g Telsit A verwendet, für die Weitschüsse maximal 400 g.

3.2.6.1 Profil MRT S1

Das Profil verläuft schräg zur Fliessrichtung der Blockgletschers Murtèl über das Bohrloch 2/1987 hinweg. Figur 13 zeigt die Laufzeitkurven der vier Schüsse.



Figur 13. Laufzeitendiagramm Profil MRT S1.

Um die Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen in der grobblockigen Auftauschicht besser erfassen zu können, wurden die Geophone bei den beiden A-Schüssen mit kurzem Abstand plaziert. Die Laufzeitkurven (Figur 13) weisen einen Zweischichtfall aus. Es stehen die drei Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen A1-B, A2-C und B-C zur Verfügung. Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten sind den nachfolgenden Tabellen zu entnehmen.

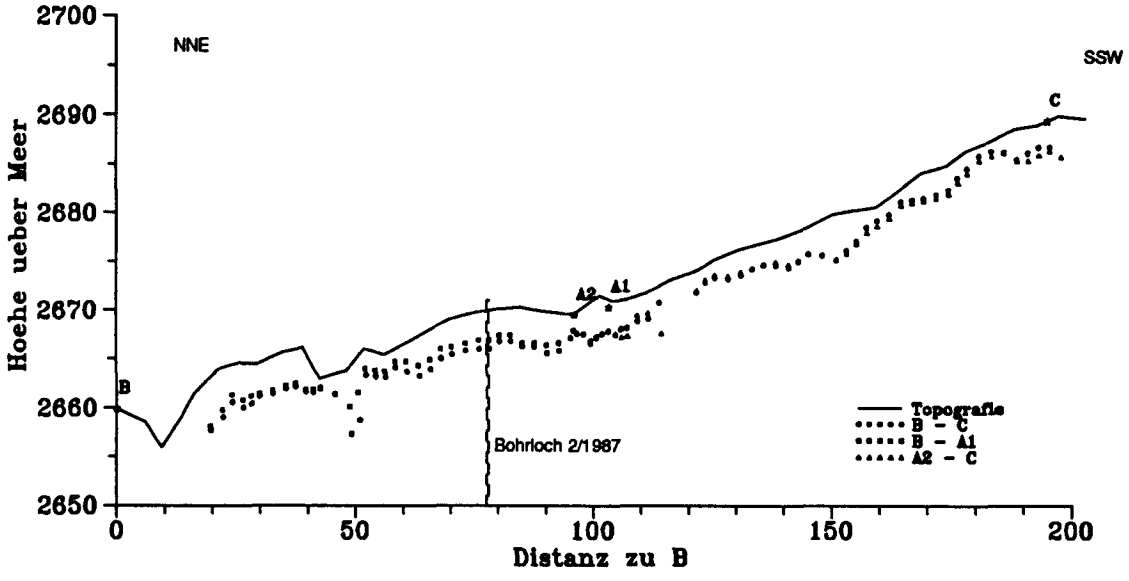
Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
MRT S1	*A1*	*4*	*880*
MRT S1	*A1*	*5*	*960*
MRT S1	*A2*	*4*	*790*
MRT S1	*B*	*3*	*680*
MRT S1	*B*	*4*	*750*
MRT S1	*C*	*2*	*800*

Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
A1 / B	*104 m*	*3'280*
A2 / C	*103 m*	*3'560*
B / C	*207 m*	*3'550*

Als Geschwindigkeit der Auftauschicht wurden für die weiteren Berechnungen 800 m/s, für die Permafrostschicht eine solche von 3'500 m/s angenommen. Beim Abstand XY erwiesen sich die Werte 0 m und 5 m als passend. Figur 14 zeigt den berechneten Verlauf des Refraktors (Punkte) unter der Oberfläche (ausgezogene Linie).



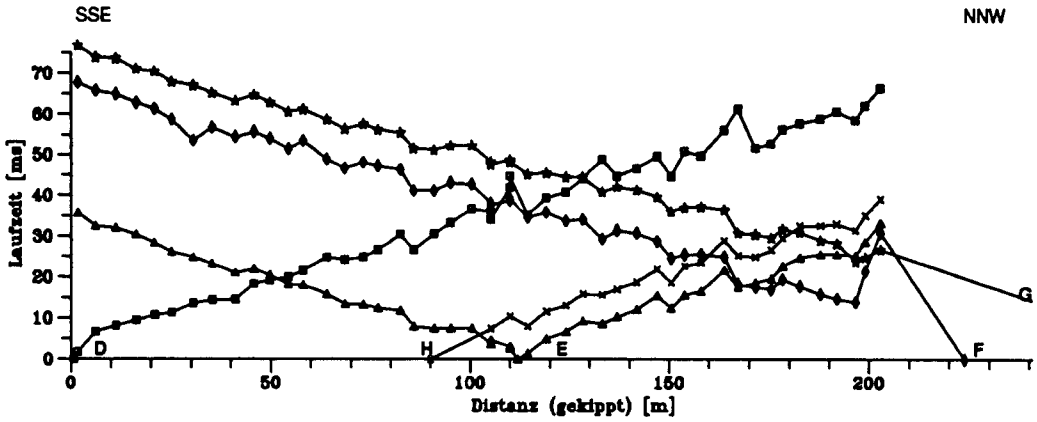
Figur 14. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil MRT S1 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen.

Die berechneten Tiefen des Permafrostspiegels aus den drei Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen ergeben ein einheitliches Bild: Generell nimmt die Mächtigkeit der Auftauschicht mit abnehmender Meereshöhe zu. Das ist durchaus verständlich, denn der höhergelegene Teil des Profils liegt im stark abgeschatteten Teil. Beim Bohrloch 2/1987 liegt der Permafrostspiegel in einer Tiefe von ungefähr 3 m. Obwohl die Werte nicht eindeutig sind, scheint beim ausgeprägten Graben bei 45 m die Auftauschicht sehr dünn zu sein. Der Mittelwert aller berechneten Mächtigkeiten ist 3.2 ± 0.3 m. Die Genauigkeit dürfte somit besser als ± 0.5 m sein, wie auch aus der Streuung der verschiedenen Schuss-Konfigurationen ersichtlich ist.

3.2.6.2 Profil MRT S2

Das Längsprofil auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch verläuft auf einer zentralen Fliesslinie des Blockgletschers. Es erstreckt sich von einer Meereshöhe von 2'700 m ü. M. über das Bohrloch 2/1987 und die äusserst markanten Stauchformen (Rücken und Gräben) hinweg und endet ca. 50 m oberhalb der Blockgletscherstirn. Es wurden 5 Schüsse, einer davon auf dem Fels unmittelbar vor dem Blockgletscher, gezündet.

Wie aus der Figur 15 hervorgeht, können selbst beim Weitschuss G an der Blockgletscherstirn lediglich zwei Schichten unterschieden werden. Ausserdem fällt auf, dass über den jeweils 20 bis 30 m breiten Rücken die Laufzeitkurven aufgewölbt sind.



Figur 15. Laufzeitendiagramm Profil MRT S2

Für die Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit in der Auftauschicht stehen nur wenige Geophone zur Verfügung, hingegen ergeben sich durch die Schuss-Konfiguration mehrere Möglichkeiten, die Tiefe des Refraktors zu berechnen.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten liegen bei:

Schussnah:

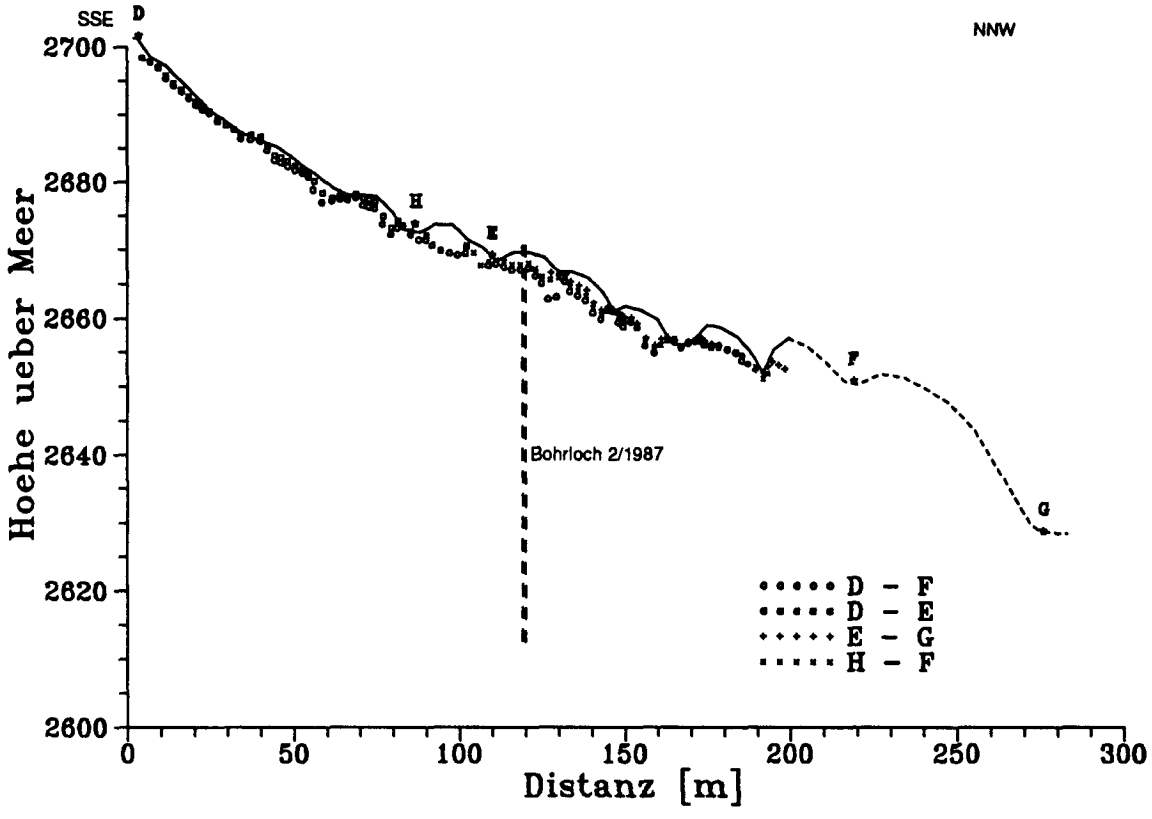
Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
MRT S2	*D*	*2*	*890*
MRT S2	*E*	*3*	*1590*
MRT S2	*F*	*1*	*670*

Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
D / E	*110 m*	*3'450*
D / F	*230 m*	*3'560*
D / G	*290 m*	*3'700*
E / F	*120 m*	*3'550*
E / G	*180 m*	*3'620*
H / F	*140 m*	*3'500*
H / G	*200 m*	*3'680*

Auch für dieses Profil wurde mit einer einheitlichen Auftauschichtgeschwindigkeit von 800 m/s gerechnet, obwohl insbesondere beim Schusspunkt E beinahe das doppelte aus den Laufzeitkurven hervorging. Der Schuss liegt aber in einem Graben und somit ist die Bestimmung der Oberflächengeschwindigkeit schwierig. Barsch (1973) hat auf dem Blockgletscher Murtèl mehr als zehn hammerschlagseismische Profile aufgenommen. Der Mittelwert der von ihm berechneten Auftauschichtgeschwindigkeiten liegt bei 750 m/s. Wie schon bei Profil MRT S1 wurde auch bei diesem Profil mit XY von 0 m und 5 m gerechnet.

In Figur 16 fällt auf, dass der berechnete Permafrostspiegel systematisch in den Gräben beinahe an die Oberfläche tritt, während er bei den Rücken einige Meter tief liegt. Er glättet also das bewegte Oberflächenrelief. Dies stimmt gut mit den Beobachtungen überein: Wenn man auf dem Blockgletscher Murtèl das Eis des Permafrostes sehen will, so muss man es nicht auf den Rücken suchen, sondern an den tiefsten Stellen der Gräben. Hier bleibt der Schnee auch am längsten liegen, was lokal zu einer Absenkung der mittleren Oberflächentemperatur führt. Dies im Gegensatz zu



Figur 16. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil MRT S2 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen. Es fällt auf, dass der Refraktor bei konvexer Topographie (Rücken) überdurchschnittlich tief liegt, bei konkaven Formen (Gräben) tritt er hingegen fast an die Oberfläche.

den Rücken, auf welchen der Schnee relativ früh verschwindet und die Strahlung somit die Blöcke aufwärmen kann.

Die Berechnungen ergeben ausserdem, dass die Mächtigkeit der grobblockigen Oberflächenschicht auf dem Murtèl von oben nach unten generell zunimmt, was aufgrund der Strahlungsverteilung (Hoelzle 1992) auch zu erwarten ist. Sie beträgt durchschnittlich 1.9 m und ist somit etwas geringer als bei Profil MRT S1, welches praktisch durchwegs auf einem Rücken verläuft.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen im Permafrost liegt wie schon beim anderen Profil zwischen 3'450 und 3'700 m/s. Nach der Formel von Müller (1961) würde das einem Eisgehalt von rund 50 % entsprechen. Es fällt auf, dass bei grossem Abstand der beiden Schusspunkte, und somit grösserer Eindringtiefe, die Geschwindigkeitswerte höher liegen. Deshalb kann generell mit einer Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe gerechnet werden.

Die Bestimmung der Felstiefe ist nicht möglich, weil in der Laufzeitkurve keine schnelle, dritte Schicht auftritt. Das ist erstaunlich, denn die letzten Geophone liegen mehr als 200 m vom Schusspunkt G entfernt, welcher direkt auf dem Fels liegt. Unter der Annahme, der Fels sei ungefähr oberflächenparallel, liege in einer Tiefe von 45 m (5 m Auftauschicht, 40 m gefrorener Schutt) und weise eine Geschwindigkeit von 5'500 m/s auf, wäre die Knickpunktdistanz, also diejenige Distanz, bei welcher die vom Fels refraktierten Wellen als Ersteinsätze zu beobachten sind, bei etwa 160 m. Sie steigt erst auf über 200 m, wenn für die Felstiefe mehr als 50 m ange-

nommen wird. Diese Schätzungen sind konservativ, weil der Schusspunkt direkt auf dem Fels liegt und dadurch die Knickpunktdistanz deutlich verkleinert wird. Es bleiben somit zwei Gründe, weshalb man die vom Fels refraktierte Welle in den Laufzeiten nicht erkennt:

a) Die Tonnage des Weitschusses war zu gering, so dass zu wenig Energie in den Untergrund gebracht wurde. Der Schuss wurde zweimal geschossen, je einmal mit 200 g (im Wasser) resp. 400 g Telsit A. Die Einsätze sind jedoch ziemlich deutlich, obwohl ein leichtes Rauschen auftritt. Dieser Grund ist also wenig wahrscheinlich.

b) Als zweiter Grund kommt die Felsgeometrie in Frage. Wenn nämlich der Fels unter dem Blockgletscher übertieft ist, treffen die vom Fels refraktierten Wellen nach den 'Permafrostwellen' ein. Für eine Übertiefung sprechen übrigens noch weitere Punkte: Die Bohrung 2/1987 liegt auf 2'670 m ü. M. und erreichte den Fels in einer Tiefe von 57 m. Er liegt dort also auf ungefähr 2'610 m ü. M.. Das entspricht ziemlich genau der Höhe des im Blockgletschervorfeld liegenden, anstehenden Fels. Bezüglich der durchschnittlichen Hangneigung entspricht die horizontale Verbindung der beiden Punkte einer Übertiefung. Ausserdem deuten die gravimetrischen Messungen darauf hin, dass der Fels unter dem Blockgletscher die Form einer Schüssel aufweist (siehe Kapitel 3.5).

3.2.6.3 Schlussfolgerungen Seismik Murtèl-Corvatsch

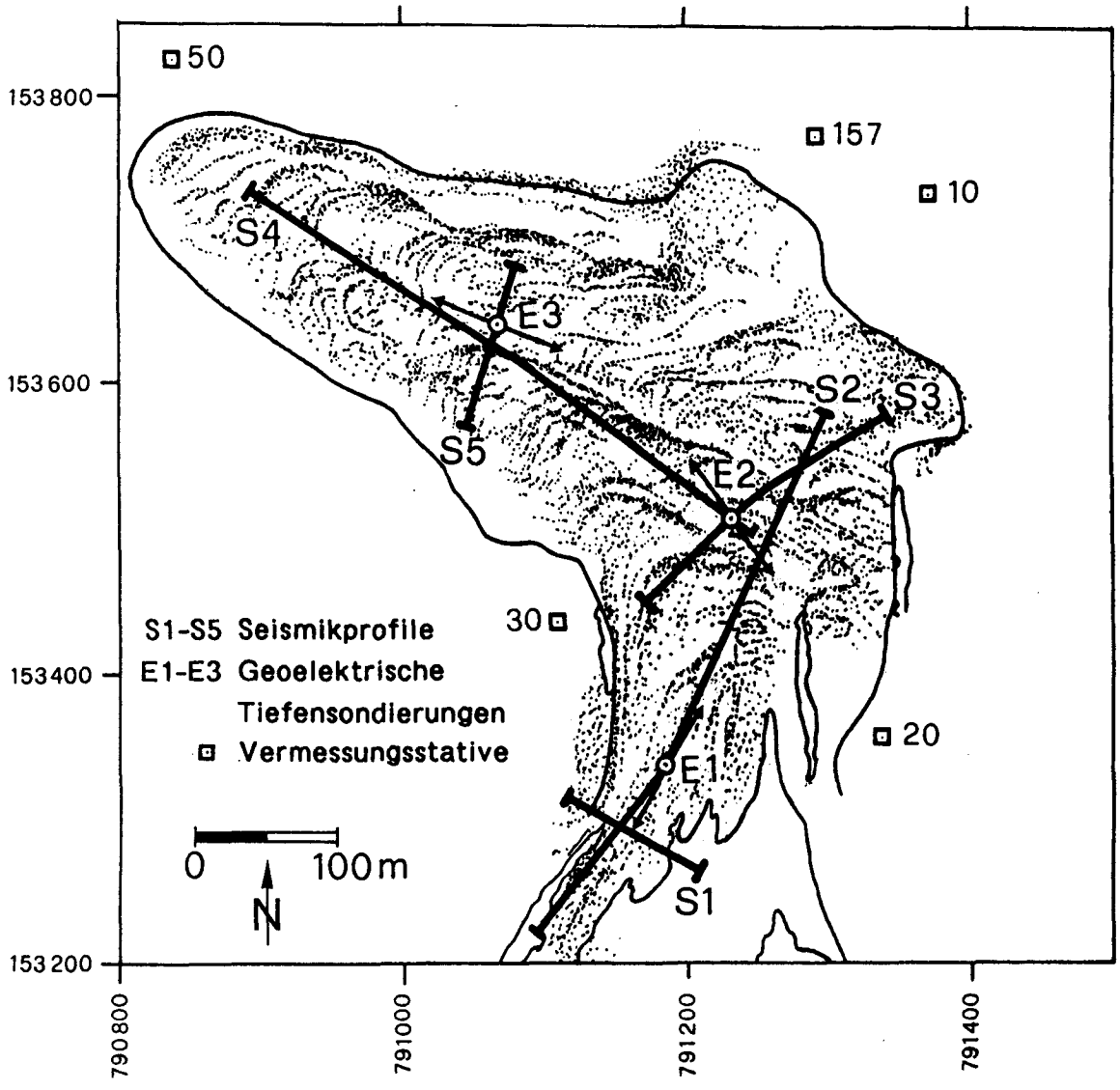
Die refraktionsseismischen Messungen auf dem Blockgletscher Murtèl erbrachten folgende Erkenntnisse:

- Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der grobblockigen Oberflächenschicht liegt, obwohl diese sehr inhomogen aufgebaut ist, bei 700 -1'000 m/s.
- Der Refraktor unter der Auftauschicht weist eine Geschwindigkeit zwischen 3'400 und 3'700 m/s auf. Er wird als eisreicher Permafrost interpretiert. Der Permafrost erweist sich aufgrund der Geschwindigkeitsberechnungen als durchgehend, ist also nicht in einzelne Flecken unterteilt.
- Der Permafrostspiegel liegt durchschnittlich ca. 2 m tief, wobei die Werte zwischen 0.5 und 5 m variieren. In den höher gelegenen, strahlungsärmeren Teilgebieten ist er näher an der Oberfläche als im unteren Teil des Blockgletschers.
- Die berechneten Mächtigkeiten der grobblockigen Oberflächenschicht sind unter den Rücken deutlich grösser als unter den Gräben, wo sie beinahe verschwinden. Das stimmt sehr gut mit den Feldbeobachtungen überein.
- Die durch Kernstratigraphie und die Messungen der Bohrlochdeformationen nachgewiesene Scherzone, welche beim Bohrloch 2/1987 in einer Tiefe von 30 m liegt, konnte refraktionsseismisch nicht erfasst werden.
- Offensichtlich ist der Fels unter dem Blockgletscher übertieft.

3.2.7 Blockgletscher Muragl

Wie im Kapitel 2 erwähnt, wurde der Blockgletscher Muragl bereits von Barsch (1973) mittels Hammerschlagseismik untersucht, wobei vorwiegend im zungennahen Teil gemessen wurde. Im Sommer 1991 konnten insgesamt fünf Profile aufgenom-

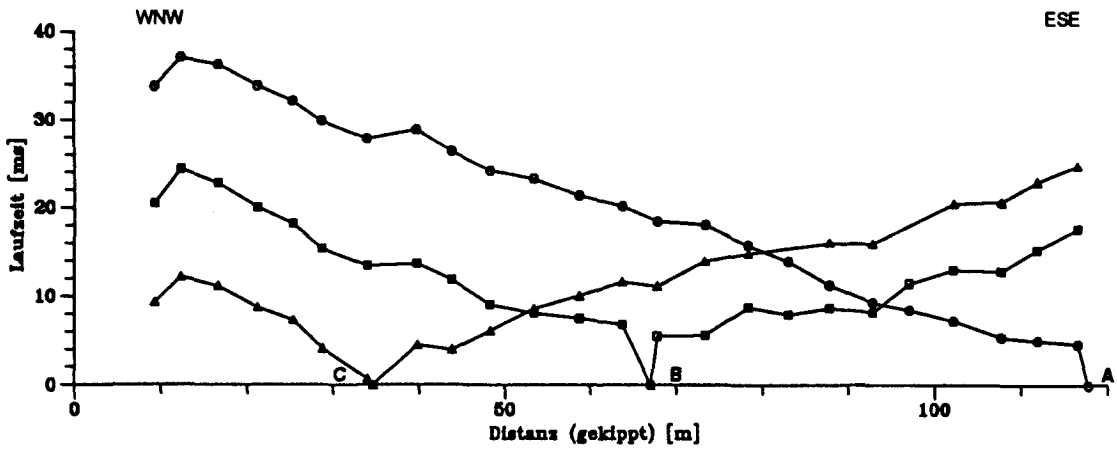
men werden (siehe Figur 17). Sie sind im Gegensatz zu den Hammerschlagprofilen von Barsch eher im oberen Teil des Blockgletschers angesiedelt. Die Tonnage der Sprengungen wurde je nach Distanz zum letzten Geophon gewählt. Sie liegt zwischen 200 g (für mittlere Schüsse von Querprofilen) bis 1'000 g (Weitschüsse der Längsprofile).



Figur 17. Auf dem BlockgletscherMuragl wurden fünf refraktionsseismische Profile (S1 bis S5) aufgenommen. Die drei geoelektrischen Tiefensondierungen E1 bis E3 liegen auf den Seismiklinien.

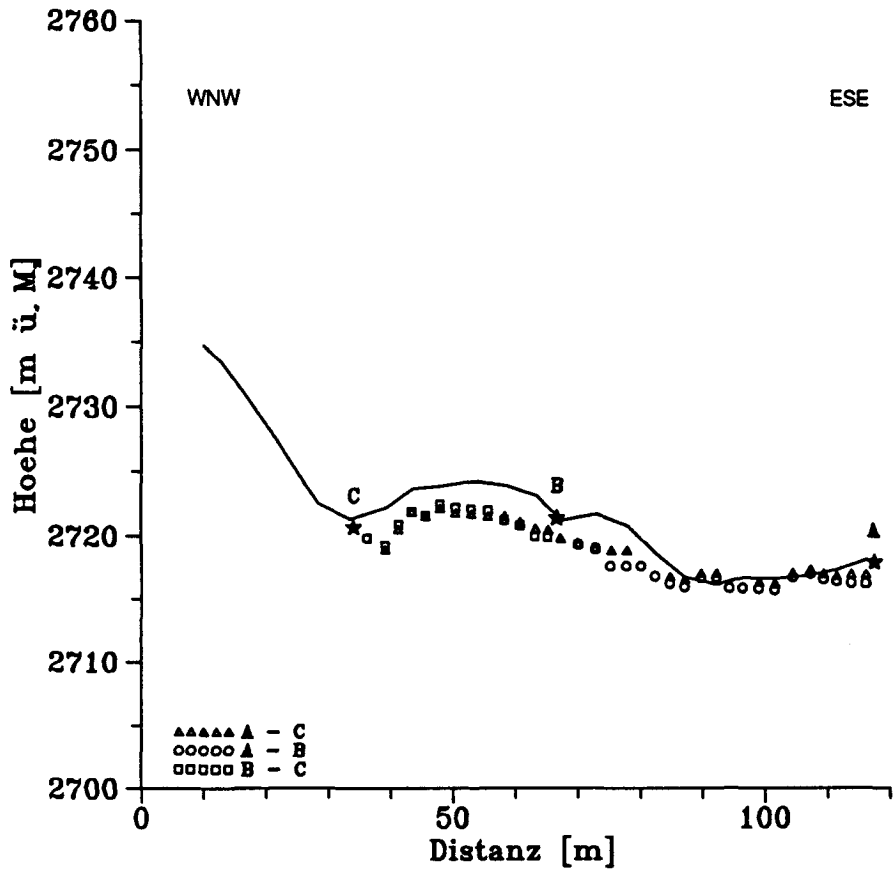
3.2.7.1 Profil MGL S1

Das Querprofil MGL S1 im Kar, in welchem der Blockgletscher seinen Ursprung hat, verläuft von einem perennierenden Schneefleck (ESE) über den leicht aufgewölbten Blockgletscher an den Fuss eines steilen Schuttcouloirs (WNW). Sechs Geophone wurden zwar ins Couloir gesetzt, welches auf der westlichen Profilseite liegt, es konnte aber am Ende des Profils nicht gesprengt werden. Somit konnten nur drei Schüsse (A, B und C) gezündet werden. Der Geophonabstand betrug ca. 5 m.



Figur 18. Laufzeitendiagramm Profil MGL S1

Aus der Laufzeitkurve in Figur 18 geht je ein Zweischichtfall hervor. Für die Bestimmung der Auftauschichtgeschwindigkeit können nur wenige Geophone berücksichtigt werden, was auf eine geringmächtige erste Schicht hindeutet. Ausserdem ist der Einsatz des westlichsten Geophons systematisch etwas verfrüht. Dieses Geophon stand auf anstehendem Fels. Eine Felsgeschwindigkeit konnte aber nicht bestimmt werden.



Figur 19. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil MGL S1 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen. Der östliche Teil des Profils liegt am Ende eines perennierenden Schneefleckens, weshalb dort der Refraktor praktisch mit der Oberfläche übereinstimmt.

Die Auswertung ergibt das folgende Bild (siehe Figur 19): Die Auftauschicht ist im östlichen Teil des Profils sehr dünn. Teilweise sind die berechneten Werte sogar leicht negativ. Dieser Bereich des Profils liegt am Fusse eines perennierenden Schneefleckens. Dort muss der Refraktor praktisch mit der Oberfläche übereinstimmen. Unter den groben Blöcken des eigentlichen Blockgletschers liegt der Permafrostspiegel in einer Tiefe von ca. 2 m, wobei im leicht ausgeprägten Graben bei Schusspunkt B die Mächtigkeit auf einem kurzen Abschnitt kleiner wird.

Ausbreitungsgeschwindigkeiten:

Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
MGL S1	*A*	*2*	*1'190*
MGL S1	*B*	*3*	*1'210*
MGL S1	*B*	*4*	*1'250*
MGL S1	*B*	*5*	*1'270*
MGL S1	*C*	*2*	*1'250*
MGL S1	*C*	*3*	*1'360*

Schussfern:

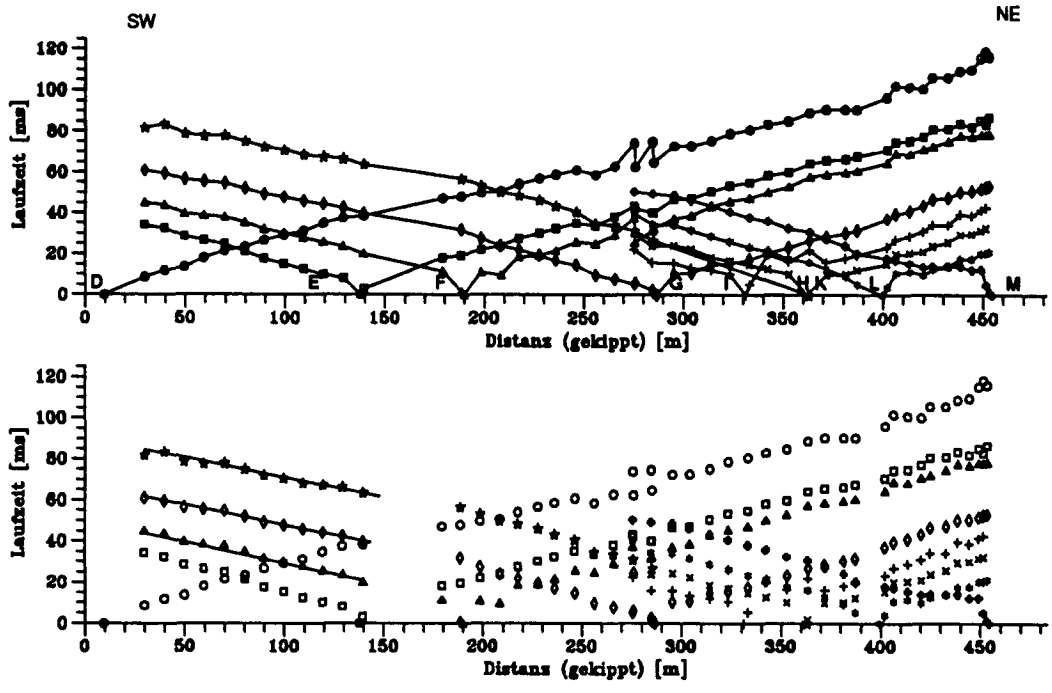
Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
A / B	*50 m*	*3'500*
A / C	*83 m*	*3'500*
B / C	*33 m*	*3'240*

3.2.7.2 Profil MGL S2

Das Längsprofil im obersten Teil des Blockgletschers reicht von der Mitte des Kars über die Schwelle und den flachen Teil im Bereich, wo sich die Fliessrichtung ändert, bis vor die steile Stirn, welche den Blockgletscher gegen Norden begrenzt. Wegen eines Irrtums bei der Geophonauslage gibt es im obersten Teil eine Geophonlücke von ca. 40 m. Ansonsten beträgt der Geophonabstand ungefähr 10 m. Das Profil wurde in zwei Etappen aufgenommen, wobei teilweise am selben Ort zweimal geschossen wurde. Für die Überlappung wurden zwei Geophone verwendet.

Aus den Laufzeitkurven geht hervor, dass bei einzelnen Schüssen von Norden nach Süden (F, G, H) ausser den beiden Schichten von Profil MGL S1 noch eine weitere auftritt. Bei den Schüssen von Süden nach Norden ist eine schnellere Schicht aber nicht auszumachen.

Die Scheingeschwindigkeit der dritten Schicht liegt zwischen 4'300 und 5'700 m/s. Das ist ein für Fels typischer Wert. Die Felstiefe kann mittels der Knickpunktmethode aus den Schüssen D, F, G und H bestimmt werden (Figur 20). Wie Figur 21 zeigt, dürfte die Felstiefe demnach im oberen Teil mit ungefähr 50 m geringer ausfallen als im Bereich der Fliessrichungsänderung des Blockgletschers, wo sie fast 100 m erreicht.



Figur 20. Laufzeitendiagramm Profil MGL S2 (oben). Unten ist die dritte, schnellere Schicht der Schüsse F, G und H eingezeichnet.

Aus den insgesamt acht Schusspunkten gehen die folgenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten hervor:

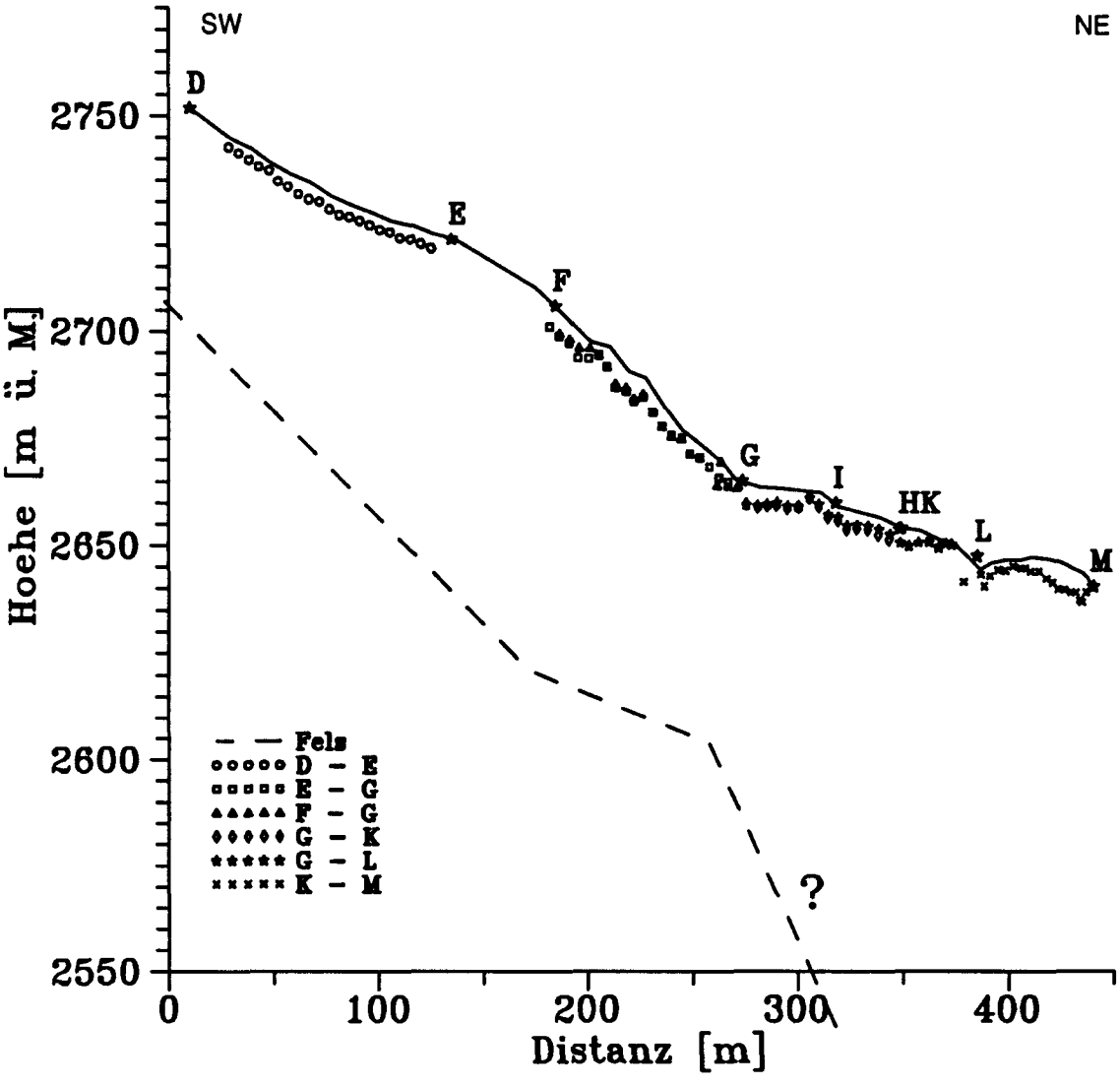
Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
MGL S2	*E*	*2*	*1'100*
MGL S2	*E*	*3*	*1'740*
MGL S2	*F*	*3*	*890*
MGL S2	*G*	*3*	*840*
MGL S2	*I*	*3*	*620*
MGL S2	*K*	*2*	*1'000*
MGL S2	*L*	*3*	*1'110*
MGL S2	*M*	*3*	*480*

Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
D / E	*125 m*	*3'550*
D / F	*175 m*	*4'000*
E / G	*139 m*	*3'750*
E / H	*215 m*	*3'700*
E / K	*214 m*	*3'700*
F / G	*89 m*	*3'700*
F / K	*164 m*	*3'600*
G / K	*75 m*	*4'000*
G / L	*112 m*	*3'700*
I / L	*68 m*	*2'800*
I / M	*122 m*	*3'350*
K / M	*91 m*	*3'650*

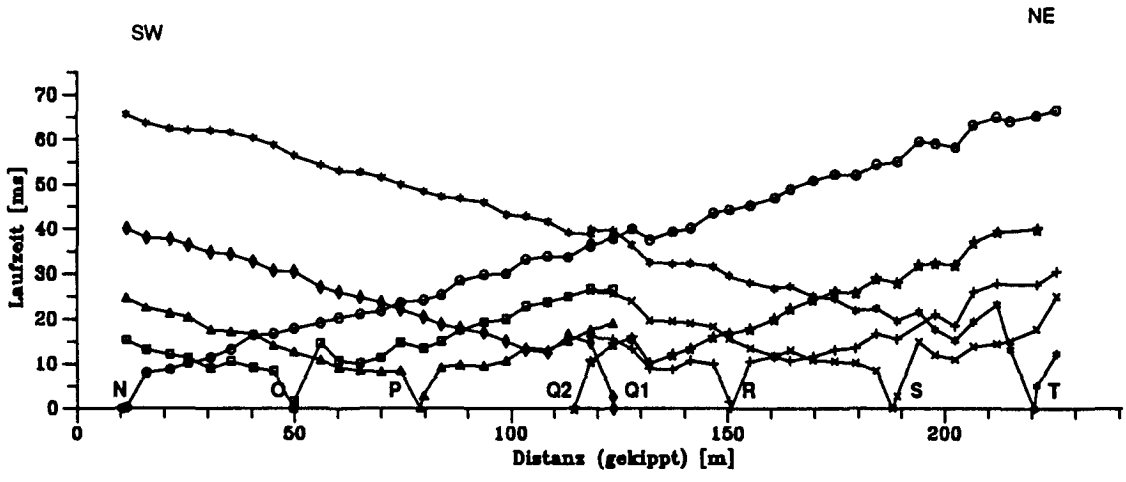
Der Permafrostspiegel ist bei ebener Topographie ziemlich oberflächenparallel. Er verläuft im Kar in einer Tiefe von ca. 2 - 3 m, wobei er vom Schuss D gegen E tendenziell leicht abtaucht. Im Steilhang, zwischen den Schusspunkten F und G, ist die Topographie etwas unruhiger, da die Blöcke weniger stabil sind als in flacheren Partien. Entsprechend schwankt auch die Mächtigkeit der Oberflächenschicht zwischen 1 und 4 m. Im flachen Bereich der Kurve liegt der Permafrostspiegel 3 bis 4 m tief. Zwar ist die Mächtigkeit der obersten Schicht in den Gräben auch hier am geringsten, bei den Geländekanten (bei Schuss I und zwischen K und L) wird aber im Gegensatz zum Blockgletscher Murtèl-Corvatsch keine grössere Schichtmächtigkeit gefunden. Allerdings sind diese Rücken auf dem Blockgletscher Muragl wesentlich schwächer ausgeprägt. Unter dem Rücken zwischen den Schusspunkten L und M wird die grobblockige Schicht talwärts schnell dicker und erreicht bis zu 7 m Mächtigkeit.



Figur 21. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil MGL S2 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen. Die Bestimmung der Felstiefe gestaltete sich schwierig, weil die zugehörigen Phasen im Laufzeitendiagramm nur teilweise beobachtet werden konnte.

3.2.7.3 Profil MGL S3

Dieses Querprofil traversiert den Blockgletscher in dem Gebiet, wo sich die Fliessrichtung ändert. Der südwestliche Teil liegt im aktiven Gebiet, während das nordöstliche Profilende im bereits vegetationsbedeckten Teil des Blockgletschers liegt. Es wurde in zwei Teilen (zwei überlappende Geophone) mit einem Geophonabstand von ca. 5 m mit insgesamt sieben Schusspunkten aufgenommen.



Figur 22. Laufzeitendiagramm Profil MGL S3.

Bei jedem Schusspunkt folgt einer langsamen ersten eine zweite, schnellere Schicht (Figur 22). Eine dritte, noch schnellere Schicht ist insbesondere bei den Weitschüssen N und T, aber auch bei den anderen Schüssen nicht zu beobachten. Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten sind den folgenden Tabellen zu entnehmen:

Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
MGL S3	*N*	*2*	*700*
MGL S3	*O*	*3*	*490*
MGL S3	*P*	*2*	*570*
MGL S3	*Q1*	*3*	*580*
MGL S3	*Q2*	*2*	*590*
MGL S3	*R*	*3*	*460*
MGL S3	*S*	*3*	*430*
MGL S3	*T*	*4*	*410*

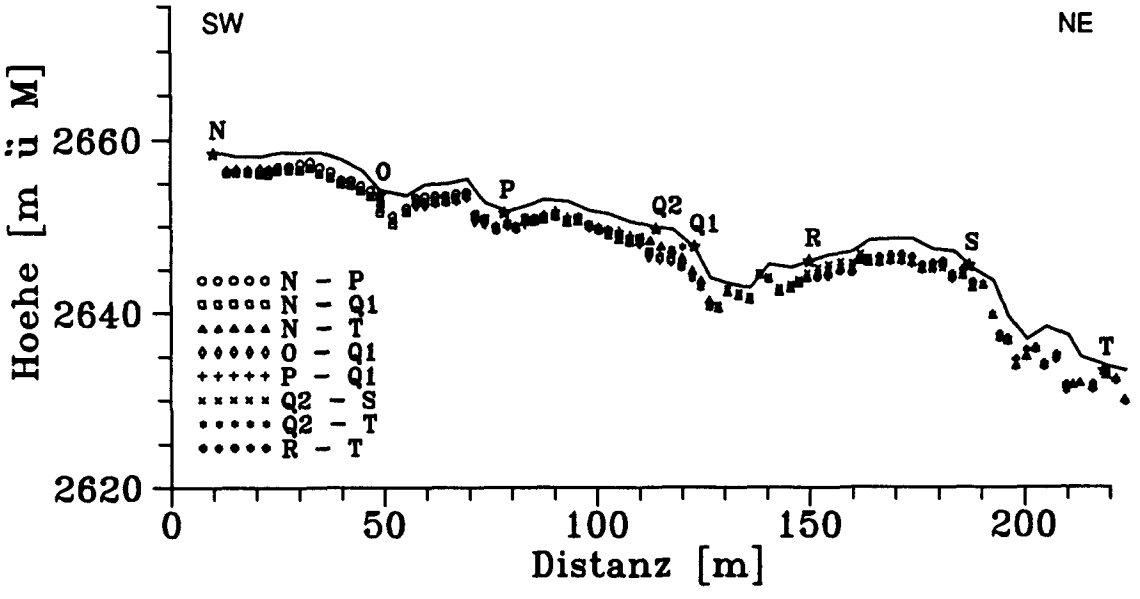
Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
N / O	*39 m*	*3'800*
N / P	*68 m*	*3'400*
N / Q1	*113 m*	*3'500*
N / T	*209 m*	*3'750*
O / Q1	*74 m*	*3'300*
P / Q1	*45 m*	*3'500*
Q2 / S	*36 m*	*3'200*
Q2 / T	*105 m*	*3'500*
R / T	*69 m*	*3'500*

Es fällt auf, dass die Geschwindigkeit der obersten Schicht von Südwesten nach Nordosten generell abnimmt. Der Anteil an Feinmaterial und Humus nimmt in derselben Richtung zu resp. der mittlere Durchmesser des Gerölls nimmt ab.

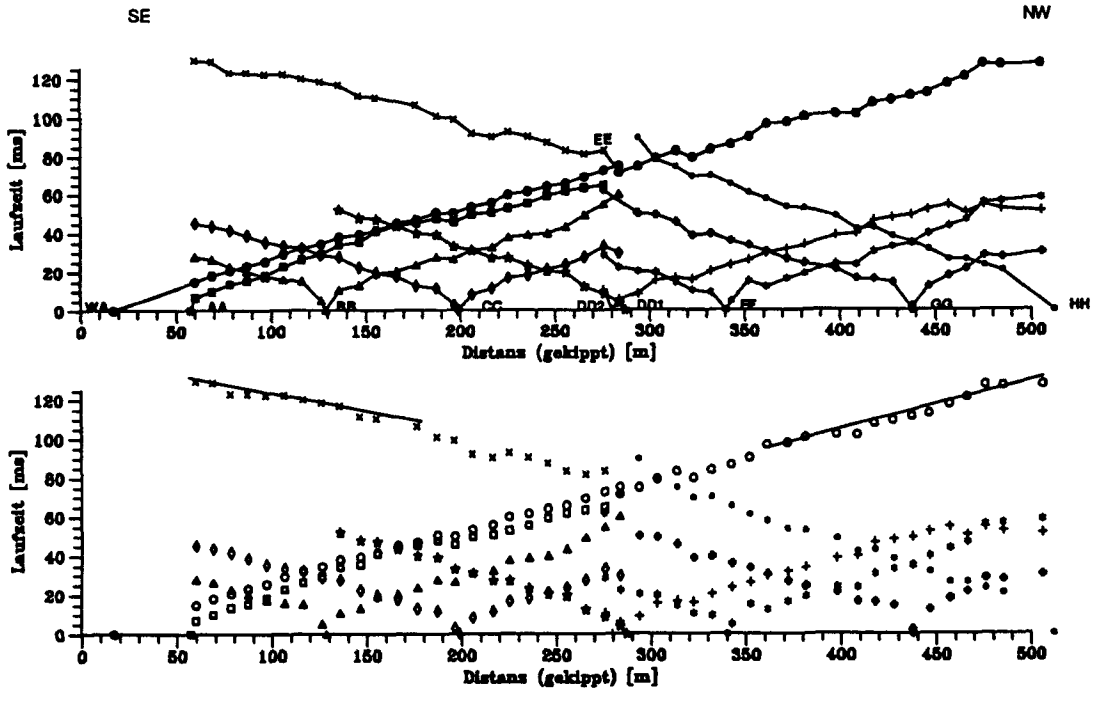
Der Permafrostspiegel gleicht die topographischen Unregelmässigkeiten gemäss den Berechnungen dieses Profils aus (Figur 23): In den Gräben liegt er näher an der

Oberfläche als ausserhalb. Im Allgemeinen vergrössert sich die Mächtigkeit der obersten Schicht von N, wo sie knapp 2 m dick ist, systematisch bis zum Schuss T, wo sie beinahe 5 m erreicht. Die verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen ergeben ähnliche Werte für die Tiefe des Permafrostspiegels. Einzig zwischen den beiden Schüssen S und T, wo er bis zu 6 m tief liegt und der Permafrost somit inaktiv und nicht mehr einheitlich sein könnte, sind die berechneten Werte nicht konsistent.



Figur 23. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil MGL S3 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen.

3.2.7.4 Profil MGL S4



Figur 24. Laufzeitendiagramm Profil MGL S4. Unten ist die mögliche schnelle, dritte Schicht (Fels) eingetragen.

Das zweite Längsprofil erstreckt sich von der Mitte der Umbiegung in nordwestlicher Richtung bis knapp 100 m oberhalb der Blockgletscherstirn. Während der oberste Teil des Profils praktisch vegetationslos ist, sind im unteren Teil kleine Flächen mit Alpenrasen bewachsen. Der Geophonabstand betrug ca. 10 m. Wie aus der Figur 24 ersichtlich, wurde an acht Stellen geschossen. Die Auslage wurde einmal verlängert, wobei zwei Geophonpositionen überlappt wurden. Es gab zwei Weitschüsse. Derjenige am oberen Profilende wurde in einem Wasserloch (WA) direkt auf dem Eis gezündet, der andere Schusspunkt (EE) lag nahe dem unteren Weitschuss für die zweite Auslage (HH). Deshalb gibt es bei diesem Weitschuss in der Laufzeitkurve einen Sprung.

Neben den beiden erwarteten Schichten ist eine dritte, schnellere Schicht nur bei den Weitschüssen andeutungsweise zu beobachten. Die Scheingeschwindigkeiten sind mit 4'600 m/s resp. 5'300 m/s typisch für Fels, die daraus berechneten Tiefen (rund 20 m) scheinen aber aufgrund der Morphologie des Blockgletschers ziemlich unwahrscheinlich. Die grosse Ungenauigkeit entsteht durch das schleifende Schneiden der beiden Geschwindigkeitsgeraden: Der Knickpunkt ist nur ungenau definiert.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der beiden anderen Schichten sind in den Tabellen angegeben:

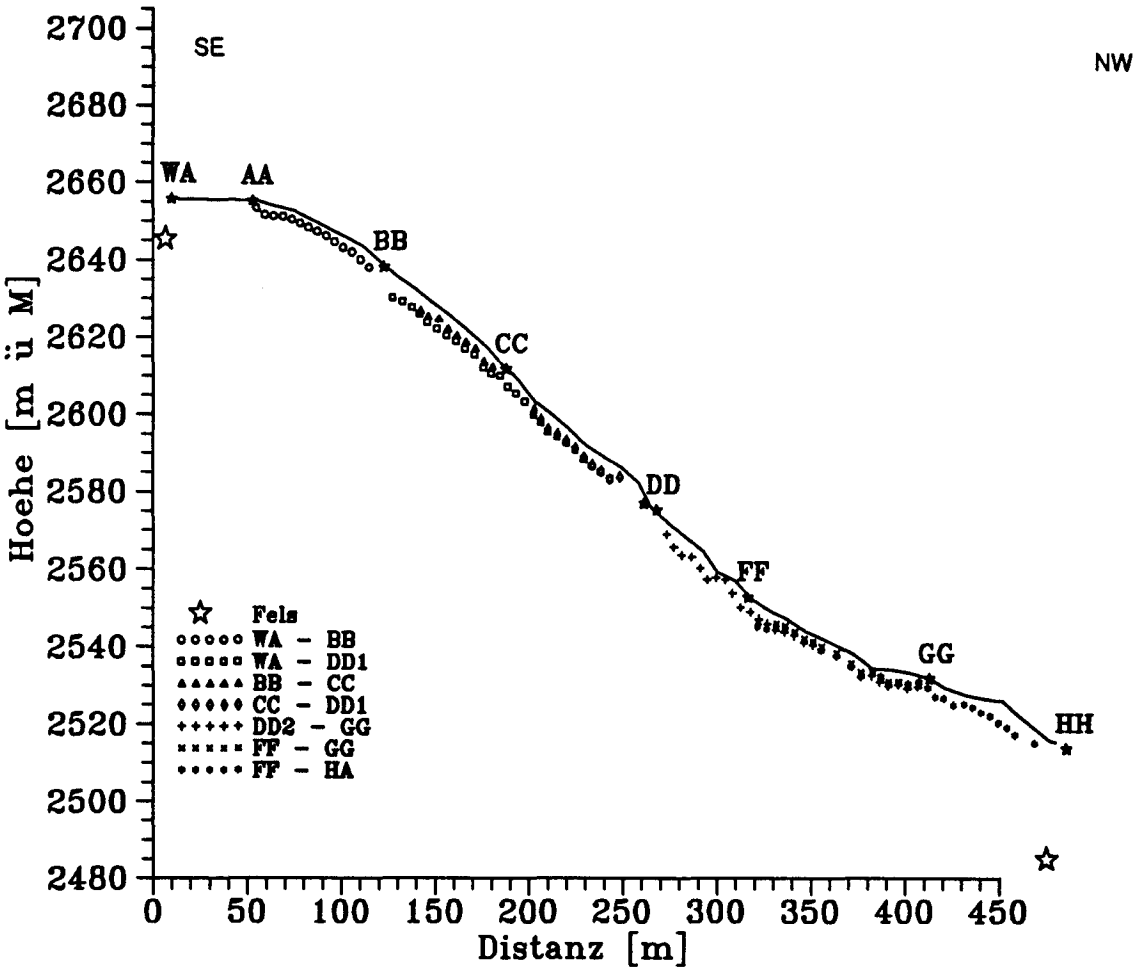
Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
MGL S4	*AA*	*1*	*470*
MGL S4	*BB*	*3*	*790*
MGL S4	*CC*	*3*	*1'000*
MGL S4	*DD1*	*1*	*810*
MGL S4	*DD2*	*2*	*711*
MGL S4	*FF*	*3*	*820*
MGL S4	*GG*	*3*	*720*

Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
WA / BB	*113 m*	*3'600*
WA / CC	*178 m*	*3'700*
WA / DD1	*251 m*	*3'800*
AA / BB	*70 m*	*3'450*
AA / CC	*135 m*	*3'250*
AA / DD1	*208 m*	*4'050*
BB / CC	*65 m*	*3'300*
BB / DD1	*138 m*	*3'700*
CC / DD1	*73 m*	*3'700*
DD2 / GG	*145 m*	*3'650*
FF / HH	*168 m*	*3'050*
FF / GG	*96 m*	*3'650*
WA / HH	*475 m*	*3'900*

Der Permafrostspiegel liegt auch bei diesem Profil praktisch oberflächenparallel in einer Tiefe von 2 bis 6 m (Figur 25). Das Profil erstreckt sich über einen Höhenbereich von 150 m, wobei, wie schon bei den vorangegangenen Profilen, die Mächtigkeit der Auftauschicht von oben nach unten systematisch zunimmt. Ebenfalls vergleichbar mit den Berechnungen für die anderen Profile ist der Verlauf des Refraktors bei Geländeknicken und Gräben: Bei konkaven Wölbungen der Topographie nähert sich der Permafrostspiegel der Oberfläche, bei konvexer Krümmung wird die Auftauschicht grösser. Letzteres ist insbesondere zwischen den beiden Schusspunkten GG und HH zu beobachten.



Figur 25. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil MGL S4 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen. Die Felstiefe konnte annäherungsweise lediglich aus den Schüssen WA und HH bestimmt werden (Stern).

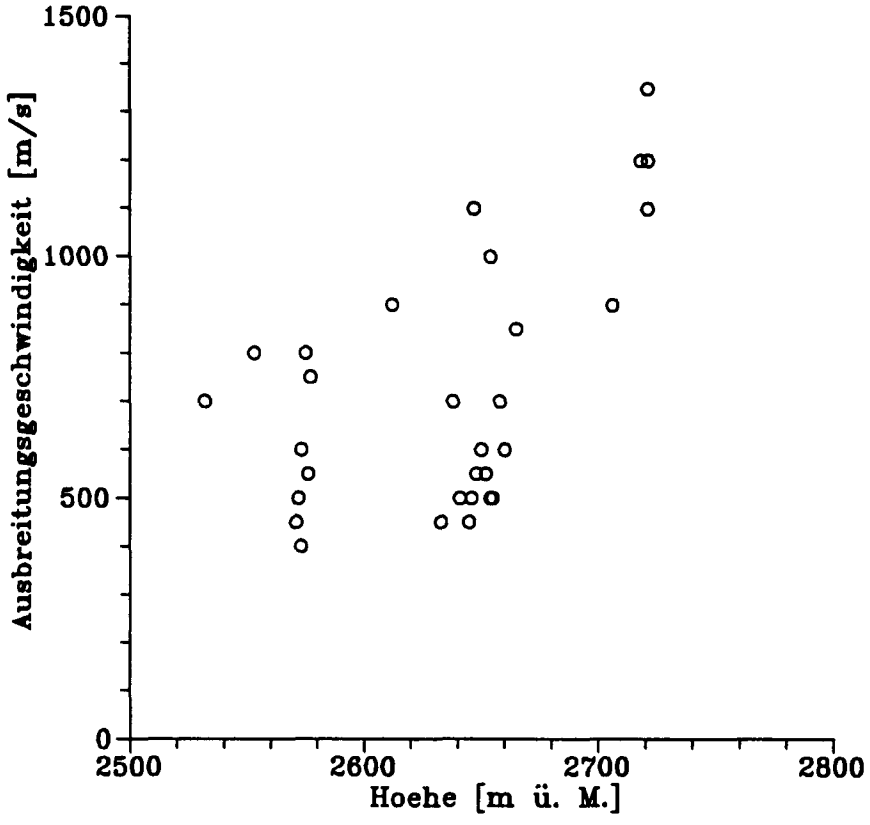
3.2.7.5 Profil MGL S5

Das fünfte Profil auf dem Blockgletscher liegt quer zur Fliessrichtung in einer Höhe von 2'575 m ü. M.. Es kreuzt das Längsprofil MGL S4 beim Schusspunkt DD1 und weist einen Geophonabstand von ca. 5 m auf. Es wurden sechs Schüsse gezündet. Die Resultate wurden in Kapitel 3.2.5.6 hergeleitet und diskutiert.

3.2.7.6 Zusammenfassung Seismik Blockgletscher Muragl

Die refraktionsseismischen Untersuchungen auf dem Blockgletscher Muragl brachten eine Bestätigung der Messungen auf dem Murtèl-Corvatsch:

- In der grobblockigen Oberflächen- oder Auftauschicht schwankt die Ausbreitungsgeschwindigkeit zwischen 400 und 1'300 m/s. Es fällt auf, dass eine Abhängigkeit mit der Höhe auftritt: In den aktiven, sehr grobblockigen, vegetationslosen hochgelegenen Gebieten breiten sich seismische Wellen schneller aus als im



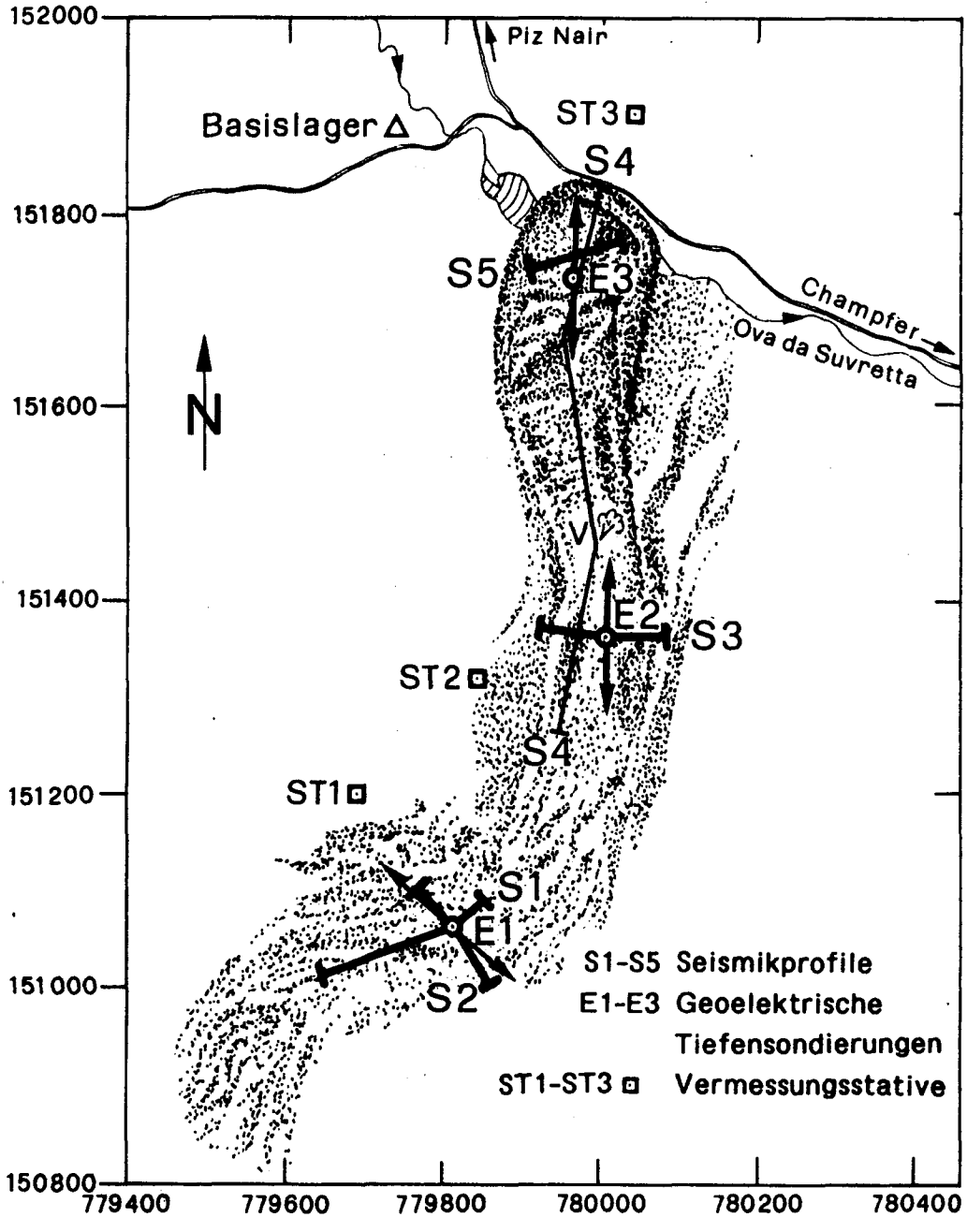
Figur 26. Die Geschwindigkeit der grobblockigen Oberflächenschicht nimmt tendenziell mit abnehmender Meereshöhe respektive mit zunehmendem Alter des Blockgletschers ab. Dies gilt insbesondere für die beobachteten Maximalwerte.

tiefer gelegenen Teil des Blockgletschers, wo der durchschnittliche Korndurchmesser wesentlich kleiner ist und auch vermehrt Feinmaterial und Vegetation auftritt. Insbesondere die höchsten erfassten Werte nehmen mit der Höhe deutlich zu (vergleiche Figur 26). Einen ähnlichen Effekt haben Haeberli und Patzelt (1982) auf dem Blockgletscher Hochebenkar in Österreich beobachtet.

- Die Geschwindigkeit der zweiten Schicht, welche zwischen 2'600 und 4'000 m/s liegt, ist typisch für den gefrorenen Untergrund eines Blockgletschers.
- Auch auf diesem Blockgletscher wurden kaum Signale vom Felsuntergrund registriert. In beiden Längsprofilen können nur andeutungsweise Felsgeschwindigkeiten zwischen 4'300 und 5'700 m/s herausgelesen werden. Die daraus bestimmte Felstiefe dürfte entsprechend bei mehreren Dekametern liegen.
- Der Permafrostspiegel liegt zwischen 0 und 7 m unter der Oberfläche. Interessant ist insbesondere die Berechnung der östlichen Seite von Profil MGL S1. Dieser Bereich liegt am Rand eines perennierenden Schneefleckens. Dort liegt der Permafrost praktisch an der Oberfläche. Allgemein ist ein Zunahme der Mächtigkeit der obersten Schicht mit abnehmender Meereshöhe festzustellen.
- Der Verlauf des Permafrostes über verschiedenen Geländeformen scheint sich systematisch zu verhalten: Während bei konvexen Formen der Permafrostspiegel tiefer liegt, tritt er bei konkaven Wölbungen (Senken) eher an die Oberfläche.

3.2.8 Blockgletscher Suvretta

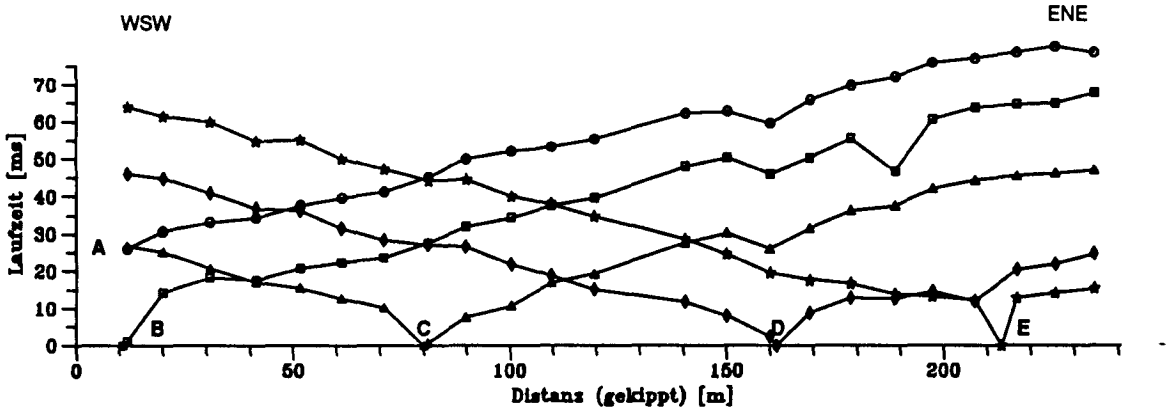
Wie auf dem Muragl wurden auch auf dem Blockgletscher Suvretta fünf refraktionsseismische Profile aufgenommen (Figur 27). Bei den drei Querprofilen betrug der Geophonabstand jeweils ungefähr 5 m, bei den Längsprofilen wurde mit einem Abstand von ca. 10 m gearbeitet. Obwohl die Sprengungen fast durchwegs mit grösseren Mengen Sprengstoff als auf dem Muragl durchgeführt wurden, zeigte sich bei der Auswertung, dass diese für klare Signaleinsätze noch zu klein waren. Dies trifft insbesondere auf das Profil SUV S4 zu. Es sind die ersten seismischen Untersuchungen auf dem Blockgletscher Suvretta.



Figur 27. Von den fünf Seismikprofilen auf dem Blockgletscher Suvretta konnte das Längsprofil SUV S4 nicht ausgewertet werden. Die Steilstufe befindet sich zwischen der geoelektrischen Tiefensondierung SUV E1, im Kar, und dem südlichen Ende des Seismikprofils SUV S4.

3.2.8.1 Profil SUV S1

Im Kar, aus welchem der Blockgletscher Suvretta über eine Schwelle ins Haupttal fliesst, wurde im zentralen Bereich entlang einer Fliesslinie das Längsprofil SUV S1 ausgelegt. Die vier untersten Geophone wurden in der sehr steilen, aus grossen Blöcken bestehenden Partie im Übergang zum Haupttal plaziert. Angesichts der instabilen, grossen Blöcke im Steilhang war aber das Sprengen am unteren Profilende zu gefährlich. Von den fünf Schusspunkten wurden vier gleichmässig entlang des verbleibenden Profils verteilt. Der Schuss A wurde als Weitschuss von Westsüdwesten (oben) in der Auslage registriert.



Figur 28. Laufzeitendiagramm Profil SUV S1.

Die beiden Schichten (die grobblockige Oberflächenschicht und der schnellere Permafrost) gehen aus den Laufzeitkurven in Figur 28 hervor, obwohl insbesondere im talwärtigen Teil des Profils einige Einsätze sehr früh eintreffen. Für die Bestimmung der Oberflächengeschwindigkeit stehen nur wenige Registrierungen zur Verfügung:

Schussnah:

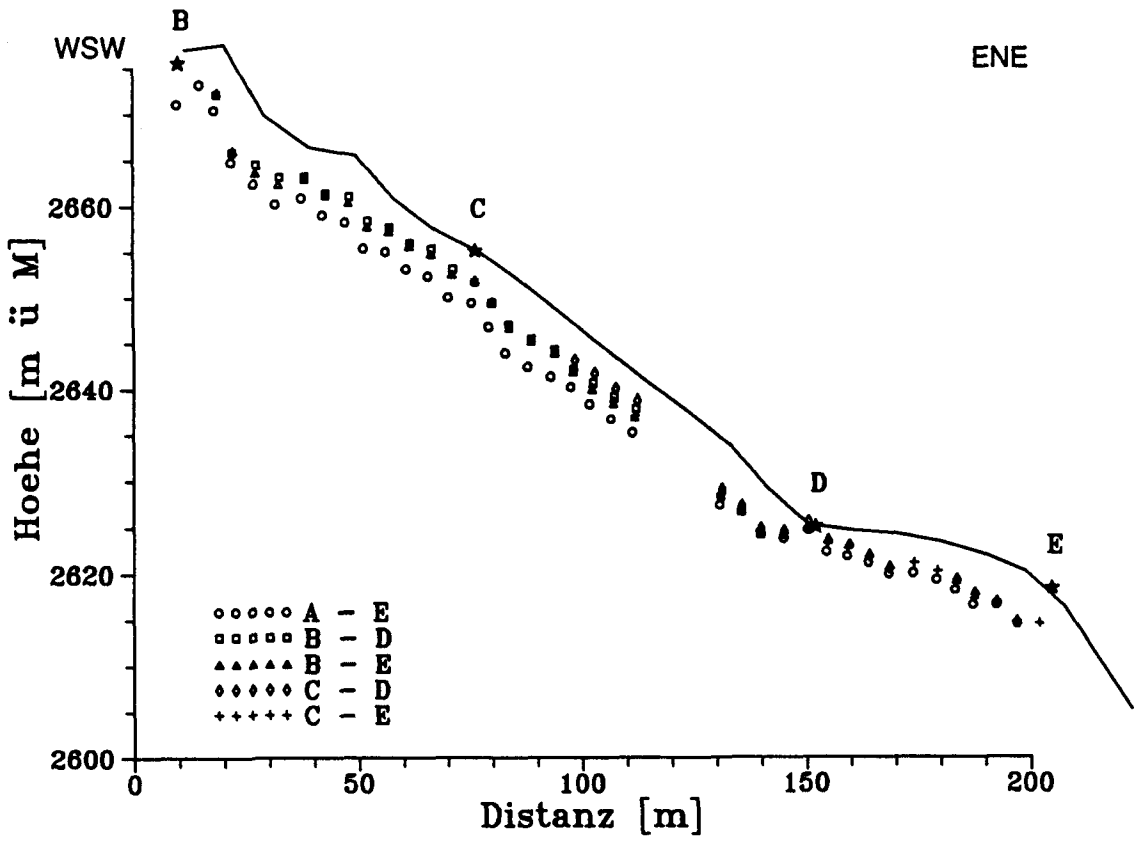
Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
SUV S1	*B*	*2*	*720*
SUV S1	*C*	*3*	*1'060*
SUV S1	*D*	*2*	*910*
SUV S1	*E*	*2*	*460*
SUV S1	*E*	*3*	*1'060*

Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
A / E	*260 m*	*3'700*
B / D	*150 m*	*3'500*
B / E	*202 m*	*3'550*
C / D	*81 m*	*3'500*
C / E	*133 m*	*3'400*

Auf den ersten Blick entsprechen die berechneten Refraktortiefen den Erwartungen (Figur 29): Ein mehr oder weniger oberflächenparalleler Permafrostspiegel, der sich im Graben bei Schuss D der Oberfläche nähert und beim konvexen Geländeübergang bei Schusspunkt E überdurchschnittlich tief liegt. Obwohl das Profil im obersten Teil des Blockgletschers liegt, ist die mittlere Tiefe des Refraktors (zwischen 2 und 6 m) relativ gross. Das Terrain enthält vor allem sehr grosse Blöcke. Folglich erhöht sich der Anteil an Lufträumen zwischen den Blöcken, und entsprechend tief liegt der

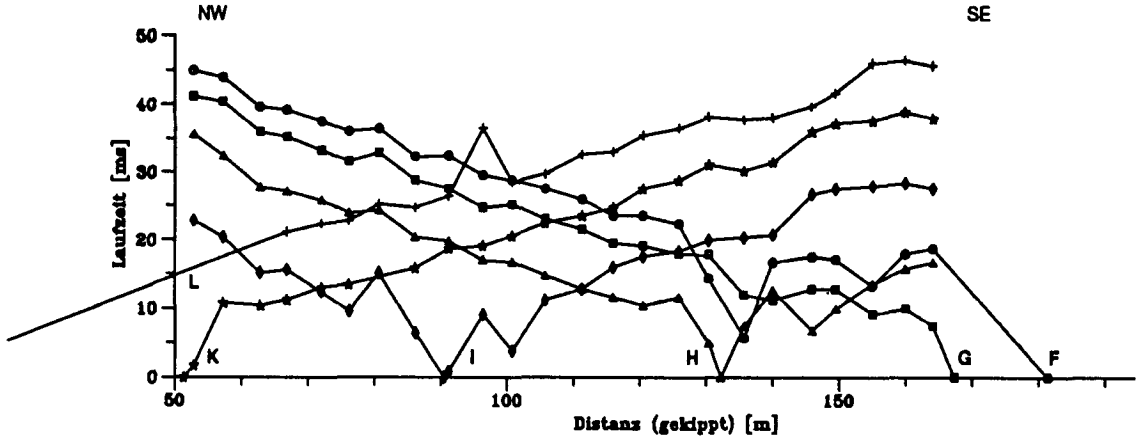
Permafrost. Es war übrigens im Gegensatz zu den anderen Blockgletschern auch nicht möglich, in den Gräben Wasser zu schöpfen, weil die grossen Blöcke den Zugang versperrten. Ausserdem streuen die Werte, welche aus den verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen hervorgehen, insbesondere zwischen den Schüssen B und D, ziemlich stark. Vor allem die Werte aus der Schusskonfiguration A - E unterscheiden sich in diesem Bereich deutlich von den anderen Konfigurationen. Der Grund dafür ist die grössere Refraktorgeschwindigkeit der langen Schuss-Gegenschuss-Konfiguration A - E.



Figur 29. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil SUV S1 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen.

3.2.8.2 Profil SUV S2

Das Querprofil im Kar liegt ungefähr 30 m hinter der Geländekante, die zum Haupttal überleitet. Vier Schüsse wurden gleichmässig auf die Auslage verteilt, die beiden Weitschüsse L und F dienten zur Abklärung einer allfällig geringen Felstiefe. Wie das Laufzeitendiagramm zeigt, wurde aber auch mit den Weitschüssen keine schnellere Schicht erfasst.



Figur 30. Laufzeitendiagramm Profil SUV S2.

Die Berechnung der Geschwindigkeiten aus den Laufzeitkurven (Figur 30) ergeben die folgenden Werte:

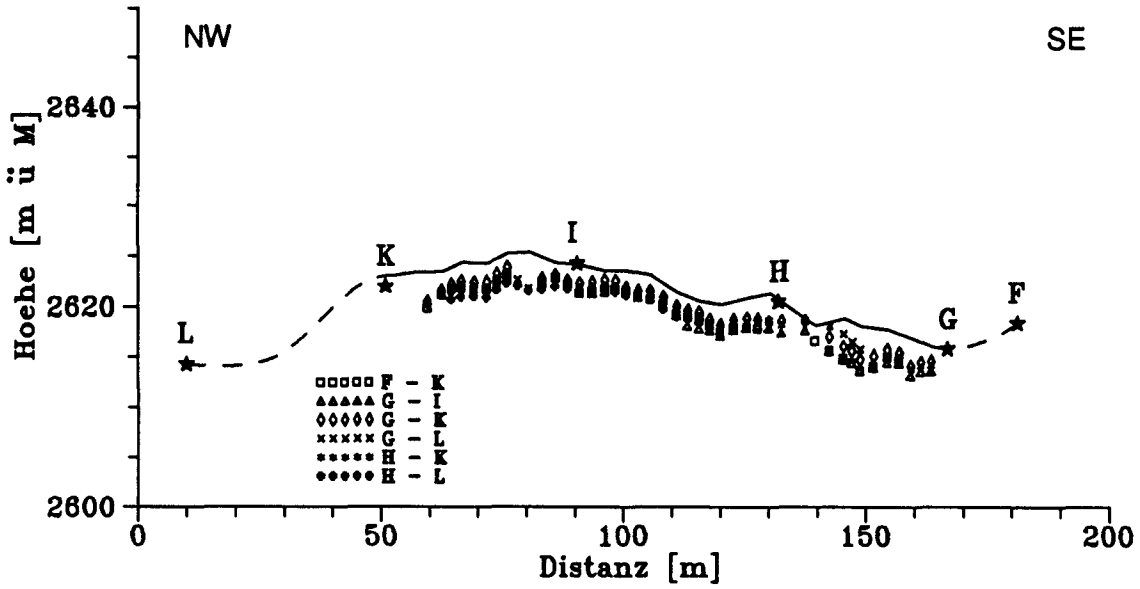
Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
SUV S2	*F*	*2*	*1'100*
SUV S2	*G*	*2*	*690*
SUV S2	*H*	*4*	*600*
SUV S2	*I*	*4*	*650*
SUV S2	*K*	*2*	*600*

Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
F / K	*130 m*	*3'350*
G / I	*77 m*	*3'200*
G / K	*116 m*	*3'300*
G / L	*156 m*	*3'600*
H / K	*81 m*	*3'250*
H / L	*121 m*	*3'450*

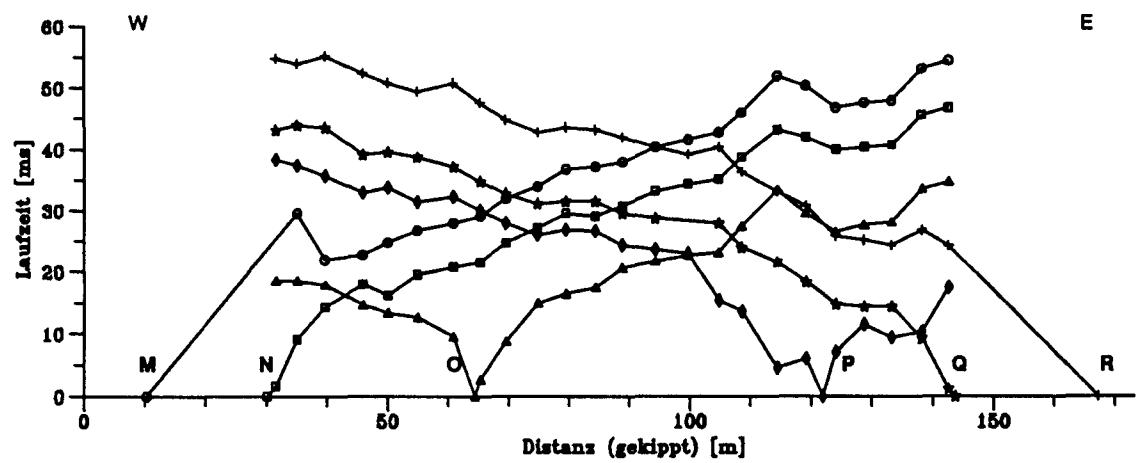
Figur 31 zeigt die Streubreite der Berechnungen aus den verschiedenen Schüssen. Die Abweichungen vom jeweiligen Mittelwert betragen maximal ± 0.8 m. Das Querprofil bestätigt die relativ grosse Mächtigkeit der ersten Schicht. Besonders interessant ist die Stelle südöstlich des Schusspunktes H bei ca. 140 m. In diesem Graben hört man an der Oberfläche deutlich das zwischen den Blöcken fliessende Wasser, die grossen und gegeneinander verklemmten Blöcke verhindern allerdings einen direkten Zugang. Unter der Annahme, dass das Wasser auf dem Permafrostspiegel abfliesst, dürfte dieser hier in ca. 1 m Tiefe liegen. Die Berechnungen bestätigen diese Vermutung. Ansonsten ist zu vermerken, dass zum Schusspunkt G hin die Mächtigkeit der obersten Schicht abnimmt. Auf dieser Seite liegt ein perennierender Schneefleck. Der Refraktor liegt bei diesem Profil in einer Tiefe von 1 bis knapp 4 m.



Figur 31. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil SUV S2 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen.

3.2.8.3 Profil SUV S3

Unterhalb der sehr grobblockigen Steilstufe, welche für den Blockgletscher den eigentlichen Übergang ins Haupttal Suvretta da San Murezzan bildet (vergleiche Figur 27), verläuft das Profil SUV S3 parallel zum Hang. Die Oberfläche ist am Rande durch die für Blockgletscher typischen groben Blöcke, in der Mitte hingegen auf einer Breite von ca. 50 m durch feinkörniges Material gekennzeichnet. Im Mittelteil hat sich auch eine spärliche Vegetation ansiedeln können. Die sechs Schusspunkte sind wie folgt auf das Profil verteilt: je zwei Weitschüsse (M und R) ca. 30 m ausserhalb der Profilenden mit ebenfalls je einem Schuss. Zwischen den beiden Schusspunkten P und O erstreckt sich der Teil mit dem feinen Oberflächenmaterial.



Figur 32. Laufzeitendiagramm Profil SUV S3.

Das Laufzeitendiagramm (Figur 32) zeigt, dass auch bei diesem Profil lediglich zwei Schichten erfasst werden konnten. Auffallend ist auch das systematisch spätere (bei ca. 115 m) und frühere (ca. 130 m) Eintreffen der ersten seismischen Welle. Es konnten die folgenden Geschwindigkeiten ermittelt werden:

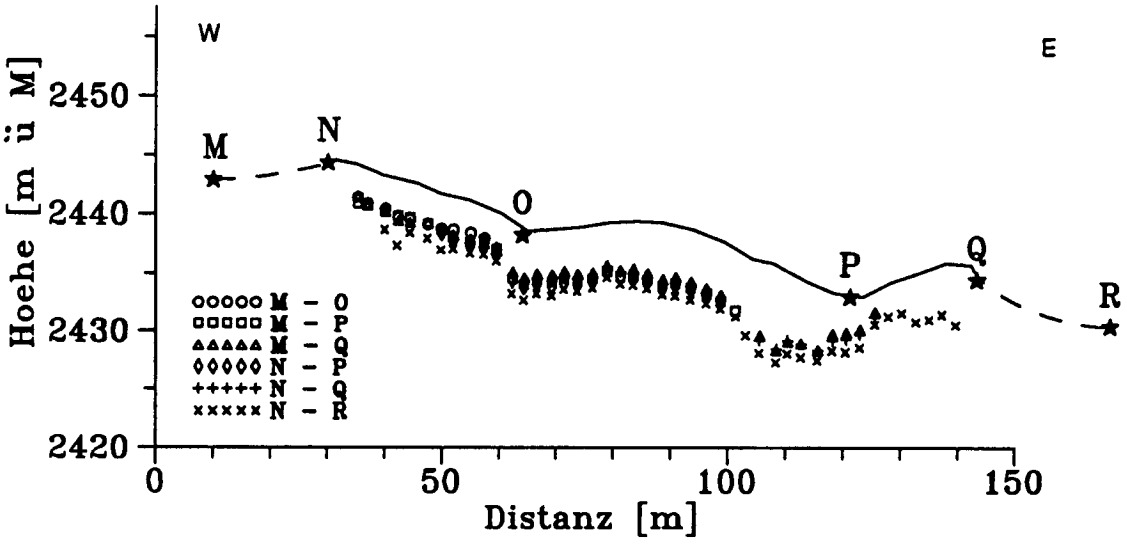
Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
SUV S3	*M*	*1 (?)*	*840*
SUV S3	*N*	*3*	*640*
SUV S3	*O*	*5*	*720*
SUV S3	*P*	*3*	*590*
SUV S3	*Q*	*3*	*700*
SUV S3	*R*	*1 (?)*	*1'030*

Schussfern:

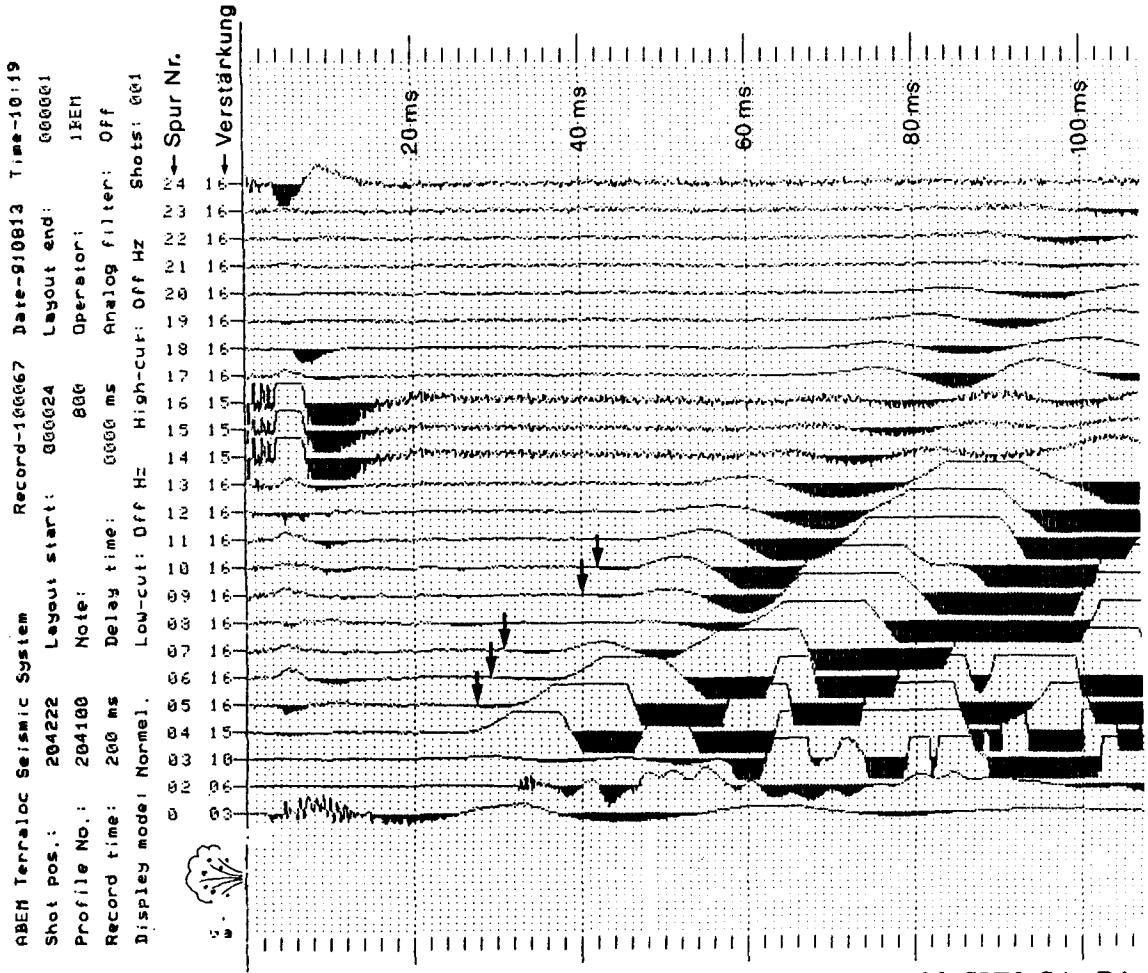
Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
M / O	*54 m*	*3'000*
M / P	*111 m*	*3'500*
M / Q	*133 m*	*3'250*
N / P	*91 m*	*3'450*
N / Q	*113 m*	*3'200*
N / R	*137 m*	*3'300*

Der Verlauf des Permafrostspiegels bei diesem Querprofil ist sehr interessant (Figur 33): Unter den mit groben Blöcken bedeckten Randzonen liegt er knapp 3 m bis 4 m tief, während er unter dem feinkörnigen Mittelteil zwischen fast 5 m bis über 7 m tief liegt. Die Extremwerte der einzelnen Konfigurationen liegen 1.2 m auseinander, und dementsprechend kann also mit einer Ungenauigkeit von weniger als ± 1 m gerechnet werden. Die Refraktorgeschwindigkeit von zirka 3'300 m/s deutet darauf hin, dass es sich hierbei um Permafrost handelt.



Figur 33. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil SUV S3 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen. Es fällt auf, dass der Refraktor in der Mitte (zwischen P und Q), wo die Oberfläche aus Feinmaterial besteht, tiefer liegt als an den grobblockigen Rändern des Blockgletschers.

3.2.8.4 Profil SUV S4



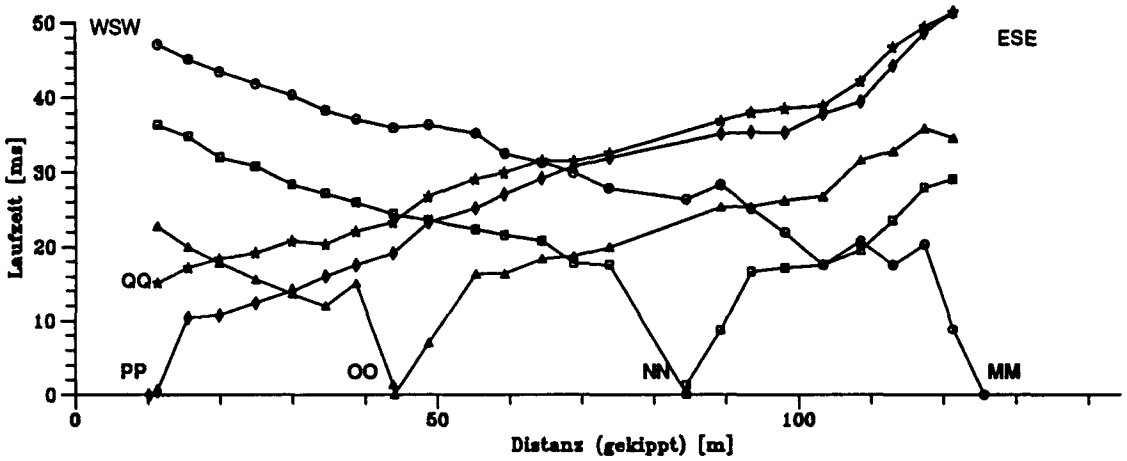
Figur 34. Seismogramm vom Schuss V (800 g Telsit A) von Profil SUV S4. Die deutlichen Einsätze der Spuren 12 bis 23 entsprechen sicherlich nicht dem Ersteinsatz, wie aus den Spuren 5 bis 10 hervorgeht. Eine grössere Verstärkung hätte die Bodenunruhe zu gross werden lassen.

Das Längsprofil im unteren Blockgletscherteil wurde auf einer zentralen Fliesslinie ausgelegt. Generell besteht die Oberfläche aus teilweise sehr groben Blöcken. Die grössten erreichen Volumen von ungefähr 10x7x5 m^3. Der Geophonabstand betrug ca. 10 m, und die aus 24 Kanälen (das entspricht einer Länge von 230 m) bestehende Auslage wurde dreimal überlappend versetzt. In jede Auslage wurde ein Weitschuss von jeweils 1 kg Telsit A geschossen. Die Schüsse an den Profilenden waren wie auf dem Blockgletscher Muragl, wo die Ersteinsätze klar waren, mit je 800 g Sprengstoff dotiert. Auf dem Blockgletscher Murtèl wurde für vergleichbare Distanzen gar maximal 400 g eingesetzt. In Figur 34 sind die Seismogramme des Profilendschusses V des ersten Teilastes dargestellt. Auf den Spuren 5 bis 10 ist der kleine Einsatz der Primärwelle sichtbar, welcher von einem Einsatz grösserer Amplitude gefolgt wird. Von Kanal 11 an ist lediglich der spätere Einsatz erkennbar. Das Rauschen insbesondere der Kanäle 13, 14, 15, 22, 23 und 24 zeigt, dass eine grössere Verstärkung des Signals nicht möglich war. Somit ist dieses Profil nicht auswertbar. Es erlaubt aber die Feststellung, dass mit ähnlich dotierten Sprengungen wie auf anderen Blockgletschern qualitativ schlechtere Ersteinsätze registriert wurden. Die Ankoppelung der

Geophone und Sprengungen ist auf diesem Blockgletscher noch schwieriger als sonst im Permafrost. Die Oberfläche ist einerseits durch überdurchschnittlich grosse Blökke charakterisiert. Andererseits gibt es aber auch eine bemerkenswert gut ausgebildete Vegetationsbedeckung (Rasen und Stauden), die eine bessere Ankoppelung geben müsste.

3.2.8.5 Profil SUV S5

Dieses Querprofil verläuft schräg über den nördlichsten Teil des Blockgletschers. Die grossen Blöcke verursachen in diesem Bereich sehr grosse Hohlräume, wodurch der Permafrostspiegel vermutlich relativ tief zu liegen kommt. Das erklärt auch, weshalb die Schusspunkte jeweils deutlich unter der Oberfläche lagen (Figur 36). Insgesamt deutet die steile Berandung des Blockgletschers darauf hin, dass der Permafrost in diesem Teil aktiv ist. Von den fünf Schüssen liegt einer als Weitschuss am Fusse der östlichen Seitenberandung des Blockgletschers.



Figur 35. Laufzeitendiagramm Profil SUV S5.

Aus den Laufzeitkurven in Figur 35 geht hervor, dass für die Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit in der obersten Schicht die Registrierungen von mehreren Geophonen zur Verfügung stehen. Das deutet darauf hin, dass der Refraktor relativ tief liegt. Ausserdem treffen die Signale ab ca. 100 m bis zum Schusspunkt MM systematisch später ein. Ansonsten können zwei Schichten mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten beobachtet werden. Nachfolgend die berechneten Werte:

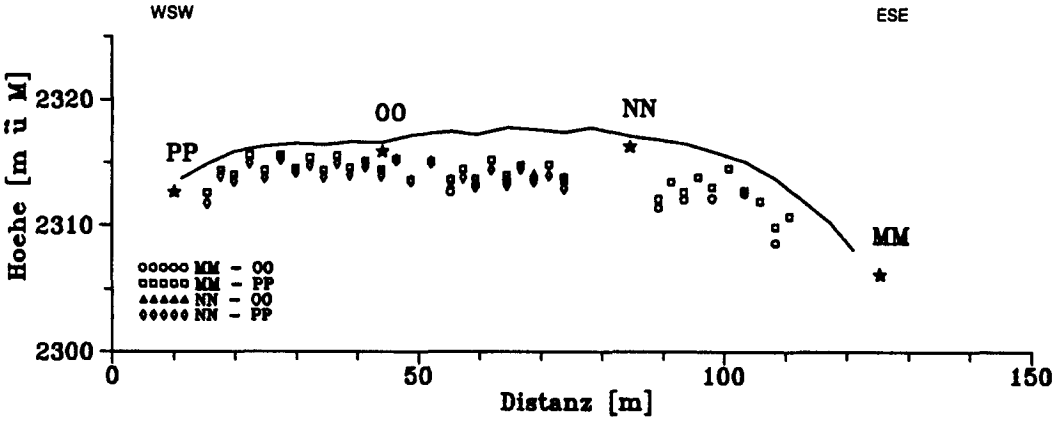
Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
SUV S5	*MM*	*2*	*410*
SUV S5	*NN*	*4*	*580*
SUV S5	*OO*	*4*	*640*
SUV S5	*PP*	*2*	*580*

Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
MM / NN	*42 m*	*3'000*
MM / OO	*82 m*	*3'400*
MM / PP	*116 m*	*3'000*
NN / OO	*40 m*	*3'000*
NN / PP	*74 m*	*3'000*

Es fällt auf, dass die Geschwindigkeiten zwar typisch sind für Auftauschicht und Permafrost, dass sie aber durchwegs etwas tiefer sind als diejenigen der anderen Profile. Wie die Berechnungen der Refraktortiefe zeigen (Figur 36), liegt der Permafrost in einer Tiefe von 1 bis 3 m , wobei auf der Westseite des Profils die grobblockige Oberflächenschicht dünner ist als auf der Ostseite. Die Streuung ist vergleichbar mit den vorhergehenden Profilen, d.h. die Tiefenwerte dürften auf ca. ± 1 m stimmen.



Figur 36. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil SUV S5 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen.

3.2.8.6 Zusammenfassung Blockgletscher Suvretta

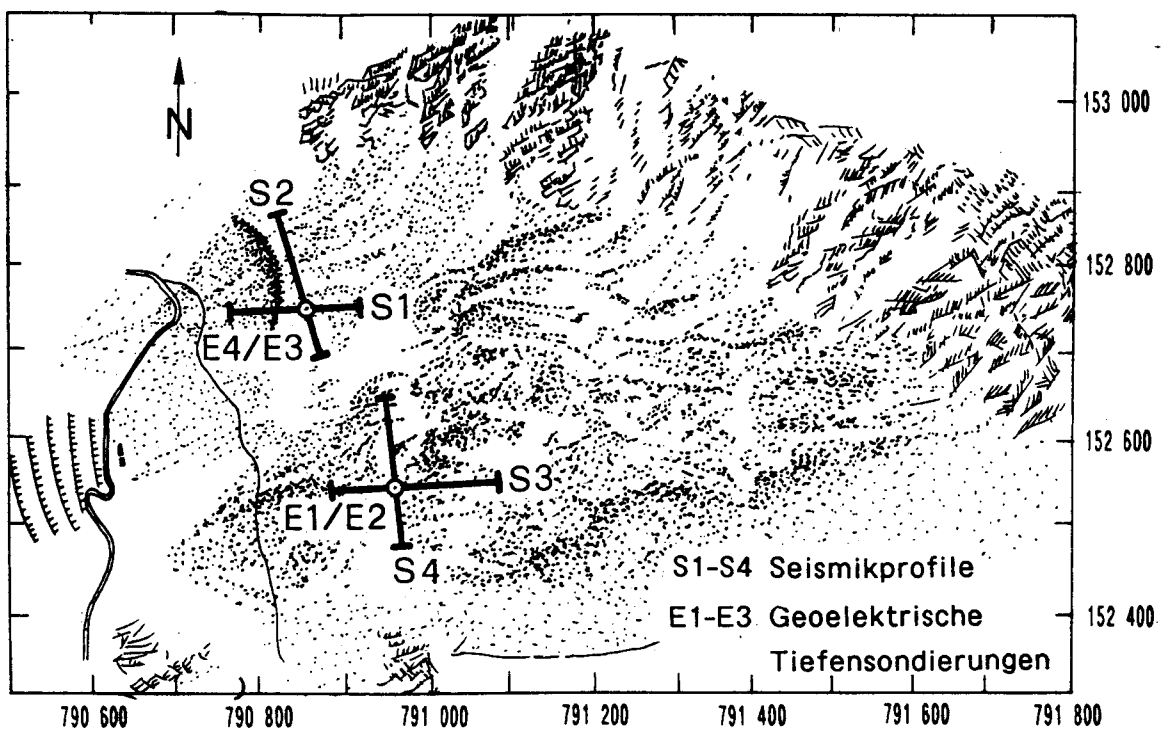
Auf dem Blockgletscher Suvretta wurden insgesamt fünf refraktionsseismische Profile aufgenommen. Es kristallisierten sich dabei die folgenden Punkte heraus:

- Aus sämtlichen Laufzeitkurven gehen zwei Schichten verschiedener seismischer Geschwindigkeit hervor. Die beiden Schichten entsprechen der grobblockigen Oberflächenschicht, der Permafrost wird dem darunterliegenden Refraktor zugeordnet.
- In der Oberflächenschicht beträgt die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen 500 - 1'000 m/s, wobei zumeist Werte zwischen 500 und 700 m/s berechnet wurden.
- Die Mächtigkeit der Oberflächenschicht variiert von 1 bis 7 m. Sie hängt stark vom Aufbau der Oberfläche ab: Grössere Werte wurden in Gebieten mit feinkörnigen Oberflächenmaterial berechnet.
- Der unterschiedliche Verlauf des Permafrostspiegels unter konkaven und konvexen Geländeformen konnte teilweise bestätigt werden.
- Die Refraktorgeschwindigkeit liegt zwischen 3'000 und 3'700 m/s, was für Permafrost typisch ist. Generell nimmt sie von den höhergelegenen Gebieten zur Zunge hin von ca. 3'600 m/s auf 3'000 m/s ab. Der Grund dafür könnte im ungefrorenen Wasseranteil (S_W nach King et al. 1988) liegen, der an der Zunge (auf ca. 2'300 m ü. M., für Permafrostgebiete relativ tief) sicherlich grösser ist.

- Eine dritte Schicht mit grösseren Ausbreitungsgeschwindigkeiten (z.B. Fels) wurde bei keinem Profil beobachtet.
- Dadurch, dass die Blöcke teilweise sehr gross sind und der dazwischenliegende Luftraum entsprechend gross ist, wurden die Sprengungen ohne Verdämmung teilweise hoch über dem Refraktor gezündet. Der Grossteil der Energie konnte so vermutlich gar nicht in den Untergrund gebracht werden.

3.2.9 Pontresina - Schafberg

Auf dem Pontresina-Schafberg wurden bereits 1989 für die Standortbestimmung der Bohrlöcher refraktionsseismische Messungen durchgeführt (Geotest 1990, VAW 1991). Bei der Feldkampagne 1992 ging es darum, die untiefe Struktur der Umgebung der Bohrlöcher mit kurzen Geophonabständen zu erfassen. Zu diesem Zweck wurden je zwei senkrecht zueinander stehende Profile pro Bohrloch aufgenommen, wobei das Bohrloch jeweils bei ca. einem Drittel der Profilauslage zu liegen kam (Figur 37). Der Abstand der Geophone betrug 5 m.

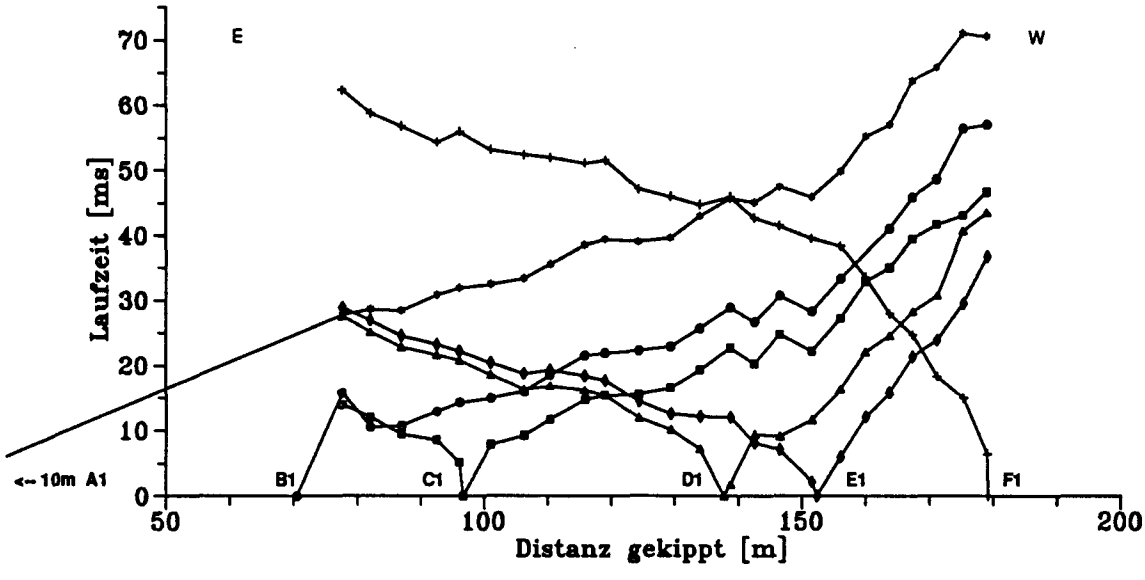


Figur 37. Die seismischen Profile SFB S1 und SFB S2 und die geoelektrischen Tiefensondierungen SFB E3 und SFB E4 kreuzen sich je beim Bohrloch 2/1990, welches sich unmittelbar oberhalb des Steilhanges im Val Giandains befindet. SFB S3, SFB S4, SFB E1 und SFB E2 verlaufen über das Bohrloch 1/1990.

3.2.9.1 Profile beim Bohrloch 2/1990

Profil SFB S1

Profil SFB S1 verläuft in ost-westlicher Richtung in der Fallinie über das Bohrloch 2/1990. Die letzten ca. 40 m auf der Westseite des Profils liegen im Steilhang des Val Giandains, welches als Lawinenanrisszone verbaut werden sollte. Von den sechs Schüssen wurde einer auf der Ostseite als Weitschuss ausserhalb des Profils gezündet, die anderen wurden gleichmässig auf das Profil verteilt (siehe Figur 39).



Figur 38. Laufzeitendiagramm Profil SFB S1

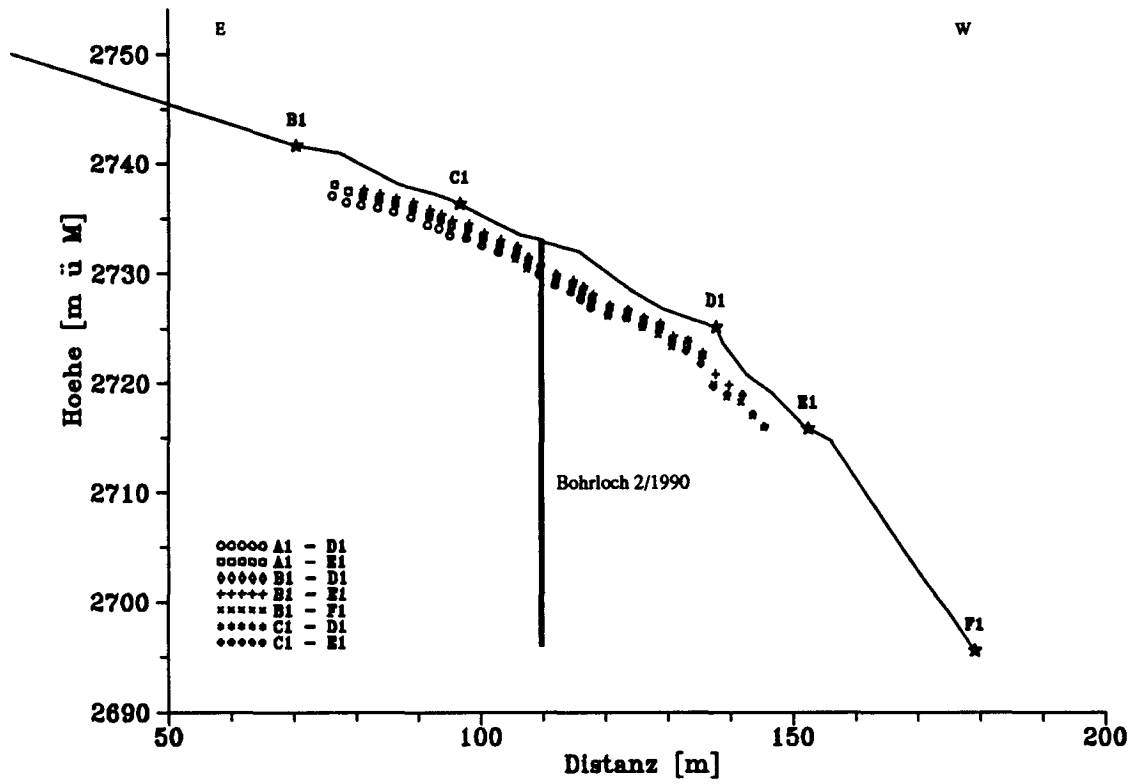
Im Laufzeitendiagramm (Figur 38) fällt auf, dass die Einsätze zwischen dem Schusspunkt E1 und dem westlichen Profilende systematisch verspätet eintreffen gegenüber den Signalen zwischen 100 und 150 m. In diesem Bereich sind von den beiden Schüssen E1 und F1 keine refraktierten Signale zu beobachten. Obwohl bei F1 aus den beiden schussnächsten Geophonen eine weitere (oberste und dünnmächtige) Schicht interpretiert werden könnte, wird im folgenden nur mit einer einzigen Schicht gerechnet. Die Geschwindigkeiten der direkten Wellen sind über sämtliche sieben Geophone zwischen den Schusspunkten zu ermitteln und liegen bei 950 m/s (E1) resp. 800 m/s (F1). Diese Werte sind für das Lockermaterial, wie es an der Oberfläche vorkommt, typisch. Allerdings tritt bis 30 m kein Knickpunkt auf. Unter der Annahme, der Refraktor habe eine Permafrostgeschwindigkeit (3'600 m/s) und der Knickpunkt liege bei 30 m, resultierte eine Refraktortiefe gut 11 m. Umgekehrt bedeutet das, falls ein entsprechender Refraktor nahe (z.B. 2 bis 5 m Tiefe) der Oberfläche läge, dieser im Laufzeitendiagramm einen Knickpunkt hervorrufen würde. Aus diesem Grunde wurde das Profil in zwei Teilen ausgewertet: Der Abschnitt II zwischen den beiden Schüssen E1 und F1 (oben besprochen) und der Abschnitt I oberhalb des Steilhanges zwischen den Schüssen A1 und E1. Auf dem Abschnitt I ist ein Refraktor erkennbar. Aus den Berechnungen gingen die folgenden Geschwindigkeiten hervor:

Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
SFB S1	*B1*	*1*	*460*
SFB S1	*C1*	*2*	*610*
SFB S1	*D1*	*3*	*740*
SFB S1	*E1*	*3*	*880*
SFB S1	*E1*	*8*	*950*
SFB S1	*F1*	*3*	*520*
SFB S1	*F1*	*7*	*780*

Schussfern:

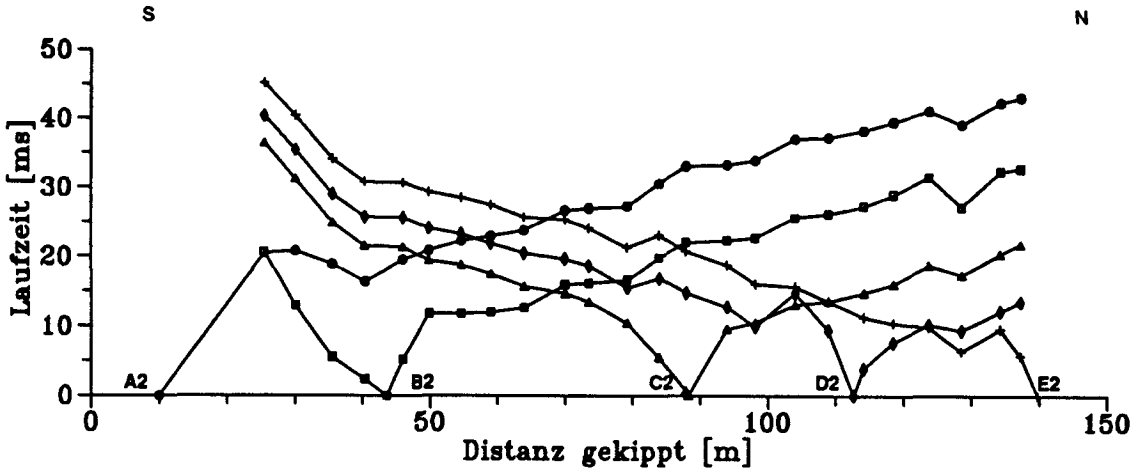
Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
A1 / D1	*130 m*	*3'600*
A1 / E1	*146 m*	*3'700*
A1 / F1	*179 m*	*3'750*
B1 / D1	*69 m*	*3'400*
B1 / E1	*86 m*	*3'500*
B1 / F1	*118 m*	*3'750*
C1 / D1	*43 m*	*3'500*
C1 / E1	*59 m*	*3'400*
C1 / F1	*91 m*	*3'600*



Figur 39. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil SFB S1 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen. Zwischen den Schusspunkten E1 und F1 konnte kein Refraktor ermittelt werden.

Wie Figur 39 zeigt, liegt zwischen B1 und E1 der Permafrost, dessen Ausbreitungsgeschwindigkeit zwischen 3'400 und 3'750 m/s liegt, 2 bis 4 m unter der Oberfläche. Beim Bohrloch 2/1990 beträgt der errechnete Wert 2.5 m. Die Streuung der verschiedenen Berechnungen beträgt ca. 1 m. Der Permafrostspiegel verläuft ungefähr parallel zur Oberfläche.

Profil SFB S2



Figur 40. Laufzeitendiagramm Profil SFB S2.

Das zweite Profil beim Bohrloch 2/1990 wurde in Richtung Nord-Süd hangparallel mit einem Geophonabstand von 5 m ausgelegt. Das Südende liegt bereits im teilweise grasbewachsenen Gebiet, die nördliche Fortsetzung des Profils führt steil hinauf zu einer Trockensteinmauer. Es wurde nur der Schuss A2, südlich des Profils, als Weitschuss verwendet.

Aus den Laufzeiten (Figur 40) geht zunächst hervor, dass es sich auch hier um einen Fall mit zwei Schichten handelt. Ausserdem treffen die Einsätze zwischen den beiden Schüssen A2 und B2 deutlich verspätet ein, ähnlich wie das bereits am westlichen Ende des Profils SFB S1 zu beobachten war. Es ergeben sich die folgenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten:

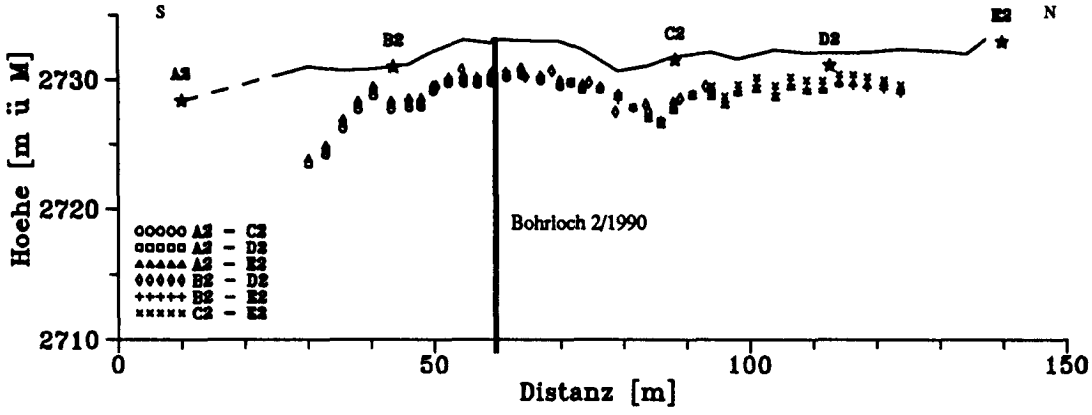
Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
SFB S2	*A2*	*1*	*760*
SFB S2	*B2*	*2 (05,06)*	*530*
SFB S2	*B2*	*4 (01-04)*	*970*
SFB S2	*C2*	*4*	*800*
SFB S2	*D2*	*5*	*850*
SFB S2	*E2*	*2*	*790*

Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
A2 / C2	*78 m*	*3'500*
A2 / D2	*103 m*	*3'550*
A2 / E2	*130 m*	*3'650*
B2 / D2	*69 m*	*3'600*
B2 / E2	*96 m*	*3'600*
C2 / E2	*52 m*	*3'600*

Die Refraktorgeschwindigkeit von 3'500 bis 3'600 m/s entspricht den bisher ermittelten Permafrostgeschwindigkeiten. Vermutlich sinkt der Permafrost südlich von Schusspunkt B2 ziemlich steil ab, denn beim letzten Geophon liegt er bereits tiefer als 8 m (Figur 41). Es wäre allerdings auch denkbar, dass der Permafrostkörper auf der Südseite begrenzt ist. Die Mächtigkeit der Oberflächenschicht nimmt tendenziell nach Norden ab, wobei die Werte zwischen 2 und knapp 4 m liegen. Beim Bohrloch liegt der Permafrost in einer Tiefe von 2.5 m.



Figur 41. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil SFB S2 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen.

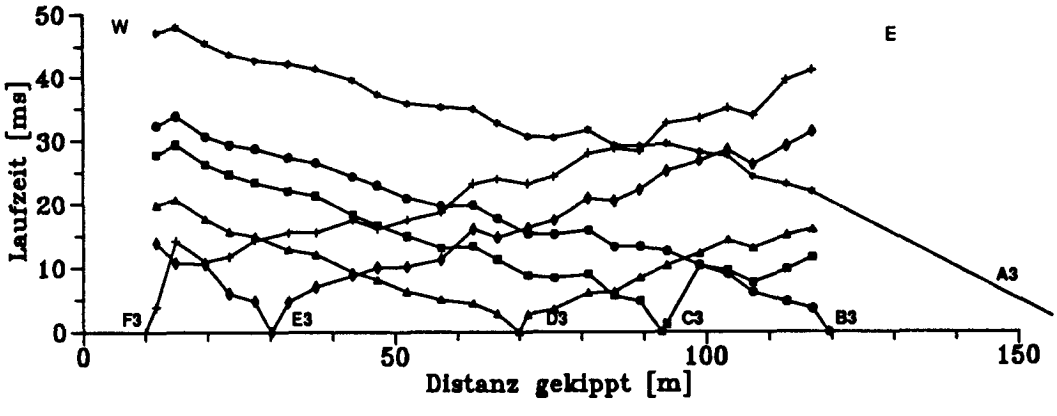
Im Bohrloch 2/1990 wurden im Rahmen der bohrlochgeophysikalischen Messungen Sonic-Messungen durchgeführt (VAW 1992). Leider konnte nur der Tiefenbereich zwischen 5.5 m und 9.5 m erfasst werden. Die Geschwindigkeitswerte liegen zwischen 3'400 m/s und 4'000 m/s und bestätigen somit die durch die Oberflächenseismik berechneten Ausbreitungsgeschwindigkeiten.

3.2.9.2 Profile beim Bohrloch 1/1990

Beim Bohrloch 1/1990 wurden ebenfalls zwei zueinander senkrechte Profile mit einem Geophonabstand von ungefähr 5 m ausgelegt. Das Bohrloch liegt auf einer blockgletscherähnlichen Kriechstruktur, und der Fels wurde in einer Tiefe von 16 m erreicht.

Profil SFB S3

Das Profil verläuft in Richtung West-Ost. Ein Weitschuss wurde ca. 50 m vom östlichen Profilende entfernt gezündet, konnte jedoch nicht eingemessen werden.



Figur 42. Laufzeitendiagramm Profil SFB S3.

Es wurden die folgenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten bestimmt:

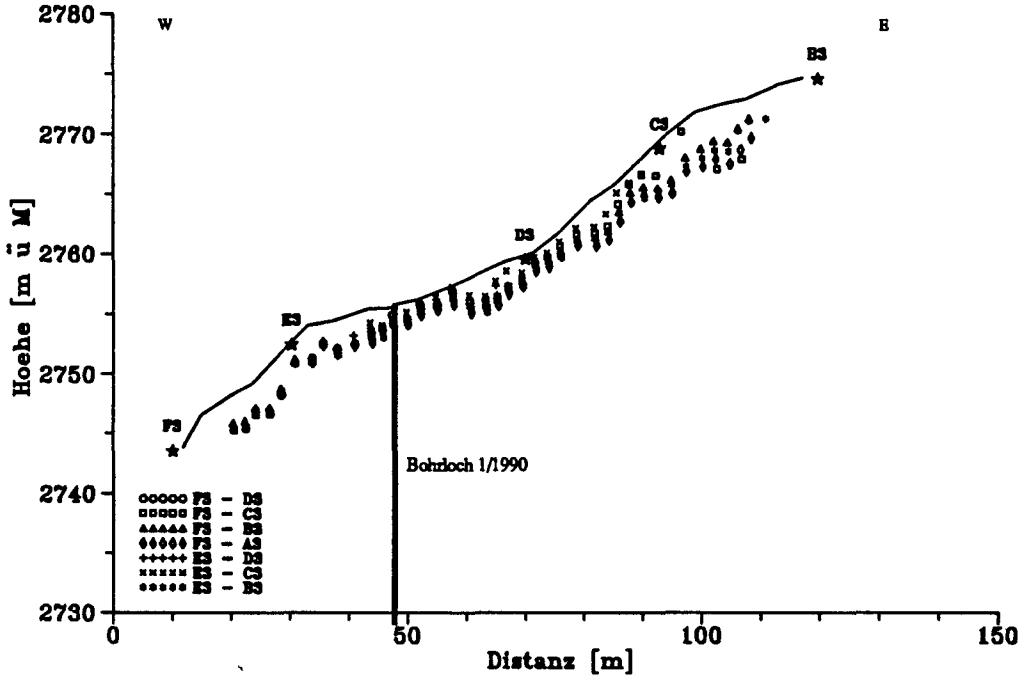
Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
SFB S3	*B3*	*1*	*920*
SFB S3	*C3*	*3*	*720*
SFB S3	*D3*	*2*	*1'220*
SFB S3	*E3*	*2*	*670*
SFB S3	*F3*	*2*	*400*

Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
A3 / D3	*100 m*	*3'800*
A3 / F3	*160 m*	*4'100*
B3 / D3	*52 m*	*3'400*
B3 / E3	*92 m*	*3'400*
B3 / F3	*114 m*	*3'800*
C3 / E3	*65 m*	*3'500*
C3 / F3	*87 m*	*3'600*
D3 / E3	*40 m*	*3'400*
D3 / F3	*62 m*	*3'900*

Die Laufzeitkurven in Figur 42 zeigen, dass selbst beim Weitschuss A3 keine Felsgeschwindigkeit beobachtet werden kann (gemäss der Bohrlochgeophysik müsste diese bei ca. 5'500 m/s liegen). Aus den unterschiedlichen Laufzeiten der direkten Welle kann hingegen darauf geschlossen werden, dass die Mächtigkeit der Auftauschicht variiert.



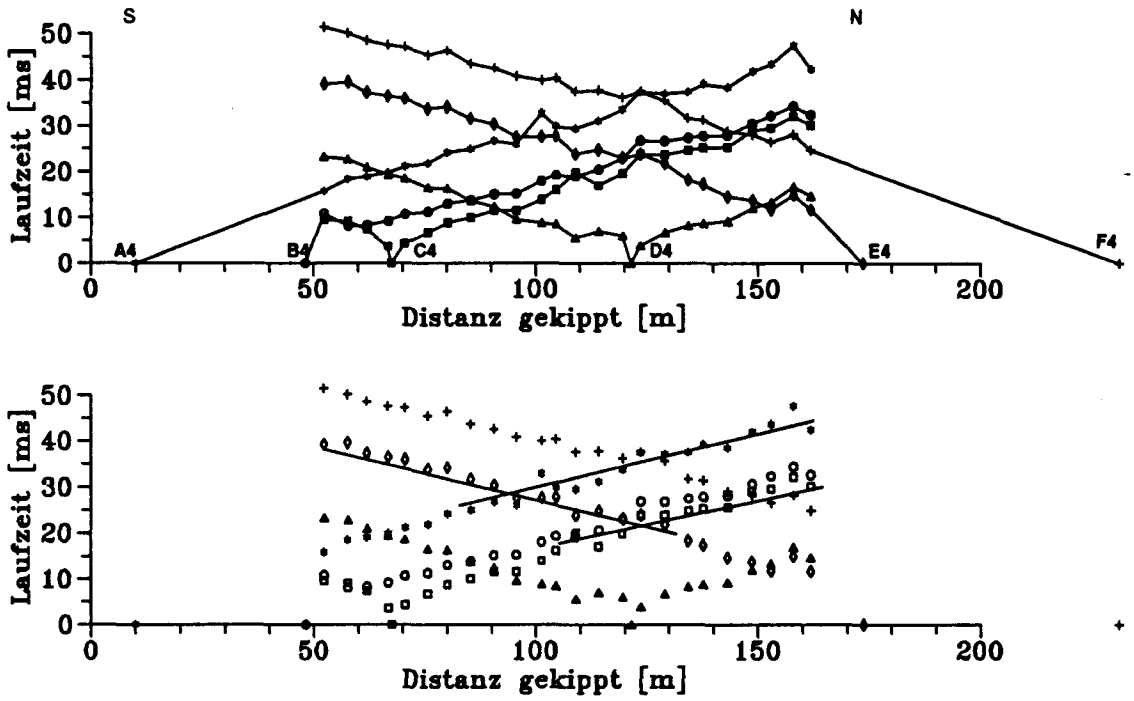
Figur 43. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil SFB S3 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen.

Wie Figur 43 zeigt, ist die Tiefe des Refraktors ziemlich unterschiedlich. Ebenso streuen die berechneten Tiefen je nach Schuss-Gegenschuss-Konfiguration ziemlich stark. An den Profilenden liegt der Permafrost in fast 3 m Tiefe, während es beim Bohrloch 1/1990 knapp 2 m sind. Unmittelbar östlich des Bohrlochs tritt der Refrak-

tor fast an die Oberfläche. In diesem Teil bleibt der Schnee lange liegen. Auch während den Messungen anfangs Juli 1992 lag dort noch beträchtlich Schnee. Vom Permafroststandpunkt her kann also von einer eigentlichen Muldenlage oder konkaven Geländeform gesprochen werden. Demgegenüber beträgt die Tiefe des Permafrostes bei den konvexen Geländeknicken nahe den Schusspunkten C3 und E3 3 m und mehr. Ähnliche Beobachtungen konnten bereits auf den anderen Blockgletschern gemacht werden.

Profil SFB S4

In Richtung Nord-Süd ausgelegt, verläuft das Profil SFB S4 auf dem Rücken der blockgletscherähnlichen Fliessstruktur. Nebst den vier auf das Profil regelmässig verteilten Schüssen, wurden zwei Weitschüsse an den Profilenden gezündet.



Figur 44. Laufzeitendiagramm Profil SFB S4. Die dritte, allenfalls den Fels widerspiegelnde Schicht ist in der unteren Grafik dargestellt.

Mit viel Phantasie kann aus den Laufzeitkurven der Schüsse A4, C4 und E4 eine dritte, schnellere Schicht herausgelesen werden (Figur 44). Die entsprechenden Mächtigkeiten der damit ermittelten zweiten (Permafrost-) Schicht, nach der Knickpunktmethode errechnet, liegen aber durchwegs in zu kleiner Tiefe verglichen mit den Resultaten der Bohrung:

Schuss	v1 [m/s]	v2' [m/s]	v3' [m/s]	x_{c2} [m]	d_1 [m]	d_2 [m]
A4	800	3'570	4'550	83	3	59
C4	800	3'130	5'190	58	3	46
E4	1'050	3'100	4'260	62	3	46

Eine Kampagne mit der Zielsetzung, die Felstiefe zu bestimmen, wäre entsprechend mit längeren Profilen durchzuführen. Die Messungen der Geotest wurden mit 10 m-Geophonabständen und grösseren Profilauslagen durchgeführt. Die Felstiefe konnte ziemlich genau berechnet werden.

Sicherer ist es, auch bei diesem Profil mit einem Zweischichtfall zu rechnen. Die folgenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten gehen aus den Berechnungen hervor:

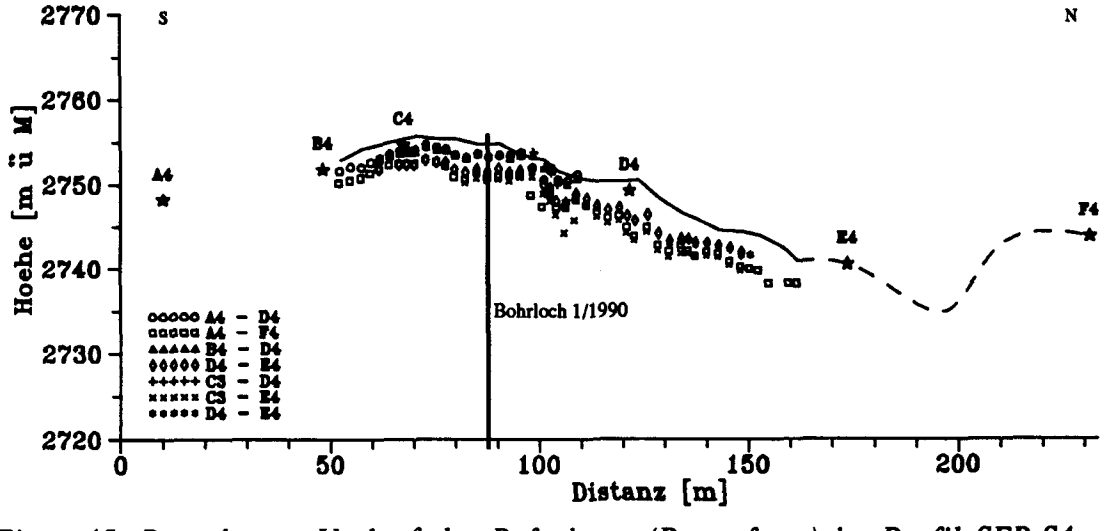
Schussnah:

Profil	*Schuss*	*Anzahl Geophone*	v_1 *[m/s]*
SFB S4	*B4*	*1*	*460*
SFB S4	*C4*	*3*	*850*
SFB S4	*D4*	*2*	*670*
SFB S4	*E4*	*1*	*1'090 (?)*

Schussfern:

Schüsse	*Distanz*	v_2 *[m/s]*
A4 / D4	*110 m*	*3'500*
A4 / E4	*163 m*	*3'850*
A4 / F4	*220 m*	*4'050*
B4 / D4	*73 m*	*3'600*
B4 / E4	*126 m*	*3'750*
C4 / D4	*54 m*	*2'900*
C4 / E4	*107 m*	*3'550*
D4 / E4	*53 m*	*3'000*
D4 / F4	*109 m*	*3'600*

Die Werte der Refraktorgeschwindigkeit sind sehr unterschiedlich (Variationsbreite von 2'900 bis 4'050 m/s). Die Geschwindigkeiten aus den Bohrlochmessungen (VAW 1992, Vonder Mühll and Holub 1992) liegen zwischen 3'500 und 4'200 m/s. Auch die berechneten Refraktortiefen schwanken beträchtlich (Figur 45). Der Grund liegt wahrscheinlich darin, dass das Profil auf dem eigentlichen Rücken zwischen dem Steilhang (im Westen) und der Mulde (im Osten) verläuft und somit die Verhältnisse sehr uneinheitlich sind und laterale Änderungen erfasst werden.



Figur 45. Berechneter Verlauf des Refraktors (Permafrost) im Profil SFB S4 mit verschiedenen Schuss-Gegenschuss-Konfigurationen.

3.2.9.3 Zusammenfassung Pontresina - Schafberg

Die vier refraktionsseismischen Profile auf dem Pontresina-Schafberg lassen die folgenden Schlüsse zu:

- Die grobblockige Oberflächenschicht weist eine seismische Geschwindigkeit von 450 -1'000 m/s auf.
- Ihre Mächtigkeit beträgt zwischen 1 und 7 m.
- Der als Permafrost interpretierte Refraktor ist durch die dafür typischen seismischen Geschwindigkeiten zwischen 2'900 und 4'000 m/s belegt.
- Im Steilhang des Val Giandains und beim stark bewachsenen Südende des Profils SFB S2 liegt ein Refraktor mit einer Geschwindigkeit von 3'500 m/s bis 4'000 m/s mindestens tiefer als 11 m resp. 8 m.
- Meist ist der Permafrostspiegel mehr oder weniger oberflächenparallel, wobei er bei konkaven Geländeformen untiefer, bei konvexen hingegen tiefer liegt.
- Ausser bei Profil SFB S4 konnte nirgends der Fels ausgemacht werden. Die Resultate sind aber auch hier im Vergleich mit den Bohrlochinformationen zweifelhaft, denn eigentlich müsste bei einer annähernd horizontalen Lagerung der Fels erfasst werden. Für eine eindeutige Bestimmung der Felstiefe ist es wichtig, im Laufzeitendiagramm die entsprechende Felsgeschwindigkeit verfolgen zu können. Das bedingt grosse Geophonauslagen. Andererseits könnte jedoch der in der Regel kleine P-Wellen-Einsatz mangels Energieübertragung in den Untergrund im Seismogramm in der Bodenunruhe untergegangen sein. Der als Ersteinsatz interpretierte Ausschlag wäre demnach einer späteren Phase des Seismogramms zuzuordnen.

3.2.10 Schlussfolgerungen Refraktionsseismik

An vier Orten im Permafrost wurden refraktionsseismische Messungen durchgeführt. Der kurze Geophonabstand von 5 resp. 10 m hat sich bewährt. Aus den meisten Profilen ging ein deutlicher Zweischichtenfall hervor. Es zeigte sich, dass insbesondere der Verlauf des Permafrostspiegels, beziehungsweise die Untergrenze der Auftauschicht zum Zeitpunkt der Messung, mit einer Ungenauigkeit von weniger als ±1 m berechnet werden kann, was aufgrund der Schwankungsbreite der verschiedenen Berechnungen hervor geht.

Die P-Wellen-Geschwindigkeit der 1 bis 8 m dicken, meist grobblockigen, oberflächennahen Auftauschicht variiert zwischen 400 und 1'300 m/s, wobei grosse Werte in eher grobblockigem Terrain festgestellt werden. Die tiefen Werte treten vor allem bei feinkörniger, teilweise bewachsener Oberfläche auf.

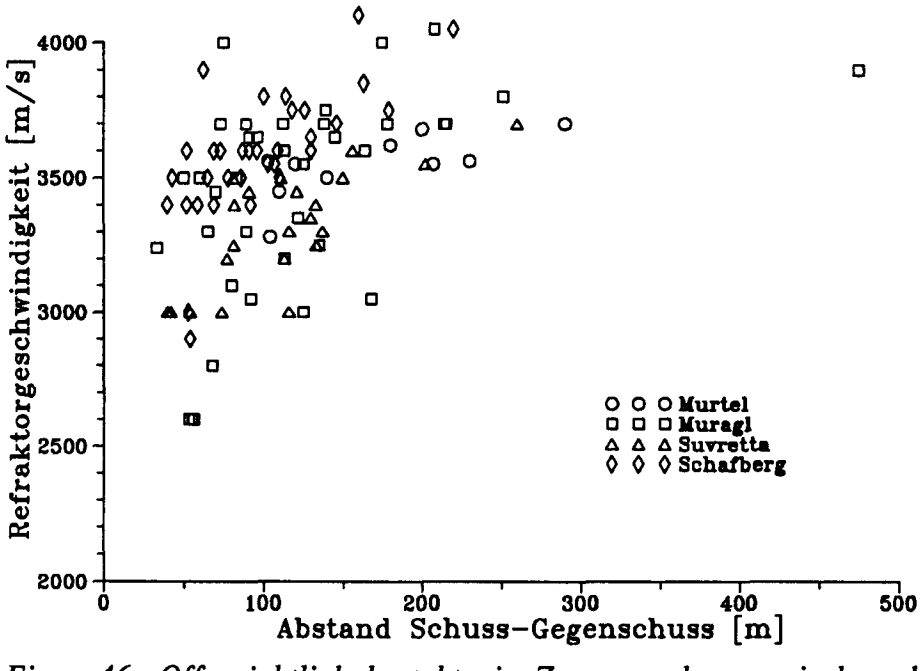
Der Refraktor wird ausnahmslos als der gefrorene Untergrund des Permafrostgebietes interpretiert. Die P-Wellen-Geschwindigkeiten liegen zwischen 2'600 und 4'000 m/s. Tendenziell werden die Geschwindigkeitswerte mit zunehmendem Abstand Schuss-Gegenschuss grösser (siehe Figur 46). Das deutet auf einen positiven Geschwindigkeitsgradienten mit der Tiefe hin. Der Permafrostspiegel verläuft generell mehr oder weniger oberflächenparallel. Häufig liegt er bei konvexen Geländeformen überdurchschnittlich tief, bei konkaver Topographie und insbesondere in Gräben ist er nahe an der Oberfläche.

Der Fels wurde nur in Ausnahmefällen erfasst. Vor allem beim Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg, wo er aufgrund der Bohrlochinformationen in 16 m Tiefe liegt, ist es erstaunlich, dass keine dritte, schnellere Schicht auftritt. Der Grund dafür liegt entweder bei den schwierigen topographischen Bedingungen oder darin, dass die Energie der Sprengungen nur ungenügend in den Untergrund geführt werden konnte.

Für die meisten refraktionsseismischen Studien im alpinen Permafrost wurde als Quelle ein schwerer Hammer verwendet (Barsch 1973, Haeberli und Patzelt 1982, Haeberli 1985, Haeberli and Epifani 1986, Keller 1987). Dementsprechend betrug die Profillänge meistens lediglich zwischen 50 und 80 m. Barsch (1973) und Keller (1987) werteten ihre Daten mit der Knickpunktmethode aus, während Haeberli die Plus-Minus-Methode (Hagedoorn 1959) verwendete. Der Vorteil der Plus-Minus-Methode besteht darin, dass die Refraktortiefe über die ganze Profillänge berechnet wird und somit auch laterale Variationen erfasst werden. Mit der Knickpunktmethode erhält man pro Profil lediglich eine durchschnittliche Tiefe für den Refraktor.

Der Einsatz von Sprengmitteln erlaubt nicht nur wesentlich längere Profilauslagen (bis fast 400 m). Durch den Einsatz von Mehrkanalapparaturen können die Einsätze der Sprengung über mehrere Geophone verfolgt werden. In den Alpen wurde Sprengseismik zur Untersuchung von Permafrostkörpern vor allem von der Firma Geotest AG, Zollikofen, im Auftrag der VAW (Geotest 1990, Haeberli et al. 1990) und den Universitäten Bern (Krummenacher and Budmiger 1992) und Freiburg (Gerber in Vorbereitung) eingesetzt.

Die Geschwindigkeitswerte sowohl für die Oberflächenschicht wie auch für den gefrorenen Schutt des Untergrundes liegen bei allen Arbeiten etwa im selben Bereich: King (1984) gibt für Permafrost mit einer Temperatur um 0°C Werte bis hinunter auf 2'200 m/s an. Die grössten gemessenen Werte liegen knapp über 4'000 m/s.



Figur 46. Offensichtlich besteht ein Zusammenhang zwischen dem Abstand der Schüsse und der Refraktorgeschwindigkeit: je grösser die Distanz desto höher die Ausbreitungsgeschwindigkeit. Die Daten stammen aus den vier Lokalitäten Murtèl-Corvatsch, Muragl, Suvretta und Pontresina-Schafberg.

3.3 Gleichstrom - Geoelektrik

3.3.1 Einleitung

3.3.1.1 Allgemeines

Das Verfahren der Geoelektrik nutzt die verschiedenen spezifischen elektrischen Widerstände der Gesteine resp. der Schichtung. Ursprünglich wurde es vor allem zur Untersuchung von geologischen Leitern, insbesondere bei der Erzprospektion und hydrogeologischen Fragestellungen (Grundwasserspiegel) angewendet. Dazu wird dem Untergrund über zwei (Primär-)Elektroden A und B, zwischen denen sich eine Gleichspannungsquelle befindet, ein Strom zugeführt. Der Stromkreis wird durch den mehr oder weniger gut leitenden Untergrund geschlossen, in welchem sich ein Potentialfeld ausbildet, das ausser von der Position der Elektroden und der Form der Erdoberfläche im wesentlichen von der Verteilung des spezifischen Widerstandes des Untergrundes bestimmt wird. Aus der Messung des Potentialunterschiedes zwischen den beiden (Sekundär-) Elektroden M und N sind dann umgekehrt Rückschlüsse über die Verteilung des spezifischen Widerstandes im Untergrund möglich. Beschreibungen über das Vorgehen im Feld sind z. B. in Flathe et Leibold (1976) zu finden.

Für die quantitative Auswertung wird, insbesondere bei hydrologischen Fragestellungen (Tiefe des Grundwasserspiegels), eine horizontale Schichtung angenommen. Zu einer Sondierungskurve gehört, rein theoretisch zumindest, eine eindeutige Tiefenverteilung des spezifischen Widerstandes. In der Praxis und besonders im Permafrost treten aber immer Abweichungen von der idealen Kurve auf, bedingt durch Differenzen zum horizontalen Schichtfall und durch Messungenauigkeiten. Bei der Anpassung einer Modellkurve sind also immer Abweichungen zu erwarten. Innerhalb einer bestimmten Genauigkeit können zudem sehr unterschiedliche Modelle liegen (Äquivalenzprinzip, z.B. Mundry et al. 1985). Ausserdem muss eine Schicht einen minimalen Quer- (Produkt aus spez. Widerstand und Mächtigkeit) resp. Längswiderstand (Quotient aus spez. Widerstand und Mächtigkeit) aufweisen, damit sie überhaupt in der Sondierkurve erfasst wird. Massgebend hierfür ist der relative Quer- resp. Längswiderstand, d.h. das Verhältnis zwischen der Schicht und ihrer Überlagerung.

Die theoretischen Grundlagen der Modellberechnungen sind in Koefoed (1979, p 19ff.) mitsamt Vorschlägen für die Computerprogrammierung zusammengestellt. Aus dem Ohm'schen Gesetz und unter Annahme der Quellenfreiheit (ausser der Stromeinspeisungspunkten) erhält man die Grundgleichung für das Potential V. Die Lösung hat die Form:

$$V = \int_0^{\infty} (\Phi(\lambda) \cdot e^{-\lambda z} + \Psi(\lambda) \cdot e^{+\lambda z}) \, J_0(\lambda r) \, d\lambda$$

wobei J_0 die Besselfunktion nullter Ordnung bedeutet. λ ist die Integrationsvariable. Die Funktionen $\Phi(\lambda)$ und $\Psi(\lambda)$ gehen aus den Randbedingungen hervor:

- Stetigkeit des Potentials an den Grenzflächen
- Stetigkeit der senkrechten Komponente der Stromdichte an den Grenzflächen
- kein Stromfluss durch die Oberfläche (el. Widerstand der Luft sei unendlich)
- Verschwindendes Potential mit wachsendem Abstand von der Quelle
- Singularität des Feldes in den Quellpunkten

Der scheinbare spezifische Widerstand ρ_a für die Schlumberger-Konfiguration mit dem Elektrodenabstand s = AB/2 lässt sich durch das Integral

$$\rho_{a,\,Schlumb.} = \rho_1 s^2 \int_0^{\infty} K(\lambda) \, \lambda \, J_1(\lambda s) \, d\lambda$$

darstellen, wobei J_1 die Besselfunktion erster Ordnung bedeutet. Für die Berechnung der Funktion $K(\lambda)$ [$= 1+2\Phi_1(\lambda)$] aus den Parametern ρ_i (spezifischer Widerstand der i-ten Schicht) und h_i (Mächtigkeit der i-ten Schicht) gibt Koefoed (1979) entsprechende Rekursionsformeln an.

Mundry et al. (1985) verwenden anstelle von $K(\lambda)$ eine ähnliche Funktion (die Kernfunktion $T_1(\lambda)$). Bei der Rekursion stützen sie sich auf Kunetz (1966), bei welcher im Gegensatz zu Flathe (1955) von der untersten Schicht beginnend nach oben ausgewertet wird. Dies ermöglicht einen leichtere Programmierung:

$$T_i = \rho_i \frac{T_{i+1} + \rho_1 \cdot \tau_i}{\rho_i + T_{i+1} \cdot \tau_i} \qquad (i = n\text{-}1, n\text{-}2, \ldots, 1)$$

$$\tau_i = \tanh \lambda h_i = \frac{1 - u_i}{1 + u_i}$$

$$u_i = e^{-2\lambda h_i}$$

Die Interpretation geoelektrischer Messungen erfolgt in zwei Schritten: Zunächst wird ein Modell gesucht, das die Verteilung des spezifischen Widerstandes im Untergrund darstellt und möglichst gut die gemessenen scheinbaren Widerstände reproduziert. Der zweite Interpretationsschritt besteht darin, den elektrisch unterschiedenen Schichten entsprechende Lithologien zuzuordnen.

Während in früheren Jahren die Auswertung der Sondierungen mittels Kurvenatlanten (z.B. Mundry und Homilius 1979), in welchen eine Fülle von Modellkurven mit diskreten Widerstandsverhältnissen zur Verfügung standen und Hilfspunktverfahren (Mundry et al. 1985, S.317ff) benutzt wurden, kommen heute entsprechende Computerprogramme zum Einsatz. Die meisten Programme basieren auf den Konzepten von Koefoed (1979) und passen, ausgehend von einem Anfangsmodell, in welchem die Schichtanzahl und -parameter festgelegt werden, durch Iterationverfahren (z.B. nach Pekeris) das Modell der Sondierungskurve an. Damit können beliebige Modelle (Anzahl Schichten, frei wählbare Widerstandsverhältnisse) untersucht werden. Das ist insbesondere bei grossen Widerstandsunterschieden, wie sie im Permafrost auftreten, wichtig.

Für die Auswertungen der vorliegenden Arbeit standen drei Auswertungsprogramme zur Verfügung:

- BBGE. Das Programm wurde von Dr. T. Kohl und Dr G. Schwarz (Institut für Geophysik, ETHZ) entwickelt. Es eignet sich besonders für wenig streuende Messdaten und ermittelt selbständig ein Modell mit der entsprechenden Schichtanzahl und den Parametern.
- SLINV (SchLumberger INVersion). Das Programm führt eine eindimensionale Inversion von Widerstandsmessungen nach der Schlumberger-Auslage durch (Arnason and Hersir 1988). Es wurde im Rahmen des Geothermal Training Programme der UNEP in Island entwickelt.
- RESIST87 (Vander Velpen 1988). In Vergleich zu den beiden anderen Programmen ist dieses sehr benutzerfreundlich. Ausserdem konvergiert es weniger schnell gegen extreme Werte als SLINV, welches nach wenigen Iterationsschritten bereits sehr kleine Mächtigkeiten ergibt.

Die meisten Auswertungen wurden mit RESIST87 durchgeführt, wobei die Resultate mit den anderen beiden Programmen verifiziert wurden.

3.3.1.2 Spezifischer Widerstand verschiedener Eisarten

Obwohl Eis in verschiedensten Variationen auftritt, wurde der spezifische Widerstand verschiedener Eisarten bisher nicht systematisch untersucht. Er hängt in erster Linie von der Temperatur, dem Eisgehalt (resp. dem Grad der Verunreinigung) und dem Chemismus ab. Shumskii (1964) betrachtet Eis als eine geologische Formation, deren Mineral das leichteste und zugleich kälteste überhaupt ist. Deshalb tritt Eis ausschliesslich im obersten Teil der Erdkruste auf. Die petrographische Einteilung kann durchaus auf das Gestein Eis übertragen werden:

- **"Magmatisches Eis"** (congelation ice): Es bildet sich aus einer Schmelze in Flüssen, Seen und Meeren, im gefrorenen Boden (Grundwasser/Bodenfeuchte) oder durch Reifbildung oder durch überfrierenden Regen.
- **"Sedimentäres Eis"** (sedimentary ice): Die verschiedenen Stadien des Schnees (Schneedecke, windtransportierter Schnee, Firn, Gletschereis).

Das Gestein Eis wird auch einer Metamorphose ausgesetzt: Diese kann entweder durch die Temperatur bedingt sein, oder durch dynamomechanische Prozesse, welche den Druck erhöhen.

Diese Aspekte können erklären, weshalb der spezifische Widerstand von 'sedimentary ice' nicht eng begrenzt ist. Hochstein (1967) bemerkt, dass für temperierte Gletscher die Werte grösser als 10 MΩm sind, für kalte Gletscher und polare Eisschilde hingegen bei ungefähr 100 kΩm liegen.

Röthlisberger (1967) und Röthlisberger and Vögtli (1967) berichten von geoelektrischen Messungen verschiedener Autoren auf temperierten und leicht kalten (-1°C) Gletschern der Alpen (z.B. Steingletscher/CH, Jungfraufirn/CH, Unteraar/CH, Mer de Glace/F). Sämtliche Widerstände liegen zwischen 10 und 120 MΩm. Auf dem Athabasca-Gletscher (Kanada) liegt der Eiswiderstand über 10 MΩm (Keller and Frischknecht 1960).

Die Widerstände im kalten Eis Grönlands liegen nach Meyer and Röthlisberger (1962) je nach Temperatur zwischen 100 und 350 kΩm. Reynolds and Paren (1984) führten an vier Stellen in der Antarktis geoelektrische Widerstandssondierungen durch. Sie bestätigen, dass der Widerstandsbereich für polares Eis 40 bis 200 kΩm beträgt, unabhängig von Setzungszustand und Vorgeschichte des Eises. Wolff and Paren (1984) vermuten, dass die relativ tiefen Widerstände des polaren Eises durch Wasser-Säure-Konzentrationen (vor allem H_2SO_4, HNO_3 und HCl) an den Korngrenzen zustande kommen. Sie leiteten ein Zwei- Phasen-Modell ab, das die Grössenordnung und die Temperaturabhängigkeit des Widerstandes erklärt.

Das Eis, welches sich im Permafrost bildet, gehört nach der Einteilung von Shumskii (1964) vorwiegend zum 'congelation ice' und hat wesentlich tiefere Widerstände als das 'sedimentary ice'. Typischerweise liegen die Werte zwischen 10 kΩm und wenigen MΩm (King 1984, Fisch und Fisch 1967). Die Bildung geschieht also im Untergrund und die darin enthaltenen Mineralien, welche sich im Eis einlagern, könnten die bessere Leitfähigkeit gegenüber dem sedimentär gebildeten Eis erklären. Ausserdem erfolgt insbesondere auf temperierten Gletschern, aber auch am Bett polarer Gletscher, durch die Schmelze eine Auswaschung der Verunreinigungen und somit auch der Ionen (Glen et al. 1977). Dadurch kann sich der spezifische Widerstand des 'sedimentary ice' erhöhen.

Ein typisches Merkmal der Permafrostgebiete in den Alpen sind perennierende Schneeflecken. Eigentlich gehören sie zur Hydrosphäre und nehmen deshalb die Stellung eines Merkmals der Übergangszone von 'congelation' zu 'sedimentary ice' ein. Sie überdauern den Sommer einerseits, weil die Strahlung in solchen Gebieten kleiner ist als in permafrostfreien Regionen, und andererseits, weil sie vom Lawinenschnee im Winter genährt werden. Im Sommer taut der Schnee auf, und aufgrund des gefrorenen Untergrundes gefrieren die Schneeflecken quasi als schmutziger Schneematsch. Ihr Widerstand dürfte bei wenigen MΩm liegen. Das ist aus der Sicht des 'congelation ice' hoch, aus der Perspektive des sedimentären Eises hingegen tief.

Østrem (1967) führte Labormessungen an künstlichen Eisproben und natürlichen Proben von Stauchmoränen durch. Die Widerstände schwankten zwischen 100 kΩm und 8 MΩm.

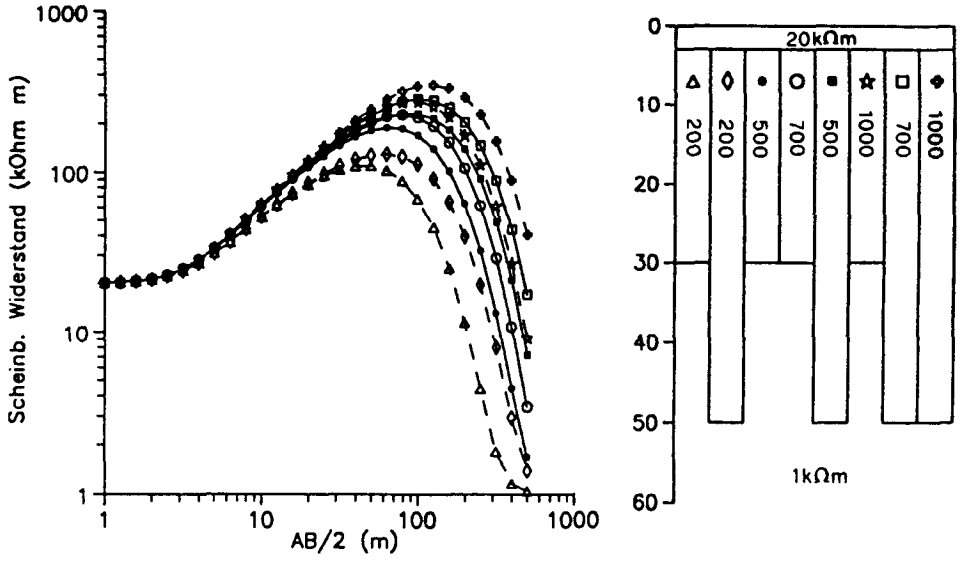
3.3.1.3 Geoelektrik im Permafrost

Im kontinuierlichen Permafrost Alaskas wird die Gleichstromgeoelektrik seit mehr als 50 Jahren für Tiefensondierungen (z.B. Séguin 1974), aber auch für Kartierungen (z.B. Mackay 1969, Sellmann et al. 1988) eingesetzt. King (1984) hat im Permafrost Skandinaviens geoelektrische Untersuchungen mit Temperaturmessungen und Hammerschlagseismik kombiniert. In den Alpen hat Fisch bereits in den fünfziger Jahren geoelektrische Messungen im Zusammenhang mit den Zuleitungsbauwerken des Dixence Staudammes durchgeführt (Fisch et al. 1977). Seither haben vor allem Barsch (Barsch and King 1989), King (King 1982, King 1984, King and Seppälä 1987, King et al. 1987) und Evin (Evin 1987, Evin and Fabre 1990, Evin et al. 1990a, Evin et al. 1990b) alpine Blockgletscher mit Hilfe dieser Methode untersucht.

Die typische Schichtenverteilung in Blockgletschern und auf alpinem Permafrost sieht unterhalb der Auftauschicht den eishaltigen Permafrost, welcher einen höheren Widerstand als die Auftauschicht aufweist. Unter dem Permafrost liegen die ungefrorenen, meist wasserhaltigen Schichten oder der Fels, welche spezifische Widerstände zwischen einigen hundert Ωm und einigen Zehnern von kΩm aufweisen. Obwohl die Widerstandswerte des Permafrostes (congelation ice) stark variieren, unterscheiden sie sich wie erwähnt deutlich von den auf temperierten Gletschern (sedimentary ice) gemessenen Werten.

Bei der geoelektrischen Tiefensondierung auf Blockgletschern sind folgende Punkte speziell zu berücksichtigen:

- Der spezifische Widerstand der Gesteine ist insbesondere im Bereich von 0°C stark temperaturabhängig (Hoekstra and McNeill 1973). Die Temperatur im Blockgletscher nimmt mit der Tiefe zu. Die entscheidenden physikalischen Grössen sind dabei die Jahresmitteltemperatur der Oberfläche, die Wärmeleitfähigkeiten im Untergrund sowie der geothermische Wärmefluss. Diese drei Grössen bestimmen also die Temperaturverteilung mit der Tiefe, welche folglich typischerweise von einigen Graden unter dem Gefrierpunkt des Wassers an der Oberfläche auf 0°C ansteigt. Im homogenen Permafrost ist somit mit einer temperatur- und entsprechend mit einer tiefenabhängigen Widerstandsverteilung zu rechnen. Die Werte nehmen kontinuierlich ab. Ausserdem nimmt der Eisgehalt mit der Tiefe erfahrungsgemäss oft ab, was ebenfalls zu einer Widerstandserniedrigung führt (vergleiche 4-Schicht-Modellierung).
- Auf dem grobblockigen Terrain der Blockgletscher gibt es praktisch nirgends Humus, in welchem die Elektroden problemlos angekoppelt werden könnten. Der Übergangswiderstand ist oft zu hoch. Es empfiehlt sich deshalb, mit einer geringen Stromstärke zu arbeiten. Hierzu wurden Versuche mit verschiedenen Ankoppelungsarten durchgeführt (siehe Kapitel 3.3.2).
- Figur 47 zeigt berechnete Kurven (den planparallelen Fall vorausgesetzt) für einige typische Permafrostkonstellationen. Für die Berechnung der Dicke der zweiten Schicht ist der Kulminationspunkt der Kurve wichtig. Dieser tritt in der Regel zwischen den AB/2-Werten 70 m bis 150 m auf. Häufig sind die Blockgletscher aber nicht wesentlich breiter als 200 m. Somit erreicht die Auslage oft genau dann das Gelände ausserhalb des Blockgletschers, wenn die für die Mächtigkeitsbestimmung wichtigsten Punkte gemessen werden sollten.



Figur 47. Einige berechnete Modellkurven für Widerstandsverteilungen, wie sie im Permafrost typischerweise auftreten können.

- Bei Messungen in länglichen Permafrostkörpern, wie es Blockgletscher in den Alpen meistens sind, tritt durch laterale Effekte oft übersteiles Ansteigen und vor allem Abfallen der Sondierkurve auf. Zudem beeinflusst die Verringerung des Übergangwiderstandes mit Salzwasser die Messkurve im Bereich kleiner AB/2-Werte.
- Für den Permafrost ist die sogenannte t-Äquivalenz zu berücksichtigen: Die Sondierkurve hängt vom Querwiderstand $t = d \cdot \rho$ (d = Schichtmächtigkeit) ab. Das heisst, dass z.B. zwischen einer rund 3 m mächtigen 20 kΩm-Auftauschicht und dem 1 kΩm-Fels entweder eine 47 m dicke Schicht mit einem Widerstand von 306 kΩm, oder aber eine 30 m mächtige 500 kΩm-Schicht oder gar eine 10-metrige 1'500 kΩm Schicht eingesetzt werden kann, und jede Modellkurve praktisch gleich aussieht. Für die Interpretation sind unbedingt weitere Beurteilungsgrundlagen erforderlich. Dies können entweder andere geophysikalische Methoden sein, oder aber geomorphologische Beobachtungen im Feld. Die Auswertung muss unbedingt unter Einbezug dieser erweiterten Kenntnisse des Untersuchungsgebietes erfolgen und sollte nicht auf rein theoretischen Modellrechnungen beruhen.

Der letzte Punkt führt zusammen mit den teilweise starken lateralen Inhomogenitäten zu erheblichen Problemen für die quantitative Auswertung. Die Stärke der Geoelektrik im Permafrost liegt darin, dass primär die Leitfähigkeitsverhältnisse der beiden oberflächennächsten Schichten abgeklärt werden. Der grosse Luftanteil des an der Oberfläche liegenden Schuttes führt zu relativ hohen Widerständen (zwischen 5 kΩm und 30 kΩm). Wenn der darunterliegende Teil ungefroren ist, ist er meist feucht oder gar wasserführend. Das führt zu einer Erhöhung der Leitfähigkeit und folglich dazu, dass der scheinbare Widerstand mit grösser werdendem Elektrodenabstand abnimmt. Liegt der Schutt im Permafrost, steigt die Sondierkurve im ersten Teil an. Somit ist eine qualitative Bewertung der Messung bereits im Felde möglich.

Bezüglich der Mächtigkeit und des spezifischen Widerstandes der zweiten Schicht sind der Kulminationspunkt der Sondierkurve sowie dessen scheinbarer Widerstand massgebend. So können verschiedene Kurven untereinander verglichen und, ebenfalls qualitativ, die Mächtigkeiten und Widerstände gegeneinander abgewogen werden.

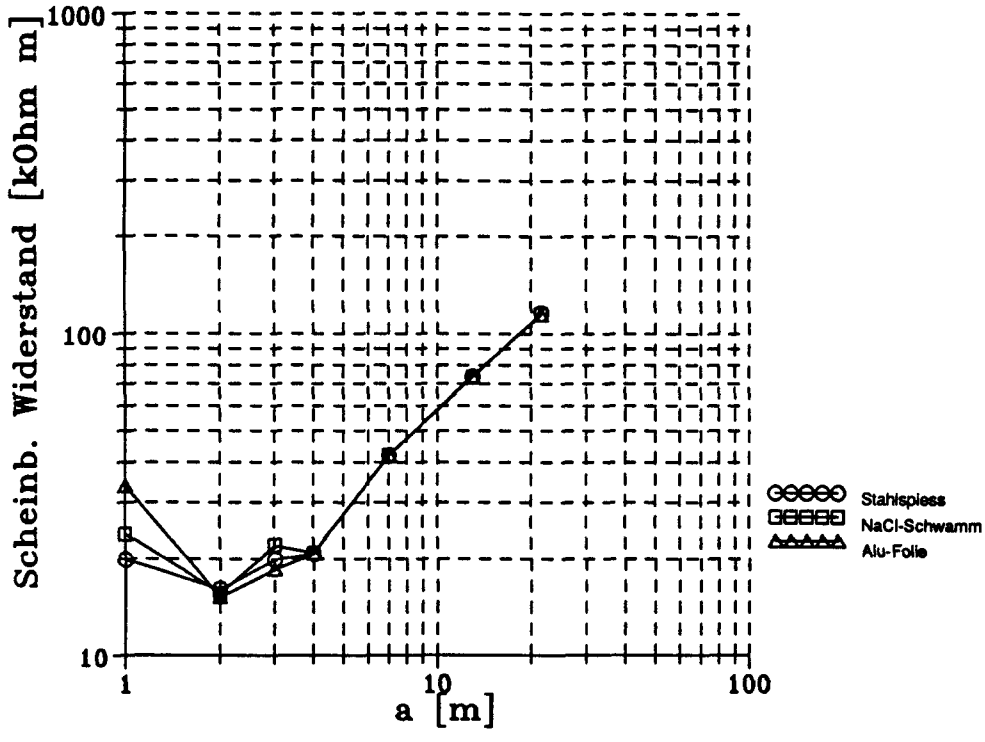
Weil die Quantifizierung der Interpretation aus diesen Gründen problematisch ist, wird im folgenden jeweils ein Bereich angegeben, innerhalb welchem die Modellkurven ähnliche Abweichungen von den gemessenen Werten aufweisen. Angaben auf Kommastellen sind zwar möglich, scheinen aber unter den gegebenen Umständen nicht sinnvoll. Die Geoelektrik ist deshalb möglichst in Kombination mit anderen Untersuchungen (andere geophysikalische Methoden oder geomorphologische Studien) anzuwenden.

3.3.2 Ankoppelungsversuche

Eine Hauptschwierigkeit bei geoelektrischen Sondierungen auf Blockgletschern besteht darin, dem Untergrund überhaupt ein elektrisches Feld zuzuführen, weil der Übergangswiderstand zwischen der Primärelektrode und dem grobblockigen Terrain sehr gross ist. Dasselbe Problem ist bei den Sekundärelektroden zu berücksichtigen. Eine saubere Ankoppelung der Potentialelektroden ist deshalb von grosser Wichtigkeit, weil ein schlechter Kontakt bei der verwendeten Apparatur (ABEM Terrameter) keine Fehlermeldung provoziert (was bei schlechtem Kontakt der Primärelektroden geschieht). Ein Potentialunterschied kann im Prinzip sogar zwischen zwei Punkten in der Luft gemessen werden! Aus diesem Grunde wurden im Juni 1990 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch Versuche zur Ankoppelung der Elektroden durchgeführt. Die Messungen über dem Bohrloch 2/1987 erfolgten nach der Wenner- und der Schlumberger-Anordnung mittels dreier Ankoppelungen:

1. Die Stahlspiesse, wie sie in der konventionellen Geoelektrik in mit Humus bedeckten Gebieten verwendet werden, werden zwischen die Blöcke gestossen, so dass der Kontakt über eine möglichst grosse Fläche erfolgt.
2. Wandtafelschwämme werden zwischen die Blöcke gestossen und mit Salzwasser übergossen.
3. Aluminiumfolie von 50 cm mal 50 cm kann gut an die Blöcke angeschmiegt werden und mit der Kabelrolle beschwert werden (was vor allem bei windigem Wetter hilfreich sein kann).

Wie sich bei späteren Messungen zeigte, waren die Bedingungen zur Zeit der Testmessungen äusserst günstig: In der Nacht vor dem Messtag fielen ca. 5 cm Neuschnee. Der Neuschnee schmolz am Tag der Messungen schnell. Die Blockschicht war also nass und somit der Übergangswiderstand bei den Elektroden erniedrigt. Jedenfalls zeigte sich, dass der gemessene scheinbare Widerstand unabhängig von der Ankoppelungsart ist (siehe Figur 48). Bei den Messungen im darauffolgenden (trockenen) Juli war die Ankoppelung mit dem Stahlspiess alleine jedoch unmöglich. Deshalb wurde für die Primärelektroden praktisch immer mit den salzwassergetränkten Schwämmen gearbeitet. Die Potentialsonden wurden mit einem Silt/Sand-Gemisch sorgfältig an die Blöcke angepflastert und mit Wasser übergossen. Bis stabile Werte gemessen werden konnten, mussten einige Minuten verstreichen.



Figur 48. Resultate der Testmessungen vom Juni 1990 auf dem leicht schneebedeckten Blockgletscher Murtèl-Corvatsch mit verschiedenen Ankoppelungsarten: Stahlspiesse, salzwassergetränkter Wandtafelschwamm und Alufolie. Die Messungen erfolgten mit der Wenner-Auslage.

3.3.3 Beispiel einer Auswertung

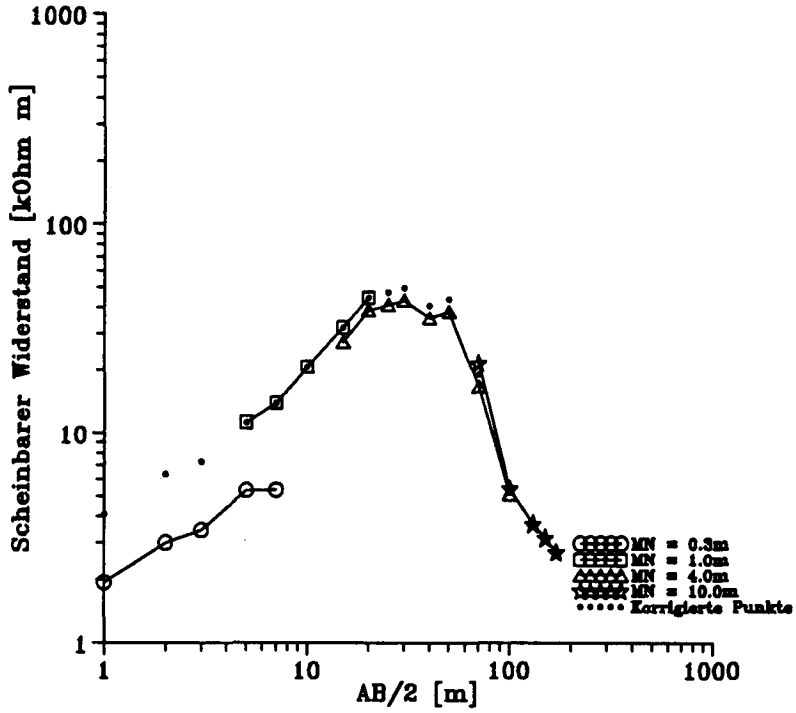
3.3.3.1 Allgemeines

Die Gleichstromgeoelektrik im Permafrost eignet sich also in erster Linie für eine qualitative Beurteilung des Untergrundes. Bei der quantitativen Auswertung sind die Resultate in Form einer möglichen Bandbreite angegeben. Der Grund dafür liegt einerseits bei den vielen Störeinflüssen, welche eine grosse Streuung der Messwerte zur Folge haben, andererseits beim Äquivalenzprinzip, welches eine Vielzahl brauchbarer Modelle ermöglicht.

Bei den Messungen nach der Schlumberger- und der Hummel-Anordnung werden verschiedene Abstände für die Potentialelektroden verwendet. Meist werden mindestens zwei Punkte überlappend gemessen. Die Sprünge, welche durch das Versetzen der Potentialelektroden entstehen, werden korrigiert. In der Regel wird der Ast mit dem grösseren MN-Wert an den vorgängigen angepasst. Eine Ausnahme bildet der erste Ast, weil bei kurzen Abständen die Verringerung des Übergangswiderstandes mit Salzwasser oder Alufolien einen verhältnissmässig grossen Einfluss auf die Elektrodengeometrie hat. Als nächstes werden Messwerte, welche von Nachbarpunkten aufgrund von lateralen Störeinflüssen extrem abweichen, entsprechend bezeichnet. Diese Ausreisser bleiben bei den folgenden Berechnungen unberücksichtigt.

Entscheidend für die Interpretation der Sondierkurve ist deren allgemeine Form sowie die Grössenordnung der scheinbaren Widerstände. Der Grenzwert für AB/2 gegen 0 m ergibt den spezifischen Widerstand der ersten Schicht. Die Anzahl der Wen-

depunkte in der Sondierkurve zeigt theoretisch die Anzahl der erfassten Schichten an. Mit detaillierten, mehrschichtigen Modellen wird meist eine bessere Übereinstimmung mit den gemessenen Werten erzielt. Allerdings ist die Wahrscheinlichkeit, ausgerechnet die richtige Verteilung zu treffen, aufgrund des Äquivalenzprinzips äusserst klein. Folglich wird zunächst ein Modell mit dem generellen Dreischichtfall Auftauschicht - eisführender Permafrost - Fels/ungefrorene Lockersedimente angenommen. Um die Werte einzugrenzen zu können, werden jeweils zwei extreme Modelle berechnet: das eine mit einem hohen spezifischen Widerstand für den Permafrost, welcher entsprechend dünn wird. Das andere Modell ist so gestaltet, dass die Permafrostschicht möglichst dick und somit relativ niederohmig ausfällt. Auf diese Weise werden die Extremwerte der mathematischen Modellierung für den spezifischen Widerstand und die Mächtigkeit des Permafrostes abgeschätzt.



Figur 49. Rohdaten von Profil SUV E2. Die vier Äste stammen von den verschiedenen Potentialelektrodenabständen MN. Der erste Ast (Kreise, MN/2=0.3 m) wird angehoben, bis er an den zweiten Ast (Quadrate, MN/2=1.0 m) anschliesst. Ebenso wird der dritte Ast (Dreiecke, MN/2=4.0 m) angepasst.

Bei der permafrosttypischen Sondierkurve fallen die Messwerte nach Erreichen des Maximums sehr steil um eine bis zwei Grössenordnungen ab. Anstelle einer einzigen hochohmigen Schicht über dem gutleitenden Material kann zusätzlich eine mittelohmige (Permafrost-)Schicht von respektabler Mächtigkeit in diesen Teil der Kurven hineingepasst werden. Diese zusätzliche Schicht ist auch aufgrund der Abnahme des Eisgehaltes und der Temperaturzunahme mit der Tiefe gerechtfertigt. Deshalb wird nach der Dreischichtmodellierung eine weitere Modellierung mit vier Schichten durchgeführt. Auch hier gibt es zwei Richtungen: die eine mit zwei Permafrostschichten unterschiedlichen Widerstands, die andere mit zwei Schichten, welche ähnliche spezifische Widerstände aufweisen.

Einige Modelle, die eine gute Übereinstimmung mit den Messwerten zeigen, können allerdings aufgrund anderer Kriterien ausgeschlossen werden: So ist es nicht sinnvoll, eine sehr dünne (wenige Meter), hochohmige Schicht zu modellieren, weil diese thermisch nicht lange bestehen bliebe. Bei einer mittleren, jährlichen Oberflächentemperatur von -1°C resultiert bei thermischem Gleichgewicht eine dauernd gefrorene Schicht von etwa 30 m Mächtigkeit. Ausserdem werden in einem Blockgletscher mechanische Spannungen übertragen. Eine geringmächtige Schicht ist dazu ebenfalls ungeeignet und deshalb wenig sinnvoll. Solche Fälle wurden modelliert um darzulegen, dass der spezifische Widerstand des Untergrundes deutlich kleiner ist, als er für sedimentäres Eis sein müsste.

Am Beispiel der Messung SUV EL2 auf dem Blockgletscher Suvretta wird nachfolgend das Prozedere der Auswertung beschrieben.

3.3.3.2 Schlumberger-Anordnung (symmetrisch)

Figur 49 zeigt die Rohdaten der scheinbaren Widerstände für die symmetrische Schlumberger Auslage. Für jeden Abstand der Potentialelektroden MN wurde ein separates Kurvenstück verwendet. Der erste Ast (für MN = 0.3 m) liegt deutlich tiefer als die Fortsetzung. Weil das Giessen mit Salzwasser die Leitfähigkeit des relativ feinkörnigen Bodens in unmittelbarer Nähe erhöht, wurde vermutlich die elektrische Charakteristik der obersten Schicht während der Messung vorübergehend verändert. Ausserdem sind die geometrischen Verhältnisse bei kleinen Distanzen schwieriger einzuhalten als bei grossen Distanzen. Deshalb wurde der erste Ast parallel nach oben verschoben, so dass er an den zweiten Ast mit dem Potentialelektrodenabstand 1.0 m anschliesst. Der dritte Ast passt nicht genau auf den zweiten und den vierten. Deshalb wird auch dieser Ast etwas angehoben. Ausreisser treten bei diesem Beispiel keine auf. Das Modell wird nun an die korrigierten Punkte angepasst.

Die Kurve hat die typische Form eines Permafrostkörpers. Im Vergleich mit anderen Sondierungskurven ist der Abfall nach dem Maximum nicht sehr steil. Der spezifische Widerstand der obersten Schicht wird bei ungefähr 4 bis 6 kΩm liegen. Weil die scheinbaren Widerstände unmittelbar ansteigen, ist deren Mächtigkeit gering, d.h. im Bereich von 1 bis 3 m. Für die Iteration des Dreischichtfalles wird der zweiten Schicht einerseits z.B. ein zehnmal grösserer Widerstand als der maximal gemessene, andererseits ein Wert, der knapp über dem Maximum liegt, eingesetzt. Die unterste Schicht, deren Mächtigkeit als unendlich gross angenommen wird, dürfte einen Widerstand im Bereich von 1 bis 2 kΩm aufweisen. Diese Werte werden als Startwerte eingesetzt, und das Programm iteriert bis zu einer minimalen Abweichung der Modellkurve von den Messpunkten. Wie Figur 50 zeigt, sind die beiden durch mehrere Iterationen erhaltenen Kurven praktisch deckungsgleich. Die Parameter der zweiten Schicht sind allerdings ziemlich verschieden: Der Startwert mit dem hohen Widerstand ergibt eine 4.9 m dicke, zweite Schicht mit einem Widerstand von 255 kΩm. Demgegenüber ist die 109 kΩm Schicht der zweiten Modellierungsart mit 11.5 m mehr als doppelt so mächtig. Die erste Schicht ist mit einem Widerstand von 4 kΩm und 1.3 m in beiden Fällen identisch ausgefallen, wie auch die 1.5 kΩm resp. 1.6 kΩm der dritten Schicht.

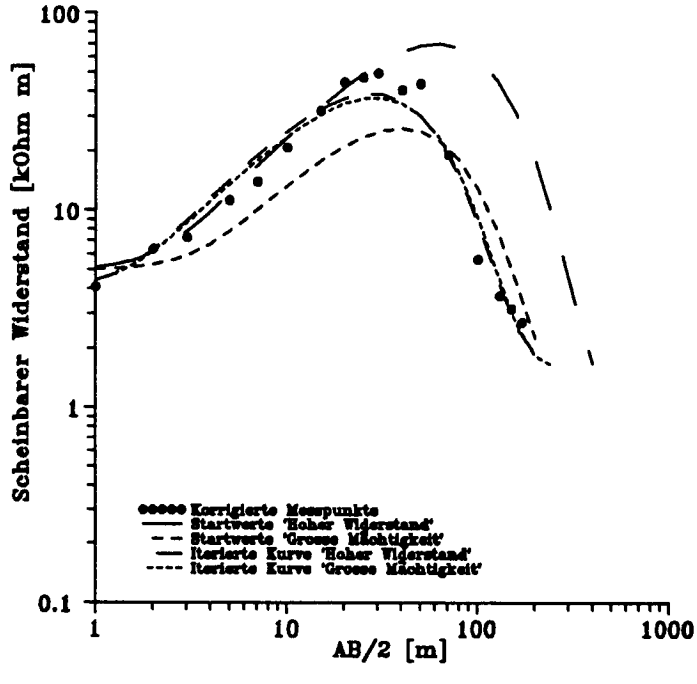
Als Beispiel einer extremen Modellierung sei die mittlere Schicht mit einem für sedimentäres Eis typischen Widerstand modelliert. Die Modellkurve passt dabei durch-

aus in den Rahmen der anderen Modellierungen. Die zweite Schicht wird dabei 0.1 m mächtig und weist einen Widerstand von 11 MΩm auf.

Folgerung der Modellierung mit drei Schichten: Unter der ein bis zwei Meter mächtigen Auftauschicht mit einem spezifischen Widerstand von ca. 4 kΩm liegt eine schlecht leitende Schicht, welche zwischen 5 und 10 m dick ist. Der spezifische Widerstand liegt zwischen 100 und 250 kΩm, je nach Mächtigkeit. Die unterste Schicht deutet mit gut 1 kΩm darauf hin, dass unter der hochohmigen Schicht entweder Fels oder wasserführendes Lockersediment vorkommt.

Zusammengefasst ergeben sich für den Drei- und Vierschichtfall die folgenden Parameter:

Schicht 1		*Schicht 2*				*Schicht 3*	
		Teil A		*Teil B*			
ρ [kΩm]	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*
4.0	*1.3*	*255*	*4.9*	-	-	*1.6*	∞
4.0	*1.3*	*109*	*11.5*	-	-	*1.5*	∞
4.8	*1.7*	*11'028*	*0.1*	-	-	*1.9*	∞
4.3	*1.4*	*251*	*4.0*	*17*	*14.2*	*1.5*	∞
4.0	*1.4*	*99*	*10.1*	*25*	*10.1*	*1.5*	∞

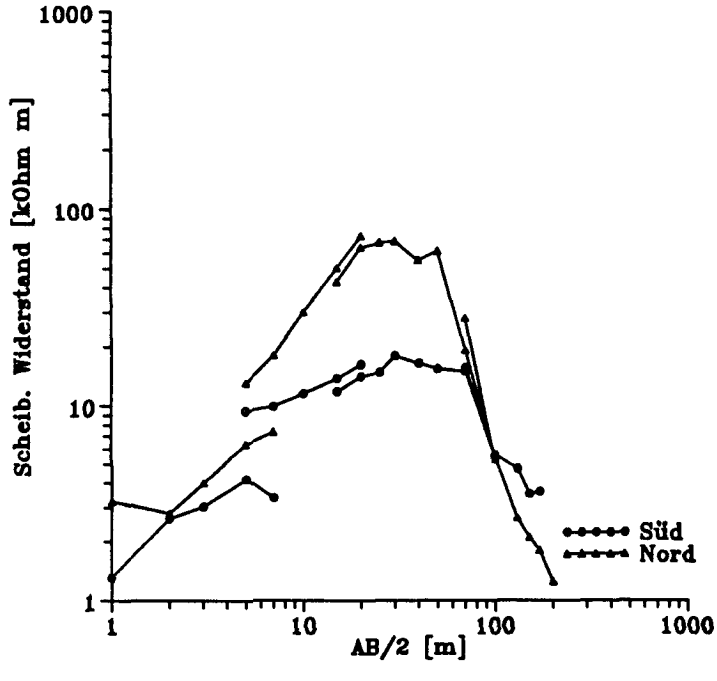


Figur 50. Auswertung der geoelektrischen Tiefensondierung SUV E2. Aus den gemessenen Daten (Punkte) werden aus verschiedenen Anfangsmodellen (zweite Schicht soll hochohmig resp. möglichst dick sein) Modelle iteriert, welche mit den Messwerten möglichst gut übereinstimmen.

Wird der hochohmige Teil der Kurve mit zwei Schichten modelliert, kann gemäss obiger Erläuterung wiederum entweder die eine hoch- und die andere mittelohmig gewählt werden, oder beide Schichten weisen ungefähr denselben spezifischen Widerstand auf. Hier bietet sich zum Beispiel folgende Möglichkeit: 300 kΩm 5 m / 20 kΩm 20 m oder 50 kΩm 20 m / 40 kΩm 20 m. Als erste und vierte Schicht werden die Werte des Dreischichtfalles übernommen (5 kΩm 2 m respektive 1.5 kΩm). Ausgehend von diesen Startwerten resultieren für den ersten Teil für die hochohmigen Schichten 251 kΩm 4.0 m und 17 kΩm 14.2 m. Für die beiden ähnlichen Schichten ergibt sich 99 kΩm 10.1 m und 25 kΩm 10.1 m. Die maximale Mächtigkeit des hochohmigen Permafrostes dürfte also bei ungefähr 20 m liegen. Alle diese Angaben beziehen sich auf den zentralen Punkt der Auslage. Die Werte verstehen sich als Grössenordnungsangabe, was ja der Variationsbereich bereits andeutet. Sie sind mit entsprechender Vorsicht zu geniessen.

3.3.3.3 Hummel-Anordnung oder Halbe Schlumberger-Anordnung

Um Anhaltspunkte über unterschiedliche Strukturen auf den beiden Seiten der Schlumberger-Konfiguration zu erhalten, empfiehlt es sich, mittels einer sogenannten 'Unendlich-Elektrode' (theoretisch ist sie unendlich weit weg, in der Praxis so weit



Figur 51. Rohdaten der Hummel-Auslage von Profil SUV E2. Die Kurvenäste der verschiedenen MN/2-Abstände werden wie bei der Schlumberger-Auslage durch Verschieben einander angepasst.

wie möglich, senkrecht zur Auslagerichtung) beide Seiten nach der Hummelkonfiguration zu messen. Militzer und Weber (1985, S 71ff.) nennen diese Konfiguration auch Dipol-Anordnung. Nebst der Erfassung lateraler Unterschiede sind damit auch geoelektrische Messungen in nur einseitig zugänglichem Terrain, z.B. bei Felsstufen oder Seen, möglich. Der zusätzliche Aufwand für die Messung nach der Hummel-

Anordnung ist bescheiden: Zu Beginn wird eine Primärelektrode so weit wie möglich senkrecht zur Auslagerichtung gesetzt. Die Messung erfolgt dann durch Umstecken am Messgerät selbst.

Die Auslage der Sondierung auf dem Blockgletscher Suvretta verläuft in Fliessrichtung (vergleiche Figur 27), d.h. generell Nord-Süd. Das Zentrum der Sondierung liegt unterhalb der Steilstufe, welche den Übergang vom Kar zum Haupttal bildet. Der Südteil der Hummel-Anordnung führt also zum Fusse der Steilstufe, der Nordteil verläuft auf dem eigentlichen Blockgletscher talwärts (vgl. auch Kapitel 2.4 und Figur 27). Figur 51 zeigt die beiden Sondierkurven des Nord- und des Südteiles. Zunächst müssen wiederum die Kurvenäste, ähnlich wie bei der Schlumberger-Auslage, verschoben werden. Die Form der beiden Kurven ist völlig verschieden: Die Werte des südlichen Teils (bergseitig) steigen bis zum Maximalwert bei 30 m sanft an, um anschliessend deutlich, aber nicht übermässig stark, kleiner zu werden. Der nördliche Teil hingegen steigt rasch an bis zu einem Wert, der fast viermal so hoch ist wie derjenige der gegenüberliegenden Seite. Entsprechend steil ist dann der Abfall der Sondierkurve, welche übrigens bis 200 m vom Zentrum gemessen werden konnte. Das sind 30 m mehr als beim bergseitigen Teil. Die Sondierkurve der (symmetrischen) Schlumberger-Konfiguration verläuft als Mittel durch die beiden Kurven der (asymmetrischen) Hummel-Auslage. Im talwärtigen Teil des Zentrums der Sondierung liegt unter der Oberflächenschicht offenbar im Gegensatz zum bergseitigen Teil eine deutlicher ausgeprägte, schlechter leitende Schicht.

Die Modellierung ergibt für die beiden Hummel-Kurven die folgenden Werte, welche ebenfalls als Angaben mit beträchtlichen Fehlerbalken zu verstehen sind:

Nordteil der Hummelsondierung (talseitig)

Schicht 1		*Schicht 2*				*Schicht 3*	
		Teil A		*Teil B*			
ρ [kΩm]	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*
5.5	*1.3*	*468*	*3.3*	-	-	*1.0*	∞
5.3	*1.2*	*189*	*8.1*	-	-	*1.0*	∞
6.5	*1.4*	*247*	*5.1*	*37.8*	*11.4*	*1.1*	∞
6.4	*1.4*	*166*	*7.1*	*74.2*	*6.8*	*1.1*	∞

Südteil der Hummelsondierung (bergseitig)

Schicht 1		*Schicht 2*				*Schicht 3*	
		Teil A		*Teil B*			
ρ [kΩm]	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*
4.2	*2.8*	*109*	*6.1*	-	-	*2.6*	∞
4.0	*1.8*	*26*	*29.4*	-	-	*1.7*	∞
4.2	*2.6*	*84*	*4.1*	*17*	*23.0*	*2.1*	∞
4.2	*2.2*	*32*	*16.1*	*13*	*16.6*	*2.0*	∞

Durch das unmittelbare Ansteigen der Kurve 'Nord' muss bei der Modellierung die oberste Schicht dünn gehalten werden. Diese wird dicker, wenn ein grösserer Widerstand eingesetzt wird. Dadurch wird nämlich die Modellkurve höher angesetzt und

muss entsprechend weniger steil ansteigen. Für die Mächtigkeit der zweiten Schicht massgebend ist zum einen der spezifische Widerstand der untersten Schicht, zum anderen die Höhe des maximal gemessenen scheinbaren Widerstandes.

Die flache Form der südlichen Sondierkurve weist auf relativ geringe Widerstandsänderungen in der Tiefe hin. Die übersteile Flanke der nördlichen Sondierkurve lassen auf einen Untergrund mit sehr unterschiedlichen spezifischen Widerständen schliessen. Durch die prononcierte Form der Messkurve resultiert bei der Interpretation eines Dreischichtfalls eine grosse Variationsbreite (Mächtigkeit zwischen 6 und 30 m!), während bei moderaten Messwerten die Schwankungen kleiner sind. Die Interpretation mit dem Vierschichtfall ergibt für die markantere Kurve zwar grössere Widerstände, entsprechend aber auch geringere Mächtigkeiten. Somit wird das Problem der Modellierung deutlich: Die sanftere Kurve ergibt wider Erwarten grössere Mächtigkeiten für die hochohmige (Permafrost-)Schicht als für die eigentlich typischere Permafrostkurve.

Diese Komplikation ist ein weiterer Grund, weshalb die Permafrostgeoelektrik in dieser Form als eher qualitative denn quantitative Methode erachtet wird.

Als Quintessenz kristallisiert sich folgendes heraus: Sicherlich befindet sich an dieser Messstelle unterhalb der Oberflächenschicht eine Schicht mit einem wesentlich grösseren spezifischen Widerstand. Läge das Terrain nicht im Permafrost, müsste aufgrund des zu erwartenden höheren Wassergehaltes der tieferen Schicht (Bodenfeuchte unter der relativ trockenen, grobblockigen Oberfläche) der spezifische Widerstand abnehmen. Die Zunahme des scheinbaren Widerstandes muss also mit dem Untergrundeis im Zusammenhang stehen, das aber aufgrund der Grössenordnung nicht sedimentären Ursprunges ist. Dass die Mächtigkeit dieses eishaltigen Permafrostes im Dekameterbereich begrenzt ist, beweist das Kleinerwerden der scheinbaren Widerstände bei grossem Abstand AB/2. Diese qualitative Überprüfung ist selbst bei stark streuenden Messwerten möglich.

Die Interpretationen sind in tabellarischer Form gehalten. Darin sind die Werte mit den diskutierten Schranken aus den vorangehenden Tabellen gegeben, d.h. es sind die 'vertretbaren' Extreme dargestellt:

Suvretta	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
SUV E2	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*4 - 6*	*1 - 2*	*25 - 200*	*10 - 20*	*1 - 2*
Nord°°	*5 - 7*	*1 - 2*	*30 - 200*	*8 - 17*	*1 - 2*
Süd°°	*4 - 6*	*1 - 3*	*20 - 100*	*10 - 30*	*1 - 3*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

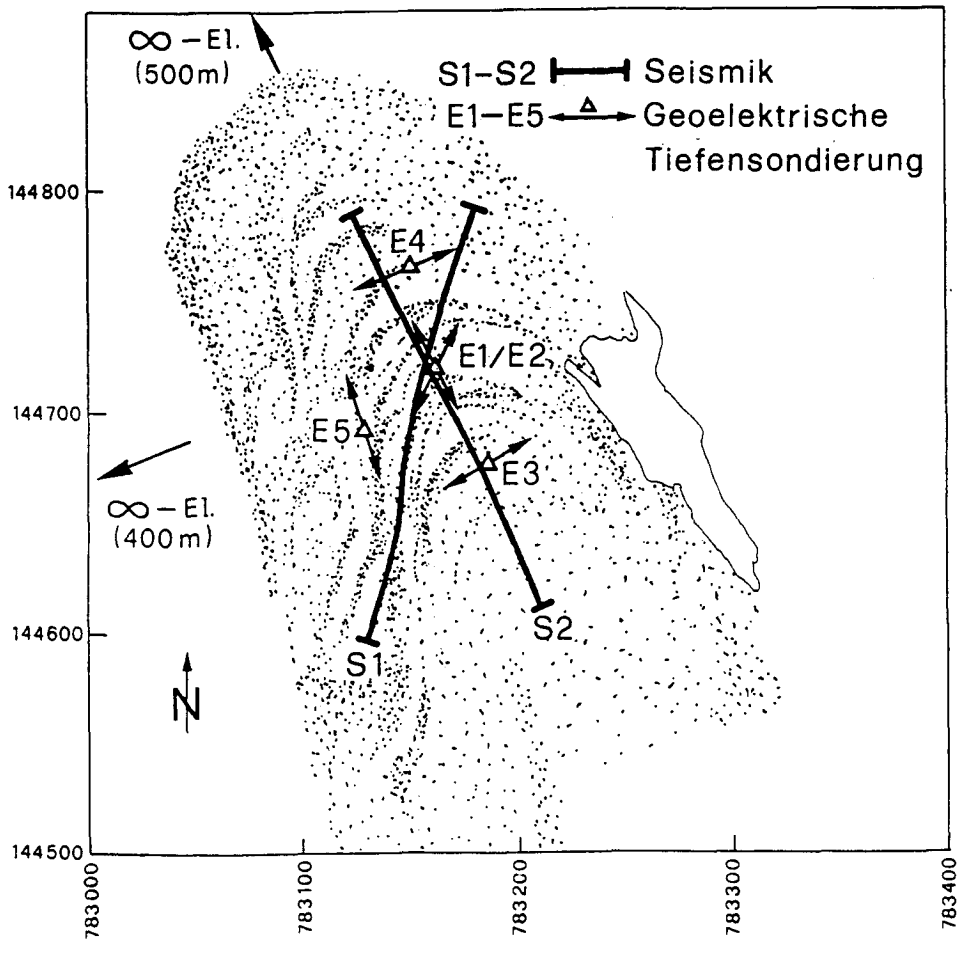
Das Mass der Anisotropie kann durch Vergleich der beiden Hummel-Interpretationen abgeschätzt werden. Die Sondierkurven und die berechneten Modelle sind im Anhang zusammengestellt.

Für eine detailliertere Auswertung wäre wohl eine Berücksichtigung der extremen lateralen Inhomogentitäten und die Interpretation mittels eines 2- oder gar 3-dimensional angelegten Modellierungsprogrammes nötig. Dementsprechend müssten allerdings auch die Messanordnungen angepasst werden.

3.3.4 Blockgletscher Murtèl-Corvatsch I

Auf dem Blockgletscher Murtèl wurden bereits verschiedene geoelektrische Messungen durchgeführt. Anfangs siebziger Jahre haben Schneider und Barsch einige Tiefensondierungen gemessen. Im Jahre 1985 war es King (vgl. King et al. 1987), der im zentralen und talseitigen Bereich des Blockgletschers Murtèl I insgesamt drei Tiefensondierungen durchführte. Als Vergleich machte er auch Messungen auf dem benachbarten Blockgletscher Murtèl II, auf der Skipiste (spezifischer Widerstand des Felsuntergrundes: 4-5 kΩm) und bei der Gipfelstation der Corvatschbahn auf dem Corvatschgletscher (spez. Widerstand von Gletschereis: > 4 MΩm).

Evin et al. (1990b) haben zwei Sondierungen aufgenommen und festgestellt, dass die Permafrostmächtigkeiten im Vergleich zu den Ergebnissen aus dem Bohrloch unterschätzt werden. Für die eisreiche Schicht wurde ein spezifischer Widerstand von 2 MΩm (Mächtigkeit 10 m) eingesetzt.



Figur 52. Blockgletscher Murtèl-Corvatsch mit den Zentren sowie der Auslagerichtung der fünf geoelektrischen Tiefensondierungen.

Die Ziele der Kampagne im Juli 1990 waren, nebst dem Sammeln von Erfahrungen, die Stratigraphie aus dem Bohrloch geoelektrisch zu verifizieren sowie vergleichende Messungen verteilt über den Blockgletscher aufzunehmen. Die eine 'Unendlich-Elektrode' befand sich unterhalb der Mittelstation der Corvatschbahn, ca. 700 m nordnordöstlich des Bohrlochs. Diese kam bei den hangparallelen Profilen zum Einsatz.

Die andere 'Unendlich-Elektrode' wurde vom Bohrloch in hangparalleler Richtung westwärts gegen die Chastelets eingerichtet. Sie wurde bei Profilen in Fliessrichtung gebraucht. Es konnten insgesamt fünf Tiefensondierungen durchgeführt werden. Aus Figur 52 sind die Standorte der Sondierzentren zu entnehmen.

3.3.4.1 Diskussion der einzelnen Sondierkurven

Sondierung MRT E1

a) Sondierkurve und Modellierung

Die Werte für den Potentialelektrodenabstand von 1.0 m sind unzuverlässig. Sie wurden für die Auswertung eliminiert. Ansonsten sind die Kurven der Hummel-Anordnung gut interpretierbar. Insbesondere der östliche Teil ist stetig. Im Anhang sind einige Beispiele von Modellen dargestellt, die ähnlich gut mit den Sondierwerten übereinstimmen. Nachfolgend sind einige Möglichkeiten der Modellierungen gegeben. Für die beiden Sondierungen MRT E1 und MRT E2 wird ein Vierschichtfall besprochen, weil hier durch die Bohrung zusätzliche Informationen vorliegen. Hier ist die in King et al. (1992) vorgeschlagene orthogonale Messanordnung am selben Zentrum bestens realisiert.

Murtèl	*Schicht 1*		*Schicht 2*				*Schicht 3*
			Teil A		*Teil B*		
MRT E1	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*10 - 12*	*2 - 3*	*200*	*24*	*50*	*20*	*~ 5*
Ost°°	*6 - 7*	*1 - 2*	*370*	*15*	*65*	*10*	*~ 5*
West°°	*10 - 15*	*2 - 3*	*270*	*25*	*49*	*19*	*~ 5*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

respektive wenn die beiden Teile der zweiten Schicht zusammengenommen werden:

Murtèl	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
MRT E1	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*10 - 12*	*2 - 3*	*50 - 500*	*15 - 50*	*~ 5*
Ost°°	*6 - 7*	*1 - 2*	*50 - 400*	*30 - 50*	*~ 5*
West°°	*10 - 15*	*2 - 3*	*50 - 600*	*30 - 50*	*~ 5*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

b) Folgerungen

Aus der Bohrung geht der Aufbau des Untergrundes am Zentrum sehr detailliert hervor. Der spezifische Widerstand der Auftauschicht liegt um 10 kΩm. Ihre modellierte Mächtigkeit ist mit ungefähr 2 - 3 m in Übereinstimmung mit den Temperatur-

messungen, welche in dieser Tiefe den Permafrostspiegel dokumentieren. Der Permafrost kann gemäss der Bohrlochstratigraphie grob in zwei Teile unterschieden werden: Die eine Schicht, welche mit 95 Vol% einen sehr hohen Eisgehalt aufweist, reicht bis in eine Tiefe von 28 m. Zwischen 28 m und dem Fels in 57 m Tiefe liegt der Eisgehalt bei 30-40 Vol%. Die Modellierung der hochohmigen Schicht(en) ergibt für eine mit den Bohrlochmessungen übereinstimmende Mächtigkeit spezifische Widerstände um 100 kΩm. Mit Sicherheit kann ein für Gletscher typischer Wert von 10 MΩm ausgeschlossen werden, weil dann die hochohmige Schicht lediglich knapp 1 m dick sein dürfte! Die dritte Schicht ist schwierig zu modellieren, weil lediglich wenige Messpunkte auf dem abfallenden Teil der Sondierkurve zur Verfügung stehen. Deshalb wurde für die unterste Schicht ein für den umliegenden Fels typischer Wert von 5 kΩm (King et al. 1987) eingesetzt.

Die beiden Kurventeile der Hummel-Anordnung sind bis zu einem Halbelektrodenabstand von 30 m praktisch identisch. Der südwestliche Teil wird dann durch den Effekt des Schnees beeinflusst.

Sondierung MRT E2

a) Sondierkurve und Modellierung

Die Messungen dieser Sondierung streuen in extremem Mass, was mit den ausgesprochen unterschiedlichen Terrainverhältnissen der beiden Teile, aber auch mit dem stark ausgeprägten Relief in Zusammenhang stehen dürfte. Insbesondere im Bereich von AB/2 < 15 m sind die Werte widersprüchlich: Während der nördliche Teil der Kurve kontinuierlich ansteigt, bildet der Südteil, bei welchem der nächste Rücken

Murtèl	*Schicht 1*		*Schicht 2*				*Schicht 3*
			Teil A		*Teil B*		
MRT E2	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*5 - 7*	*1 - 2*	*550*	*30*	*50*	*20*	*~ 5*
Nord°°	*2 - 5*	*1 - 3*	*230*	*29*	*30*	*19*	*~ 5*
Süd°°	*4 - 10*	*1 - 3*	*1'500*	*40*	*90*	*30*	*~ 5*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

respektive wenn die beiden Teile der zweiten Schicht zusammengenommen werden:

Murtèl	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
MRT E2	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*5 - 7*	*1 - 2*	*70 - 800*	*30 - 50*	*~ 5*
Nord°°	*2 - 5*	*1 - 3*	*50 - 600*	*20 - 50*	*~ 5*
Süd°°	*4 - 10*	*1 - 3*	*50 - 2'000*	*40 - 80*	*~ 5*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

überquert wurde, besondere Probleme. Dies schlägt sich nicht nur in den Hummel-Messungen nieder, sondern auch in der symmetrischen Schlumberger-Konfiguration. Folglich sind Interpretationen und Modellierungen ziemlich schwierig. Die Profillänge von 400 m (Nordteil) ist angesichts der schwierigen topographischen Verhältnisse besonders zu erwähnen.

b) Folgerungen

Auch mit dieser Sondierung kann die Mächtigkeit der Auftauschicht gut modelliert werden. Der Widerstand liegt ähnlich wie bei der MRT E1. Aufgrund der streuenden Werte sind allerdings die Modelliermöglichkeiten entsprechend grösser. Immerhin steht auch hier eine 10 MΩm-Schicht ausser Diskussion, weil diese lediglich max. 3 m dick sein dürfte. Die Widerstände für den Permafrost liegen bei einigen Zehnern bis Hunderten von kΩm, und dessen Mächtigkeit liegt im Dekameterbereich.

Der Vergleich der beiden Messungen mit den Bohrlochinformationen zeigt, dass die Mächtigkeit leicht unterschätzt wird, denn im Bohrloch werden bis in eine Tiefe von 50 m negative Temperaturen gemessen. Die Iterationen führen aufgrund der starken Änderungen des scheinbaren Widerstandes bei allen angewandten Programmen tendenziell dazu, dass die Schichten geringmächtig und relativ hochohmig ausfallen.

Sondierung MRT E3

a) Sondierkurve und Modellierung

Der Verlauf der Messkurve ist eher flach und die scheinbaren Widerstände relativ hoch (fast alle Werte grösser als 20 kΩm). Trotzdem sind die für den Permafrost typischen Merkmale (zunächst ansteigende, danach kleiner werdende Werte) deutlich auszumachen. Durch die grosse Streuung der Messwerte sind die möglichen Modelle vielfältig.

Murtèl	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
MRT E3	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*28 - 30*	*1 - 2*	*30 - 1'000*	*10 - 40*	*~ 5*
Ost°°	*22 - 30*	*1 - 2*	*50 - 2'000*	*20 - 60*	*~ 5*
West°°	*23 - 29*	*1 - 2*	*50 - 800*	*10 - 50*	*~ 5*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

b) Folgerungen

Die Auftauschicht weist im Vergleich zu den beiden Sondierungen beim Bohrloch einen höheren spezifischen Widerstand auf. Ausserdem liegt der Permafrostspiegel näher an der Oberfläche. Beide Interpretationen können durch Beobachtungen im Feld bekräftigt werden: Die Sondierstelle liegt höher als MRT E1/ E2 und ausserdem eher

in einer Mulde drin, was die geringere Mächtigkeit erklärt; der durchschnittlich grössere Durchmesser der Blöcke verursacht einen grösseren spezifischen Widerstand. Der spezifische Widerstand des Permafrostes kann maximal 2 MΩm betragen, was allerdings zu einer relativ bescheidenen Mächtigkeit von weniger als 10 m führen würde. So kann also ebenfalls ein etwa 50 m mächtiger Permafrost, der einen spezifischen Widerstand von einigen hundert kΩm aufweist, ermittelt werden.

Sondierung MRT E4

a) Sondierkurve und Modellierung

Bei dieser Sondierung gab es insbesondere bei den Messungen mit dem Sekundärelektrodenabstand MN = 0.3 m Probleme. Diese Werte sind deshalb ausgeklammert worden. Die Kurve steigt sehr langsam an, was auf kleine Widerstandsunterschiede im Untergrund hindeutet. Dass generell der Widerstand mit der Tiefe zunimmt, geht aus dem stetigen Anstieg der Messwerte hervor. Leider konnte die Sondierung nur bis AB/2 = 130 m aufgenommen werden. Ausserdem sind die beiden Messungen bei 100 m und 130 m insofern widersprüchlich, als der 100 m-Wert den zu erwartenden Abfall der Kurve andeutet; der andere Wert hingegen steigt gegenüber den vorangehenden Daten weiter an.

Murtèl	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
MRT E4	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*3 - 5*	*3 - 5*	*50 - 700*	*10 - 30*	*~ 5*
Ost°°	*2 - 6*	*3 - 5*	*20 - 120*	*15 - 50*	*~ 5*
West°°	*3 - 5*	*3 - 5*	*50 - 1'000*	*15 - 100*	*~ 5*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

b) Folgerungen

Der Standort der Sondierung liegt mitten auf einem Rücken. Aus diesem Grunde erstaunt es nicht, dass die Auftauschicht zwischen 3 und 5 m dick ist. Das wird übrigens auch durch die seismischen Messungen bestätigt. Der Widerstand ist mit einigen kΩm typisch für die grobblockige Oberfläche. Der spezifische Widerstand des Permafrostes liegt bei einigen Zehnern bis Hunderten von kΩm, und auch die Mächtigkeit unterscheidet sich nicht wesentlich von den beiden anderen Standorten. Die Modellierung der dritten Schicht ist deshalb schwierig, weil die Werte der Sondierkurve nicht deutlich abnehmen. Trotzdem wurde, ähnlich wie bei den Sondierungen E1 bis E3, ein Wert von einigen kΩm eingesetzt.

Sondierung MRT E5

a) Sondierkurve und Modellierung

Die Messungen auf dem randlichen Rücken des Blockgletschers auf der Höhe des Bohrlochs streuten vor allem für MN = 1.0 m ziemlich stark. Aber auch hier ist eine generell steigende Tendenz der scheinbaren Widerstände feststellbar.

Murtèl	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
MRT E5	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*5 - 9*	*5 - 8*	*100 - 2'500*	*20 - 40*	*~ 10*
Nord°°	*2 - 7*	*3 - 7*	*100 - 1'500*	*15 - 60*	*5 - 10*
Süd°°	*3 - 10*	*2 - 6*	*100 - 1'500*	*20 - 50*	*5 - 10*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

b) Folgerungen

Die Interpretation dieser Sondierung ist rein qualitativ zu verstehen, denn es blieben lediglich fünf Werte übrig. Immerhin sind die Resultate im erwarteten Rahmen: Die Auftauschicht ist in diesem randlichen Bereich offenbar etwas grösser als bei den zentral gelegenen Sondierungen. Die zweite Schicht besteht zweifelsfrei aus 'congelation ice' und nicht etwa aus sedimentär entstandenem Eis, und die Mächtigkeit muss wiederum im Dekameterbereich liegen.

3.3.4.2 Zusammenfassung Blockgletscher Murtèl-Corvatsch

Sämtliche Sondierungen zeigten, dass unter der grobblockigen Oberflächenschicht, deren spezifischer Widerstand 5 bis 15 kΩm beträgt, eine schlechter leitende Schicht folgt. Die Mächtigkeit der Oberflächenschicht hängt vom Ort ab: Sie ist am Bohrloch rund 2 m und verringert sich bei der höhergelegenen Sondierung MRT E3. Auf dem Rücken von MRT E4 ist hingegen die Mächtigkeit bereits auf 4 m und auf dem randlichen Rücken (MRT E5) auf über 5 m angestiegen. Die Permafrostschicht ist einige Dekameter (bis 100 m) dick und durch spezifische Widerstände charakterisiert, die mit 50 bis 2'000 kΩm deutlich kleiner sind als jene von alpinen Gletschern. Der spezifische Widerstand der dritten Schicht musste bei allen Modellierungen, anhand der Messungen auf dem anstehenden Fels vor dem Blockgletscher, mit rund 5 kΩm angenommen werden.

3.3.5 Blockgletscher Muragl I

Im Jahre 1972 führten Barsch und Schneider (unpubl.) auf dem grossen Lappen im Haupttal fünf Sondierungen durch. Zwei davon liegen unmittelbar an der Blockgletscherstirn: Jene an der Hauptfront zeigt einen Zweischichtenfall, bei welchem unter einer ca. 15 m dicken 34 kΩm-Schicht ein guter Leiter (< 1 kΩm) liegt. Ähnlich sieht die zweite Stirnsondierung aus, welche am nordwärts ausbrechenden Lappen aufgenommen wurde: Die Mächtigkeit der 22 kΩm-Schicht beträgt rund 15 m und liegt auf einer Schicht mit einem spezifischen Widerstand von ca. 1 kΩm. Die drei Sondierungen auf dem Blockgletscher selbst fielen sehr unterschiedlich aus: Die Messungen auf der orographisch linken Seite unmittelbar unterhalb der Kurve ergaben ein übersteiles Ansteigen der Sondierkurve. Die Werte des scheinbaren Widerstandes steigen von 1 kΩm auf fast 100 kΩm und deuten also auf einen hochohmigen Untergrund. Eine weitere Sondierung, orographisch rechts auf ähnlicher Höhe wie die letztbeschriebene, ergab einen Dreischichtfall: Unter der ca. 1 m dicken 5 kΩm-Schicht soll, gemäss Interpretation mit Hilfe von Modellkurven, eine 50 kΩm-Schicht von 6 m Mächtigkeit liegen. Die dritte Schicht wurde mit einem spezifischen Widerstand von 2.5 kΩm modelliert. Die fünfte Sondierung liegt im Bereich, wo der Blockgletscher verflacht, in der Nähe der Sondierung MGL E3 vom Sommer 1991. Weil die Messungen widersprüchlich sind, wurden sie von Barsch und Schneider nicht modelliert. Die relativ hohen Widerstände weisen jedoch auf das Vorhandensein von Eis hin.

Die Standorte der Sondierungen aus dem Jahre 1991 sind in Figur 17 eingetragen.

3.3.5.1 Diskussion der einzelnen Sondierkurven

Sondierung MGL E1

a) Sondierkurve und Modellierung

Die Messungen verliefen nach anfänglichen Ankoppelungsschwierigkeiten bei den Potentialelektroden sehr zufriedenstellend. Deshalb wurden die streuenden Messungen mit AB/2 < 7 m bei der Interpretation nicht berücksichtigt. Die Werte der Schlumberger-Anordnung liegen durchwegs zwischen den beiden der Hummelkonfiguration. Die Form der Sondierungskurve entspricht einer typischen Permafrostsondierung mit den beiden steil ansteigenden resp. abfallenden Kurventeilen.

Muragl	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
MGL E1	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*20 - 28*	*1 - 2*	*200 - 3'000*	*50 - 100*	*~ 10*
Nordost°°	*15 - 27*	*1 - 2*	*100 - 4'000*	*20 - 60*	*~ 10*
Südwest°°	*15 - 30*	*1 - 2*	*200 - 3'000*	*30 - 60*	*~ 10*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

b) Folgerungen

Die beiden Teile der Hummelsondierung sind sehr ähnlich, d.h. der Aufbau des Untergrundes dürfte vom geoelektrischen Standpunkt her ziemlich einheitlich sein. Die grobblockige Auftauschicht mit einem spezifischen Widerstand zwischen 15 und 30 kΩm ist zirka 1 bis 2 m dick, was mit den Ergebnissen der Refraktionsseismik sehr gut übereinstimmt. Der spezifische Widerstand der zweiten Schicht (Permafrost) ist im Bereich von 100 bis 4'000 kΩm. Das ist im Vergleich zu den Messungen auf dem Blockgletscher Murtèl hoch, er liegt aber immer noch unterhalb der Werte von reinem Gletschereis. Ausserdem ist die Mächtigkeit der 4 MΩm-Schicht ungefähr 10 m. Der zweite Teil des Permafrostes liegt mit 300 kΩm deutlich tiefer. Insgesamt muss im Bereich des Kars mit einer Permafrostmächtigkeit bis 100 m gerechnet werden. Bei der dritten Schicht, welche mit 10 kΩm modelliert wurde, handelt es sich vermutlich um den Fels.

Sondierung MGL E2

a) Sondierkurve und Modellierung

Diese Sondierung liegt im Bereich der Umbiegung auf dem flachen Teil des Blockgletschers. Die Werte der symmetrischen Anordnung liegen auch hier zwischen denjenigen der asymmetrischen. Die beiden Hummel-Teile unterscheiden sich jedoch: Obwohl die allgemeine Form der Sondierkurve ähnlich ist, weist der nordwestliche Teil generell kleinere Werte auf als ihr Gegenpart, und der Abfall der Werte erfolgt früher. Im Vergleich zur Sondierung MGL E1 ist der scheinbare Widerstand durchwegs etwas kleiner.

Muragl	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
MGL E2	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*27 - 32*	*2 - 3*	*100 - 1'500*	*20 - 35*	*~ 1*
Nordwest°°	*22 - 30*	*2 - 3*	*80 - 800*	*15 - 35*	*~ 3*
Südost°°	*20 - 30*	*1 - 2*	*90 - 3'000*	*20 - 45*	*~ 1*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

b) Folgerungen

Unter der ungefähr 2 m mächtigen Auftauschicht, deren Widerstand wie bei der Sondierung MGL E1 ca. 30 kΩm beträgt, liegt eine 20 bis 40 m dicke Schicht, welche sich durch permafrosttypische spezifische Widerstände zwischen 100 und 2'000 kΩm auszeichnet. Dass der Blockgletscher in diesem Teil ungefähr diese Mächtigkeit aufweist, stimmt auch mit der morphologischen Beobachtung überein: Die Höhe des Zentrums liegt mit 2'652 m ü. M. ungefähr 50 m höher als das Blockgletschervorfeld. Dies deutet wiederum darauf hin, dass die geoelektrischen Messungen tendenziell zu geringe Mächtigkeiten liefern resp. dass bei der Modellierung diejenigen mit den geringeren Widerständen und dementsprechend grösseren Dicken eher zutreffen.

Sondierung MGL E3

a) Sondierkurve und Modellierung

Das Zentrum liegt etwas oberhalb des Geländeknickes auf einer Höhe von 2'574 m ü. M. Obwohl die Potentialelektroden sorgfältig mit Feinmaterial plaziert wurden, streuten die Messungen derart stark, dass sie nicht interpretierbar sind. Das könnte so gedeutet werden, dass der Untergrund sehr inhomogen aufgebaut ist, d.h. dass vereinzelte, Eis enthaltende Permafrostflecken vorhanden sein könnten. Auch Barsch und Schneider (unpubl.) haben in diesem Bereich sehr widersprüchliche Werte gemessen. Auf der Oberfläche konnte sich wenig unterhalb des Zentrums eine beachtliche Vegetationsdecke (teilweise zusammenhängende alpine Rasen) aufbauen. Offenbar ist der Permafrost hier zumindest in Übergang zum inaktiven Zustand. Es ist durchaus denkbar, dass stellenweise das Untergrundeis am Ausschmelzen ist, und dadurch sehr unterschiedliche Bedingungen herrschen. Tendenziell nimmt der scheinbare Widerstand mit zunehmendem Elektrodenabstand ab, wobei die Grössenordnung von einigen Zehnern von kΩm ein Anzeichen für das Vorhandensein von Permafrost ist.

3.3.5.2 Zusammenfassung Blockgletscher Muragl

Obwohl die Oberflächen der Blockgletscher Murtèl und Muragl bezüglich Gestein vergleichbar sind, liegt der spezifische Widerstand der Auftauschicht beim Muragl mit 15 bis 30 kΩm durchwegs fast doppelt so hoch wie beim Murtèl. Das erstaunt umso mehr, als der durchschnittliche Blockdurchmesser auf dem Muragl eher kleiner ist. Wie auf dem Murtèl ist auch auf dem Muragl die Auftauschicht der höhergelegenen Sondierung dünner. Die spezifischen Widerstände des von oben nach unten tendenziell dünner werdenden, ca. 50 m mächtigen Permafrostes reichen knapp bis in den MΩm-Bereich. Somit sind die grössten Werte aber immer noch kleiner als die tiefsten Gletscherwiderstände. Der Fels resp. die unter dem Permafrost liegenden Lockersedimente weisen wenige kΩm auf.

3.3.6 Blockgletscher Suvretta

Die geoelektrischen Sondierungen sind zusammen mit der Refraktionsseismik die ersten geophysikalischen Messungen auf dem Blockgletscher Suvretta. Die drei Sondierungen wurden wie folgt verteilt: SUV E1 ist im Kar, ca. 50 m hinter dem Steilhang lokalisiert. Die zweite Sondierung liegt unterhalb des Steilhanges auf einer Höhe von 2'440 m ü. M. Die Sondierung SUV E3 wurde auf dem untersten Teil des Blockgletschers angesetzt, wo die Ova da Suvretta unter dem Permafrost durchfliesst. In Figur 27 sind die Sondierstandorte eingetragen.

3.3.6.1 Diskussion der einzelnen Sondierkurven

Sondierung SUV E1

a) Sondierkurve und Modellierung

Die Messungen zeigen wiederum die typischen Merkmale einer Permafrostsondierung. Allerdings gab es insbesondere beim südöstlichen Teil, vermutlich aufgrund topographischer Effekte und perennierender Schneeflecken, Probleme durch inkonsistente Messwerte. Für die Interpretation wurden folglich verschiedene Möglichkeiten in Erwägung gezogen: einerseits Weglassen der Werte bei AB/2 = 50 m und 70 m resp. 100 m und 130 m, andererseits Einbezug sämtlicher gemessenen Werte. Aus diesem Grunde erscheinen im Anhang unterschiedliche Fehlerangaben.

Suvretta	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
SUV E1	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*14 - 16*	*1 - 2*	*40 - 500*	*15 - 35*	*~ 5*
Nordwest°°	*~ 15*	*1 - 2*	*50 - 1'000*	*15 - 65*	*~ 5*
Südost°°	*11 - 13*	*1 - 2*	*80 - 600*	*15 - 100*	*~ 5*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

b) Folgerungen

Die Mächtigkeit der extrem grobblockigen Auftauschicht (spezifischer Widerstand ca. 15 kΩm) übersteigt auch hier die 2 m-Marke nicht. Der Permafrost, welcher durch spezifische Widerstände im Bereich von wenigen 100 kΩm charakterisiert ist, dürfte bis in eine Tiefe von beinahe 100 m reichen. Für die Modellierung der dritten Schicht ist wegen der relativ kurzen Auslage ($AB/2_{max.}$ = 130 m) eine ziemlich grosse Spannweite möglich. Trotzdem dürfte der Wert bei einigen kΩm liegen.

Sondierung SUV E2

Diese Sondierung wurde als Beispiel im Kapitel 3.3.3 diskutiert.

Suvretta	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
SUV E2	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*~ 5*	*1 - 2*	*20 - 500*	*10 - 20*	*~ 2*
Nord°°	*6 - 7*	*1 - 2*	*40 - 250*	*8 - 18*	*~ 1*
Süd°°	*~ 5*	*2 - 3*	*20 - 80*	*15 - 30*	*~ 3*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

a) Folgerungen

Die relativ feinkörnige Auftauschicht ist ebenfalls ungefähr 2 m dick. Der spezifische Widerstand ist deutlich geringer als auf den grobblockigen Oberflächen. Der Permafrost, welcher wenige Dekameter mächtig sein dürfte, weist einen Widerstand von rund 100 kΩm auf. Der Felswiderstand liegt bei einigen kΩm. Dieser konnte zuverlässiger modelliert werden als bei der Sondierung SUV E1, weil die Felstiefe geringer ist.

Sondierung SUV E3

a) Sondierkurve und Modellierung

Zunächst sollte die SUV E3 ca. 30 m weiter nördlich der schlussendlich gewählten Stelle durchgeführt werden. Da die Blöcke dort sehr gross sind und dementsprechend grosse Lufträume auftreten, war eine stabile Messung nicht möglich. Der gewählte Standort liegt auf dem rasenbedeckten Teil des Zungenbereiches.

Suvretta	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
SUV E3	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*10 - 13*	*1 - 2*	*50 - 400*	*10 - 20*	*~ 1*
Nord°°	*15 - 18*	*1 - 2*	*50 - 400*	*10 - 15*	*~ 1*
Süd°°	*20 - 30*	*1 - 3*	*50 - 130*	*15 - 30*	*~ 1*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

Trotz der feinmaterialreichen Oberfläche und den günstigen Voraussetzungen für die Ankoppelung der Elektroden, liegen die Werte des scheinbaren Widerstandes bei kleinen Elektrodenabständen deutlich über 10 kΩm und streuen leicht. Nach klarem Ansteigen fallen sie bereits bei AB/2 = 20 m stark ab. Dadurch konnte einerseits die zweite, aber auch die dritte Schicht gut modelliert werden.

b) Folgerungen

Auch im untersten, teilweise bewachsenen Teil des Blockgletschers ist die Mächtigkeit der Auftauschicht zirka 2 bis 3 m. Der Widerstand ist mit 10 - 15 kΩm angesichts der humusreichen Oberfläche erstaunlich hoch. Der ungefähr 20 m dicke Permafrost (spez. Widerstand maximal wenige 100 kΩm) wird vom Talbach offensichtlich unter- und nicht durchflossen, denn der Spiegel des aufgestauten Baches liegt 20 m tiefer als das Zentrum der Sondierung. Die dritte Schicht mit dem spezifischen Widerstand von knapp 1 kΩm entspricht dem Fels oder der wassergesättigten Lockermaterialfüllung des Tales.

3.3.6.2 Zusammenfassung Blockgletscher Suvretta

Auf dem Blockgletscher Suvretta scheint die sehr unterschiedlich gestaltete, oberste Schicht durchwegs zwischen 1 und 2 m dick zu sein. Ihr Widerstand liegt im Bereich von einigen bis 20 kΩm. Interessanterweise ist er für das grobblockige Material der Sondierung SUV E1 ähnlich wie beim vegetationsbedeckten und humusreichen Standort SUV E3. Der spezifische Widerstand des Permafrostes ist deutlich geringer als auf dem Blockgletscher Muragl, wobei wiederum die höchstgelegene Sondierung die grössten Werte aufweist. Die Modellierung des Widerstandes der dritten Schicht ist beim Blockgletscher Suvretta deshalb besser möglich, weil für die Sondierkurve mehrere Werte des abfallenden Teils erfasst werden konnten.

3.3.7 Pontresina-Schafberg

Die geoelektrischen Sondierungen bei den beiden Bohrlöchern auf dem Pontresina-Schafberg ermöglichen einen Vergleich der Oberflächensondierungen mit den Messungen des Resistivity-Logs. Für die Evaluation der Bohrlochstandorte wurden bereits mehrere Sondierungen durchgeführt (Geotest 1990, VAW 1991). Diese lagen aber nicht unmittelbar bei den Bohrlöchern (siehe Figur 37), zeigten aber allesamt Widerstände zwischen einigen kΩm und maximal 100 kΩm. Die Widerstandsmessungen im Bohrloch 2/1990 konnten leider nur zwischen 7 und 11 m ungestört aufgenommen werden. Im Bohrloch 1/1990 lassen sich jedoch 6 geoelektrisch verschiedene Schichten ausmachen (vgl. Figur 53). Im Anhang ist nebst den Rohdaten und den Modellkurven auch die Kurve dieser Stratigraphie eingezeichnet.

3.3.7.1 Diskussion der einzelnen Sondierkurven

Sondierung SFB E1

a) Sondierkurve und Modellierung

Die Messwerte sind trotz schwierigen äusseren Bedingungen zufriedenstellend. Am ersten Tag schneite es ca. 30 cm, ausserdem lag anfangs Juli immer noch ziemlich viel Altschnee. Allerdings kann nicht von einer permafrosttypischen Sondierkurve gesprochen werden, denn der Anstieg des scheinbaren Widerstandes fällt mässig aus.

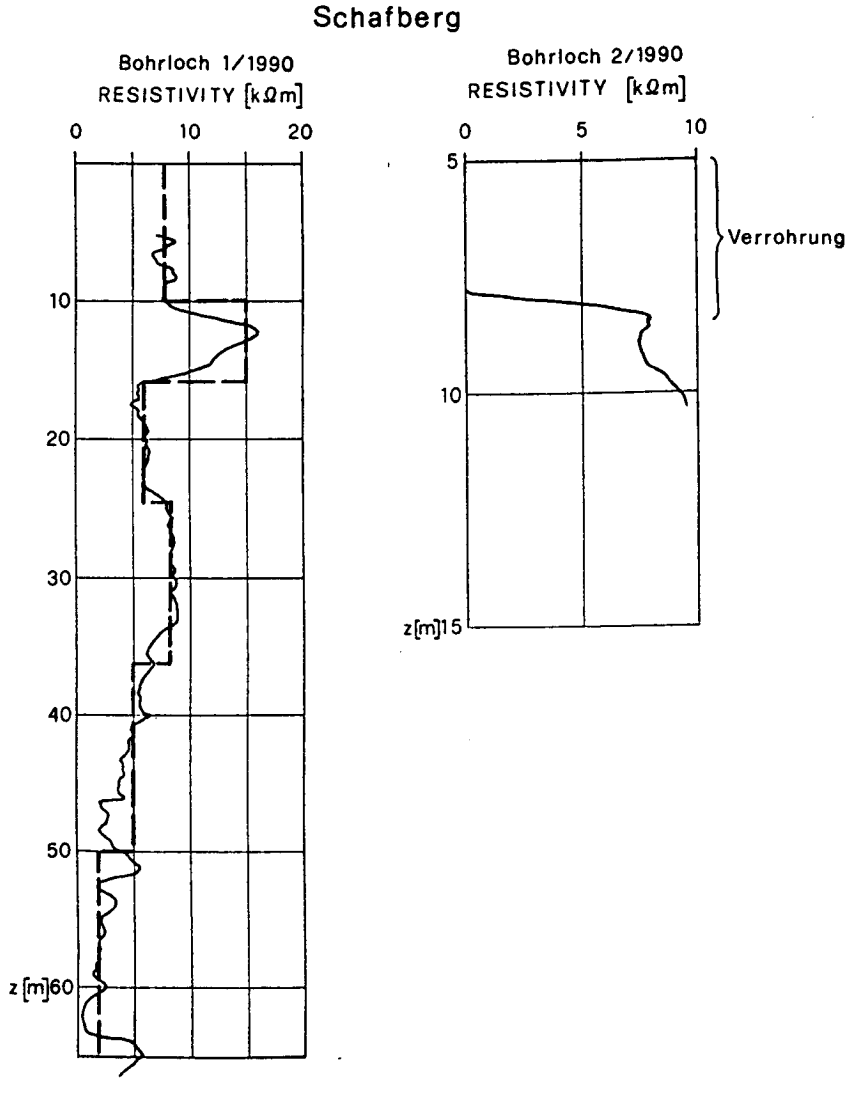
Ursina	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
SFB E1	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*3 - 6*	*1 - 4*	*9 - 22*	*15 - 45*	*~ 1*
Nord°°	*3 - 5*	*1 - 3*	*10 - 24*	*15 - 50*	*~ 2*
Süd°°	*3 - 8*	*1 - 4*	*10 - 22*	*15 - 40*	*~2*

° Schlumberger-Auslage

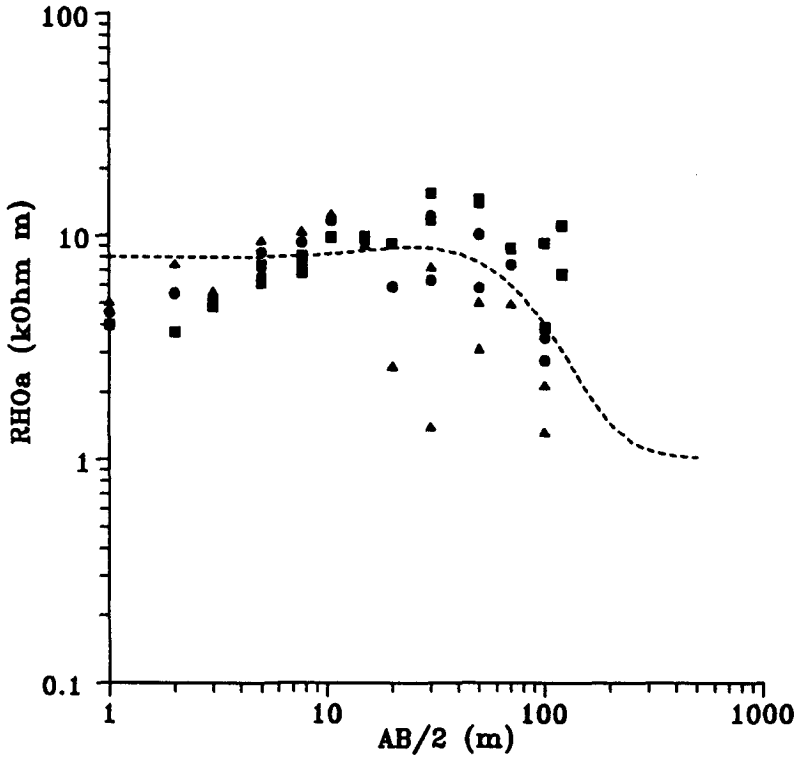
°° Hummel-Auslage

b) Folgerungen

Die Modelle sind bereits an die Kenntnisse aus der Bohrlochgeophysik angelehnt. Das angewandte Prinzip, den Permafrost in zwei Teilschichten zu unterteilen, welche eher dick und niederohmig sind, wird bestätigt. Die Auftauschichtmächtigkeit liegt im Bereich weniger Meter. Der Widerstand der zweiten Schicht, also des Permafrostes, ist im Vergleich zu den Messungen auf anderen Blockgletschern sehr tief. Die Mächtigkeit des Permafrostes wird deutlich unterschätzt, denn aus den Temperaturmessungen im Bohrloch ist bekannt, dass bis in eine Tiefe von mindestens 60 m negative Temperaturwerte auftreten. Ein Grund dafür liegt darin, dass der Fels einen viel geringeren Eisgehalt auf weist als der darüberliegende gefrorene Schutt. Bemerkenswert ist der Vergleich zwischen den Messdaten der Sondierung und der Modellierung für eine Stratigraphie des spezifischen Widerstandes aufgrund des im Bohrloch aufgenommenen Resistivity-Logs (Figur 53). Wie Figur 54 zeigt, sind die beiden Widerstandswerte absolut vergleichbar, denn die Modellkurve verläuft ziemlich zentral durch die streuenden Messwerte der Oberflächensondierung.



Figur 53. Resistivity Log der Bohrlochgeophysik im Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg. Es wurden sechs Schichten unterschieden (gestrichelte Linie), für welche die theoretische Schlumbergerkurve berechnet wurde (vergleiche Figur 54).



Figur 54. Rohdaten der geoelektrischen Tiefensondierung beim Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg (Kreise, Quadrate und Dreiecke) und die berechnete Modellkurve gemäss den sechs Schichten des Resistivity-Logs.

Sondierung SFB E2

a) Sondierkurve und Modellierung

Die Werte dieser Sondierung mussten für die Modellierung insofern angepasst werden, als beim Versetzen der Potentialelektroden jeweils grosse Sprünge auftraten. Somit wurden die scheinbaren Widerstände für die Werte von AB/2 grösser als 50 m ziemlich stark nach unten korrigiert. Der Grund für das grössere Streuen der Messwerte gegenüber der Sondierung SFB E1 dürfte in der topographischen Gegebenheit zu suchen sein: Das Profil verläuft in der Fallinie und weist entsprechend stärkere Unregelmässigkeiten auf.

Ursina	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
SFB E2	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*5 - 8*	*2 - 6*	*5 - 17*	*20 - 30*	*~ 2*
Ost°°	*6 - 7*	*3 - 5*	*8 - 40*	*30 - 60*	*~ 2*
West°°	*5 - 7*	*2 - 4*	*3 - 40*	*15 - 20*	*~ 2*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

b) Folgerungen

Weil die Messwerte ziemlich widersprüchlich sind, ergibt sich bei der Modellierung kein klares Bild. Immerhin ergeben sich auch bei dieser Sondierung im Vergleich mit den bohrlochgeophysikalischen Messungen ähnliche Resultate (siehe Anhang). Der spezifische Widerstand des Permafrostes ist ebenfalls verhältnismässig klein.

Sondierung SFB E3

a) Sondierkurve und Modellierung

Obwohl bei diesen Messungen kein Schnee mehr lag und an dieser Stelle auch die Blöcke erheblich kleiner sind als beim Bohrloch 1/1990, ist die Form der Sondierkurve eigentlich überhaupt nicht mehr permafrosttypisch: Der scheinbare Widerstand sinkt tendenziell sogar mit zunehmendem Elektrodenabstand. Aufgrund der zur Verfügung stehenden Bohrlochinformationen wurde aber trotzdem ein Drei- resp. Vierschichtenfall modelliert. Die Sondierung führt in den Steilhang des Val Giandains. Dementsprechend sind topographisch bedingte Streuungen zu erwarten.

Ursina	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
SFB E3	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*8 - 12*	*1 - 4*	*8 - 45*	*15 - 25*	*~ 1*
Ost°°	*8 - 12*	*1 - 4*	*8 - 45*	*14 - 30*	*~ 1*
West°°	*10 - 11*	*2 - 3*	*4 - 50*	*10 - 25*	*~ 1*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

b) Folgerungen

Eine Interpretation ohne zusätzliche Bohrlochinformationen wäre wohl ganz anders ausgefallen. Aufgrund der Messdaten würde der Untergrund nicht zwingend in drei oder gar vier Schichten unterteilt. Die Grenzen der Widerstände sind auch bei der generellen Auswertung überlappend. Immerhin geht im Vergleich zum Bohrloch 1/1990 die geringere Mächtigkeit des Permafrostes hervor, was auch durch die Temperaturmessungen im Bohrloch bestätigt wurde. Ausserdem liegt auch der Widerstand des Resistivity-Logs bei ungefähr 10 kΩm.

Sondierung SFB E4

a) Sondierkurve und Modellierung

Die Messung verlief ungewöhnlich: Nachdem die scheinbaren Widerstände durchwegs bei einigen kΩm lagen, wurden bei AB/2 = 70 m beim nördlichen Hummelteil wie aus heiterem Himmel bei vier unabhängigen Messungen sehr unterschiedliche Werte abgelesen. Die beiden Extreme liegen mit 60 kΩm und 40 MΩm um Grössen-

ordnungen auseinander. Der Stromeinspeisungspunkt liegt in einem Graben, welcher in der Regel wahrscheinlich viel Schnee aufweist. Anlässlich einer Sondierbohrung im Zusammenhang mit den Lawinenverbauungen wurde dort Eis entdeckt. Dieser Messpunkt wurde als Ausreisser nicht in die Modellierung einbezogen.

b) Folgerungen

Die Interpretation dieser Sondierung wäre ohne Zusatzinformationen kaum denkbar. Aus den Messwerten geht mit viel Phantasie eine Zweiteilung des Untergrundes hervor: unter dem ca. 10 kΩm- Material folgt eine besser leitende Schicht. Bemerkenswert ist aber auch hier, dass die Widerstände der Oberflächen- und der Bohrlochmessung im selben Bereich liegen.

Ursina	*Schicht 1*		*Schicht 2*		*Schicht 3*
SFB E4	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*
Sym°	*8 - 9*	*2 - 3*	*9 - 11*	*50 - 60*	*~ 1*
Nord°°	*5 - 6*	*2 - 4*	*9 - 14*	*50 - 70*	*~ 1*
Süd°°	*8 - 11*	*1 - 3*	*5 - 30*	*8 - 15*	*~ 1*

° Schlumberger-Auslage

°° Hummel-Auslage

3.3.7.2 Zusammenfassung Pontresina-Schafberg

Obwohl die geoelektrischen Tiefensondierungen auf dem Pontresina-Schafberg auf den ersten Blick nicht als typisch für Permafrostgebiete bezeichnet werden können, sind die daraus gewonnenen Erkenntnisse wichtig:

- Eishaltiger, gefrorener Schutt kann spezifische Widerstände um 10 kΩm aufweisen. Die Temperatur des Untergrundes liegt allerdings nur knapp unter 0°C und aufgrund der Messungen im Bohrloch am Murtèl-Corvatsch muss vermutet werden, dass die Temperaturen in den letzten fünf Jahren zunahmen. Möglicherweise ist der Permafrostkörper nicht mehr kompakt und zusammenhängend, wodurch die Messungen des scheinbaren Widerstandes stark streuen. Unter diesem Aspekt erscheint die Sondierung MGL E3, bei welcher ebenfalls widersprüchliche Werte gemessen wurden, in einem neuen Licht: Der Blockgletscher Muragl I befindet sich im untersten Teil nahe am Schmelzpunkt und dürfte zunehmend inaktiv werden.
- Der Pontresina-Schafberg ist eine der ersten Lokalitäten, an welcher elektrische Widerstandsmessungen sowohl an der Oberfläche, wie auch im Bohrloch durchgeführt werden konnten. Es konnte dabei festgestellt werden, dass die Widerstandswerte nicht nur mit der Tiefe ähnlich variieren, sondern auch absolut etwa im selben Bereich liegen.

3.3.8 Schlussfolgerungen Gleichstrom-Geoelektrik

Die geoelektrischen Sondierungen auf den Blockgletschern Murtèl, Muragl und Suvretta unterscheiden sich von denjenigen auf dem Pontresina-Schafberg. Sämtliche Messungen auf den Blockgletschern ergaben mit zunehmendem Elektrodenabstand zunächst ein Ansteigen des scheinbaren Widerstandes, gefolgt von einem in der Regel sehr stark ausgeprägten Abfallen. Für die Interpretation mittels entsprechenden Computerprogrammen wurde je ein Drei- und ein Vierschichtenfall untersucht, wobei bei letzterem die hochohmige, zweite Schicht des Dreischichtfalles zweigeteilt wurde. Das Verhältnis der spezifischen Widerstände der Auftauschicht und des Permafrostes liegt zwischen 10 und 200. Die Auftauschicht ist durch Werte von 4 bis 30 kΩm charakterisiert, der gefrorene Untergrund durch solche zwischen 50 und 2'000 kΩm. Dadurch unterscheidet sich dieses relativ niederohmige sogenannte 'congelation ice' deutlich vom sedimentären, klassischen Gletschereis. Die Dicke der Auftauschicht nimmt ausser auf dem Blockgletscher Suvretta systematisch mit abnehmender Meereshöhe zu, bleibt aber kleiner als ca. 5 m, d.h. der Permafrost ist aktiv. Mit der Geoelektrik wird die Mächtigkeit des gefrorenen Untergrundes tendenziell unterschätzt. Aufgrund thermischer und mechanischer Überlegungen dürfte der richtige Wert bei einigen Dekametern liegen.

Die Messungen auf dem Pontresina-Schafberg zeigten, dass der gefrorene Untergrund durchaus spezifische Widerstände bis hinunter auf knapp 10 kΩm aufweisen kann, und dass die Resultate der Sondierungen an der Oberfläche mit jenen der Bohrlochmessungen vergleichbar sind.

3.4 Georadar

3.4.1 Allgemeines

Mit Hilfe elektromagnetischer Wellen lassen sich einseitig zugängliche dielektrische Stoffe, also z.B. auch der Untergrund, untersuchen. Das Prinzip ist demjenigen der Reflexionsseismik sehr ähnlich, wo elastische Wellen eingesetzt werden. Im Unterschied zur Seismik hängt die Wellengeschwindigkeit nicht von den Elastizitätsmoduln und der Dichte, sondern von der Permittivität (ε) und der Permeabilität (μ) des Mediums ab. Ausserdem nimmt in der Regel die Ausbreitungsgeschwindigkeit mit der Tiefe ab, so dass es kaum kritische Refraktionen gibt.

Tabelle 1. Ausbreitungsgeschwindigkeiten elektromagnetischer Wellen in verschiedenen Medien (Davis and Annan 1989).

Medium	Geschwindigkeit [m/μs]	Dämpfung [dB/m]
Luft	300	0
Eis	165 - 170	0.01
Wasser	33	0.1
Meerwasser	100	1'000
Kalk	120	0.4 - 1
Granit	130	0.01 - 1
Trockener Sand	150	0.01

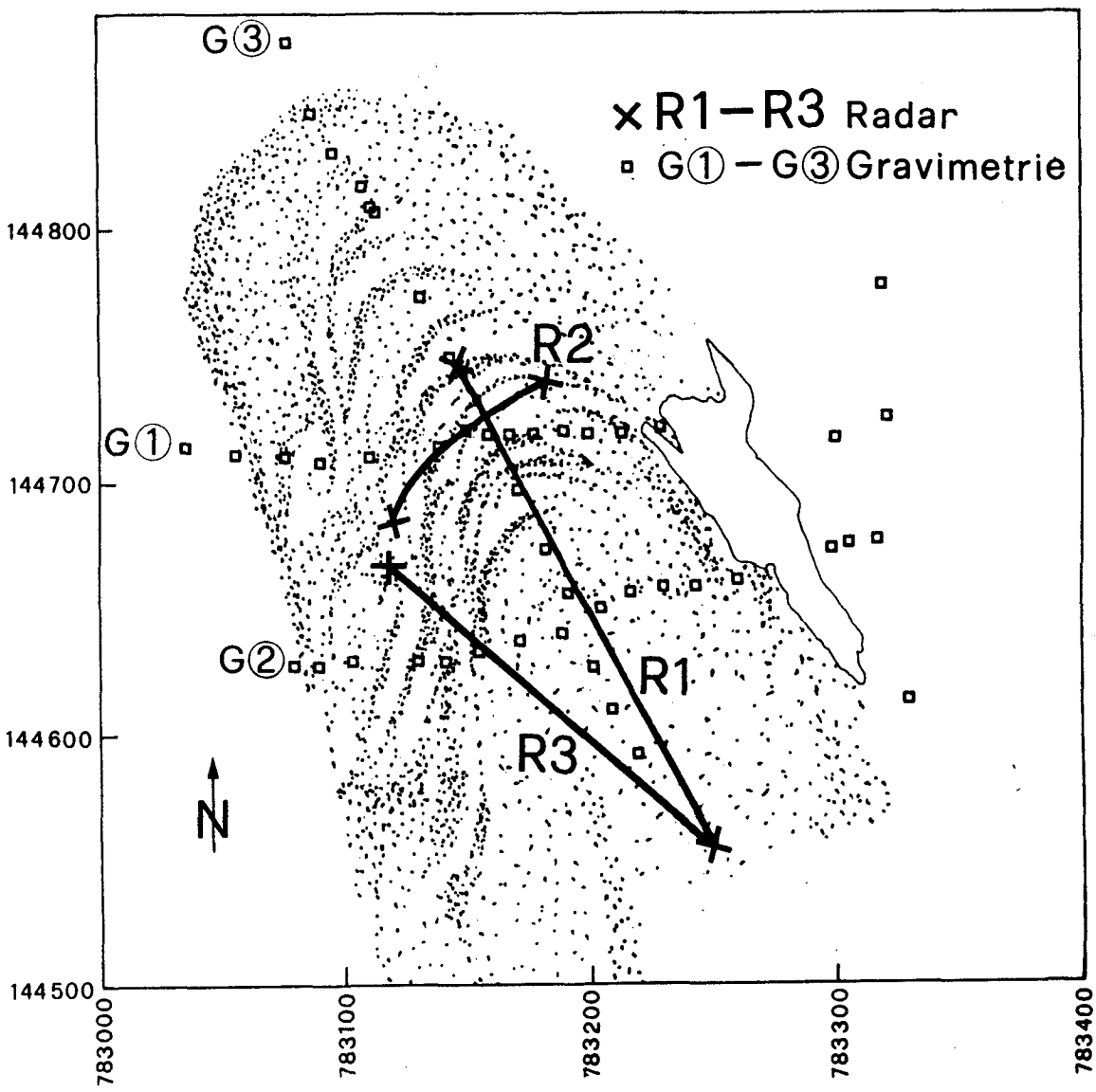
Das Georadar, auch Radioecholot genannt, wird oft zur Eisdickenbestimmung auf Gletschern angewendet (z.B. Funk and Röthlisberger 1989). Die theoretischen Aspekte sind zum Beispiel in Rasmussen (1986) und Haeberli et al. (1988b) dargestellt. Auf temperierten Gletschern erwies sich das Georadar zunächst als wenig erfolgreich, weil der relativ hohe Anteil ungefrorenen Wassers eine starke Streuung der Signale verursacht. Durch die Verwendung von tieferen Frequenzen (1 - 10 MHz) konnte dieses Problem jedoch mittlerweile gelöst werden.

Aus Alaska (Unterberger 1978, Lawson et al. 1991) und Kanada (Annan and Davis 1976, Lafleche et al. 1988, Pilon et al. 1992) sind verschiedene Georadar-Untersuchungen im Permafrost bekannt. Meist wurden dazu Frequenzen zwischen 50 und 500 MHz verwendet. Die Tiefenreichweite liegt entsprechend zwischen 30 und 10 m.

Im Permafrost der Alpen wurden Messungen mit einem Monopulsgerät (Kopie desjenigen des US Geological Survey, Freuqenzband: 2.5 - 5 MHz) Testmessungen auf dem Gruben-Blockgletscher (Haeberli et al. 1982) und auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch (King et al. 1987) durchgeführt. Obwohl die Resultate nicht eindeutig ausfielen, konnte doch beispielsweise klar zwischen Blockgletschern (Gruben) und stark schuttbedeckten Gletschern (Rossboden) unterschieden werden.

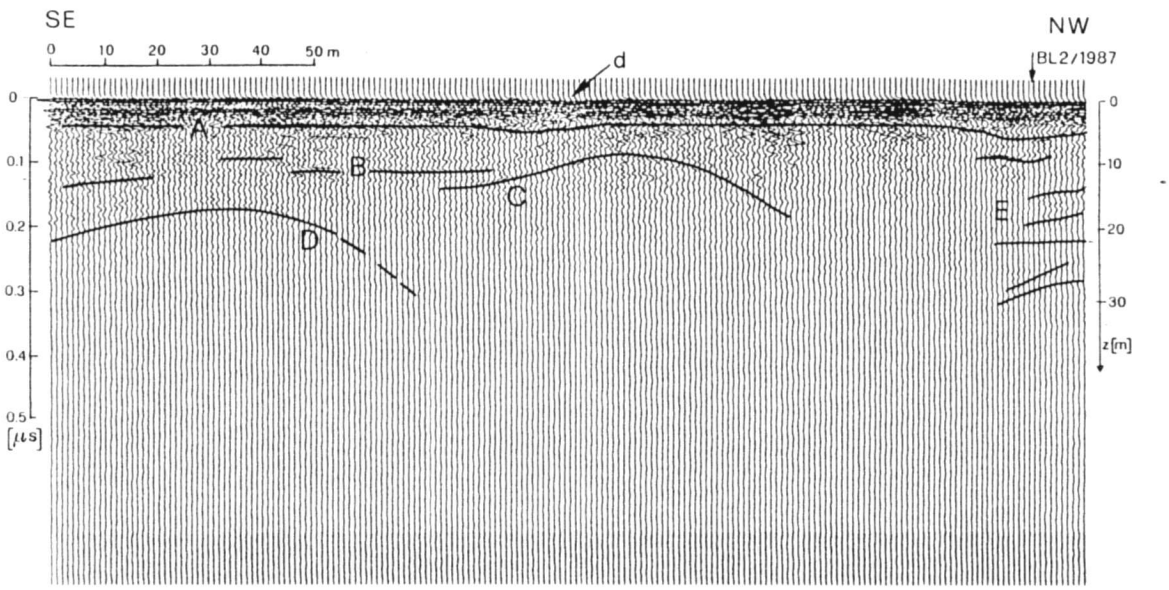
3.4.2 Messungen auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch

Die Messungen auf dem Blockgletscher Murtèl wurden im April 1990 mit der Apparatur von Dr. G. Meyer (Inst. für Kommunikationstechnik der ETHZ) durchgeführt. Das Gerät wurde ursprünglich zur Detektion verdeckter Gletscherspalten entwickelt (Meyer 1985). Mit dieser Apparatur wurde auch die Mächtigkeit des kalten Grenzgletschers auf dem Colle Gnifetti untersucht (Wagner, in Vorb.). Das Gerät arbeitet in einem Frequenzbereich von 50 MHz bis 300 MHz, wobei das Energiemaximum bei 65 MHz liegt. Wie sich zeigte, ist dies auf Blockgletschern nicht die ideale Frequenz, da die Wellenlänge im Bereich der Abmessung der grösseren Blöcke liegt.



Figur 55. Auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch wurden drei Georadarprofile (MRT R1 bis R3) und insgesamt 55 gravimetrische Messungen, welche hauptsächlich auf drei Profile (G1 bis G3) verteilt waren, aufgenommen. Je zwei Profile kreuzen sich dabei bei der Bohrstelle 2/1987.

Das führt zu einer diffusen Streuung und entsprechend zu einer erheblichen Dämpfung der Signale. Eine Spur setzt sich aus dem Mittel von zehn Einzelmessungen zusammen. Durch die Stapelung können die Störsignale (Noise) reduziert werden. Die beiden Schlitten mit der Apparatur wurden mit einer Stahlseilwinde über die Schneeoberfläche gezogen. Sender und Empfänger hatten einen Abstand von 16 m (Profil MRT R1) resp. 15 m (Profil MRT R3 und MRT R2) und der Messpunktabstand betrug jeweils 1.2 m. Wie Figur 55 zeigt, wurden drei Profile gemessen: vom Standort der Seilwinde aus zwei Profile annähernd in der Fallinie, das eine entlang einer Fliesslinie über das Bohrloch 2/1987, das andere zum westlichen Blockgletscherrand. Das Profil MRT R2 verläuft quer dazu über das Bohrloch auf dem Rücken. Zudem wurden beim Bohrloch Common-Mid-Point-Messungen (CMP) zur Ermittlung der Geschwindigkeit-Tiefen-Beziehung durchgeführt. Mangels Reflektoren erbrachte diese Messung allerdings keine Ergebnisse. Für die Auswertung der Profile wurde mit einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von $170 \cdot 10^6$ m/s gerechnet (Wagner in Vorb.).



Figur 56. Die montierten Spuren des Radarprofils MRT R1 (nicht höhenkorrigiert). Deutlich sichtbar ist der Einsatz des direkten Pulses (d). Die später einsetzenden Reflexionen könnten teils Schichten oder einzelnen Steinen im Untergrund zugeordnet werden (A, B, D, E), teils stammen sie von grossen, an der Oberfläche liegenden Blöcken (Reflektor C). Die Zeit entspricht der Laufzeitdifferenz zum direkten Luftpuls.

Figur 56 zeigt die Signalspuren des Profils MRT R1. Der erste scharfe Einsatz stammt von der direkten Welle, welche durch die Luft zum Empfänger gelangte. Darunter sind einige zusammenhängende Reflexionen zu beobachten. Unterhalb gut 0.25 μs, was einer Tiefenlage von etwa 25 m entspricht, sind die Signalamplituden der Rohdaten zu klein. Die Signale wurden daraufhin untersucht, ob die über mehrere Spuren verfolgbaren Reflexionen vom gleichen Punkt an der Oberfläche, z.B. von einem grossen, aus der Schneedecke ragenden Stein, stammen könnten. Einige Reflexionen (z.B. C in Figur 56) stammen vermutlich von einem solchen Oberflä-

chenkörper. Die Form der Reflexion C ist charakteristisch für diese Störkörper: sanftes Ansteigen und wieder Abfallen in den montierten Spuren. Andere Reflexionen (A, B, D in Figur 56) können über mehrere Dekameter verfolgt werden. Ihre Tiefe ändert sich praktisch nicht, weist teilweise aber Unterbrüche auf. Reflektor A liegt in einer Tiefe von 2 bis 3 m und könnte dem feinmaterialreichen Permafrostspiegel zugeordnet werden. Andere, nicht durchgehende Reflektoren werden vermutlich durch Silt/Sand-Schichten (linienförmiger Reflektor) oder durch vereinzelte grosse Steine (hyperbelförmiger Reflektor) im eisreichen Permafrost verursacht. Reflektor D im obersten Teil des Profils 1 liegt in einer Tiefe von knapp 20 m und taucht ungefähr 100 m oberhalb des Bohrlochs ab. Unterhalb gut 20 m Tiefe sind keine Reflexionen mehr auszumachen. Denkbar ist, dass es sich beim Reflektor D um den beim Bohrloch 2/1987 in 28 bis 30 m Tiefe festgestellten Scherhorizont handelt, der durch den grossen Anteil an Silt einen relativ guten Reflektor abgibt. Beim Bohrloch 2/1987, wo durch die Kerne und das Gamma-Gamma-Log gute stratigraphische Informationen vorliegen, können einige schwache Reflexionen interpretiert werden (E), welche sich zwischen 15 und knapp 30 m Tiefe befinden. Die Zuordnung zu einzelnen Schichten der Stratigraphie ist nicht möglich, obwohl im Bohrloch ab 15 m Tiefe der Silt/Sand-Anteil zunimmt.

Die beiden anderen Profile, welche auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch aufgenommen wurden, brachten vergleichbare Resultate. Insbesondere Profil MRT R 3 weist eine Reflexion auf, die vom gleichen Oberflächenpunkt stammt wie die Reflexion C in Profil MRT R 1. Tatsächlich liegt zwischen den beiden Profilen, nahe bei der geoelektrischen Tiefensondierung MRT E3, ein ca. 4 m aus dem Schnee ragender Block, von welchem die erwähnten Reflexionen stammen dürften.

Mit derselben Apparatur wurden anschliessend Messungen auf dem Pontresina-Schafberg, in der Nähe des später realisierten Bohrlochs 2/1990, durchgeführt (VAW 1991). Interne Reflexionen fehlen an dieser Lokalität allerdings weitgehend. Dies könnte auf einen geringeren Eisgehalt des Permafrostes hinweisen.

3.4.3 Schlussfolgerungen Georadar und Ausblick

Auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch und am Pontresina-Schafberg wurden mit einem 65 MHz-Gerät drei Georadar-Profile quasi kontinuierlich (Messpunktabstand 1.2 m) aufgenommen. Während auf dem Schafberg keine internen Reflexionen direkt erkennbar sind, erlauben die Messungen auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch folgende Rückschlüsse:

- Die Reflexionen stammen teils von Schichten oder einzelnen Blöcken im Untergrund des Permafrostes, teils von grossen Blöcken, welche aus der Schneedecke ragen.
- Die Zuordnung der Reflektoren zu konkreten Schichten oder eingefrorenen Blöcken ist schwierig und nicht eindeutig.
- Mit der verwendeten Apparatur konnte ein Tiefenbereich bis knapp 25 m abgedeckt werden. Der Scherhorizont, in welchem 75 % der Oberflächenbewegung stattfinden, liegt jedoch beim Bohrloch 28 bis 30 m tief.

Die mit dieser Kampagne gesammelten Erfahrungen ermöglichen aber auch, eine allfällig nächste Messung besser zu konzeptionieren:

- Sicherlich müsste angesichts der lateral stark ändernden Verhältnisse wiederum quasi-kontinuierlich mit einem engen Messpunkteabstand gemessen werden.
- Nützlich wäre zudem eine Kartierung sämtlicher potentieller Oberflächenreflektoren, d.h. derjenigen Blöcke, welche aus dem Schnee ragen, und der Gräben und Rücken.
- Generell brächte der Einsatz tieferer Frequenzen (kleiner als ~50 MHz) die Vorteile, dass einerseits die Signale an den Blöcken der Oberflächenschicht weniger gestreut würden, und dass andererseits grössere Eindringtiefen erreicht werden. Nachteilig wirkt sich die verminderte Auflösung aus. Die Frequenz müsste dementsprechend optimiert und auf den durchschnittlichen Durchmesser der grobblockigen Oberflächenschicht angepasst werden.

3.5 Gravimetrie

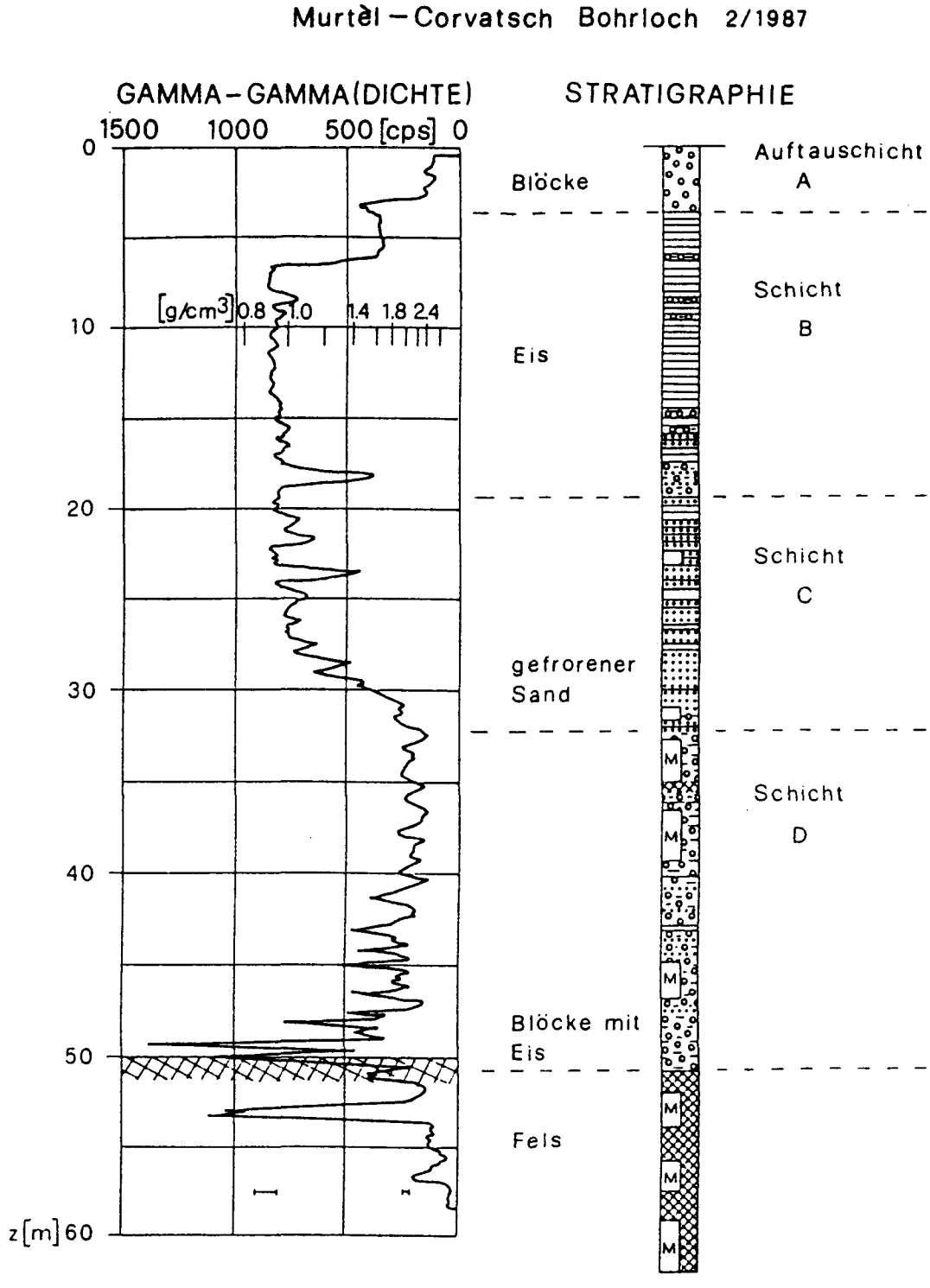
3.5.1 Einleitung

Es gibt nur wenige gravimetrische Messungen im Permafrost, obwohl die Methode auch schon zur Bestimmung von Eisdicken auf Gletschern angewendet wurde (Bentley 1964, Klingelé and Kahle 1977). Scott et al. (1979) geben einen Überblick über die bisherigen Arbeiten. Auf Gletschern entspricht eine Anomalie von 1 mgal je nach Verhältnissen einer Eisschicht von 13.5 bis 20 m (Ostenso et al. 1965).

Aus dem kontinuierlichen Permafrost Alaskas gibt es einige Messungen: So haben Rampton and Walcott (1974), Osterkamp and Jurick (1980) und Kawasaki et al. (1983) gravimetrische Anomalien teilweise mit Bohrlochinformationen korreliert. Séguin and Freydecki (1990) haben im nördlichen Quebec Eislinsen mittels Gravimetrie, induzierter Polarisation und Geoelektrik untersucht. Allerdings kann von der Gravimetrie nicht erwartet werden, die genaue Tiefe resp. die Mächtigkeit des Eises zu liefern. Vielmehr kann der Eisgehalt und dessen Ausdehnung über ein bestimmtes Gebiet abgeschätzt werden.

Definitionsgemäss sind Blockgletscher kriechende Permafrostvorkommen. Damit der Permafrost überhaupt kriechen kann, muss der Eisgehalt so gross sein, dass das Eis die mechanischen Eigenschaften des Eis-Schutt-Gemisches zumindest mitbestimmt oder gar dominiert. Wenn lediglich Teile des vorhandenen Porenraumes Eis enthalten, trifft dies in der Regel nicht zu. Der Permafrost muss eisübersättigt sein, d.h. der Eisgehalt muss grösser sein als der Porenraum. Bei Eisübersättigung verformt sich das Eis des Permafrostes ähnlich wie jenes von Gletschern (konstante Verformungsgeschwindigkeit bei konstanter Auflast), und es entsteht ein Blockgletscher mit markanten Fliessstrukturen.

Wie die Kernbohrung 2/1987 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch zeigt, besteht dieser teilweise aus massivem Eis (Haeberli et al. 1988a). Im Dichtelog der Bohrlochgeophysik wie auch in der Kernstratigraphie (Figur 57) kristallisierte sich eine markante Zweiteilung heraus: Unter der grobblockigen, 3 m mächtigen Auftauschicht folgt eine Schicht aus fast reinem Eis. Zwischen 30 m Tiefe und dem Fels in 57 m Tiefe besteht der Blockgletscher aus eisgesättigten Blöcken, d.h. der Eisgehalt beträgt 30 - 40 Vol%. Die Dichteverteilung an der Stelle des Bohrlochs wurde aufgrund des Gamma-Gamma-Logs (Vonder Mühll and Holub 1992) bestimmt. Der oberflächennahe, eisübersättigte Teil, aber auch die darunterliegende gesättigte Schicht, weisen gegenüber dem anstehenden Fels eine deutlich geringere Dichte auf. Folglich ist mit einer negativen gravimetrischen Anomalie über dem eisreichen Teil zu rechnen. Die Gravimetrie hat ausserdem gegenüber anderen geophysikalischen Methoden den Vorteil, dass die komplizierte Oberflächenstruktur bei der Auswertung mitberücksichtigt wird und die Tiefenwirkung wesentlich besser ist.



Figur 57. Eine Zusammenstellung der wichtigsten Ergebnisse der Bohrung 2/1987: die Messungen des Dichte-Logs (links), bei welchem die Werte tiefer als 40 m durch Kavernen und Auswaschungen im Bohrloch stark gestört sind, und die Stratigraphie der Bohrkerne (rechts). Aufgrund der Stratigraphie und des Dichte-Logs wurden für die Auswertung vier Schichten unterschieden: die Auftauschicht (A) bis in 3 m Tiefe, eine Schicht (B) aus fast reinem Eis (3 - 20 m), eine Eis-Silt-Sand-Schicht (C) bis 30 m und die Schicht D mit Blöcken, deren Zwischenräume mit Eis gefüllt sind.

3.5.2 Theoretische Grundlagen

Das Schwerefeld an der Erdoberfläche hängt von fünf Faktoren ab:

1.) geographische Breite

2.) Höhe über Meer

3.) Topographie der Umgebung

4.) Gezeiten

5.) Dichteverteilung im Untergrund.

Der Einfluss der ersten vier Faktoren kann mit grosser Genauigkeit berechnet werden. Das Schwerefeld für ein Modell mit homogener Dichteverteilung im Untergrund ist also bekannt. Dementsprechend erlauben Messungen, welche unter Berücksichtigung der ersten vier Faktoren korrigiert werden, Rückschlüsse auf die Dichteverteilung im Untergrund. Die Differenz zwischen der gemessenen Schwere und der berechneten für eine homogene Dichteverteilung (g_{Modell}) ergibt die sogenannte Schwereanomalie Δg:

$$\Delta g = g_{gemessen} - g_{Modell}$$

Der Einfluss der Gezeiten wird gemäss EAEG (1990) berechnet und der gemessene Schwerewert direkt korrigiert.

Das homogene Modell wird stufenweise für jeden Faktor berechnet:

3.5.2.1 Effekt der geographischen Breite

Unter der Annahme, dass die Erde annähernd die Form eines Rotationsellipsoides aufweist, ergibt sich der theoretische Wert der Normalschwere γ_0 auf Meereshöhe als Funktion der geographischen Breite φ:

$$\gamma_0 = g_e(1 + \alpha \cdot \sin^2\varphi + \beta \cdot \sin^2 2\varphi)$$

wobei: g_e = Schwere am Äquator = 9.7803185 m s^{-2}

$\alpha = 0.053024$

$\beta = 0.0000059$

3.5.2.2 Effekt der Höhe über Meer

Weil die Messstation in der Regel nicht auf dem Referenzellipsoid liegt, muss im Modell die Höhe über Meer mitberücksichtigt werden. Dies geschieht in zwei Schritten. Zunächst wird die Distanz ΔH zwischen dem Ellipsoid und der Stationshöhe korrigiert:

$$\Delta g_{FL} = \frac{\partial \bar{g}}{\partial z} \Delta H$$

mit: Δg_{FL} = Höhenbedingte Schwereänderung, auch Freiluft - Korrektur genannt

$\frac{\partial \bar{g}}{\partial z}$ = Mittlerer vertikaler Schweregradient (-0.3086 mgal/m)

$\Delta H = z$ = Höhe über dem Ellipsoid.

Im zweiten Schritt wird die Massenanziehung des Materials zwischen der Station und dem Ellipsoid berechnet, welche oben unberücksichtigt blieb. Der Einfachheit halber wird dabei eine homogene, unendlich ausgedehnte Platte (Bouguerplatte) tangential zum Ellipsoid angenommen. Somit ist die Korrektur Δg_B gegeben durch:

$$\Delta g_B = G\rho \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\int_{0}^{z} \frac{z\,dx\,dy\,dz}{\left(x^2+y^2+z^2\right)^{\frac{3}{2}}} = G\rho \cdot 2\pi \cdot z$$

Die gesamte Höhenkorrektur beträgt also ([z] = m, [ρ] = kg m^{-3}):

$$\Delta g_{Höhe} = \Delta g_{FL} + \Delta g_B = -0.3086\ z + G \cdot 2\pi \cdot \rho z = -0.3086 \cdot z + 41.9 \cdot \rho z$$

G = Universelle Gravitationskonstante = $6.67 \cdot 10^{-11}$ N m^2 kg^{-2}

3.5.2.3 Topographischer Effekt

Bei der Berechnung des zweiten Terms der Höhenkorrektur wurde zwischen dem Referenzellipsoid und der Station eine horizontale Platte angenommen. Der Effekt von Tälern und Bergen wurde noch nicht berücksichtigt. Der Einfluss der Topographie auf die Schwere muss aber ebenfalls in Betracht gezogen werden. Üblicherweise geschieht dies mittels numerischer Integration eines digitalen Geländemodells. Daraus geht der topographische Faktor T hervor.

Schliesslich ergibt sich also für die Schwereanomalie $\Delta g_{Bouguer}$ [mgal]:

$$\Delta g_{Bouguer} = g_{gemessen} - [\gamma_0 - 0.3086 \cdot z + 41.9 \cdot \rho z - \rho T]$$

ρ = Gesteinsdichte [kg m^{-3}]

T = Berechnete Topographiekorrektur für ρ = 1 kg m^{-3}.

3.5.3 Gravimetrische Messungen und Korrekturen

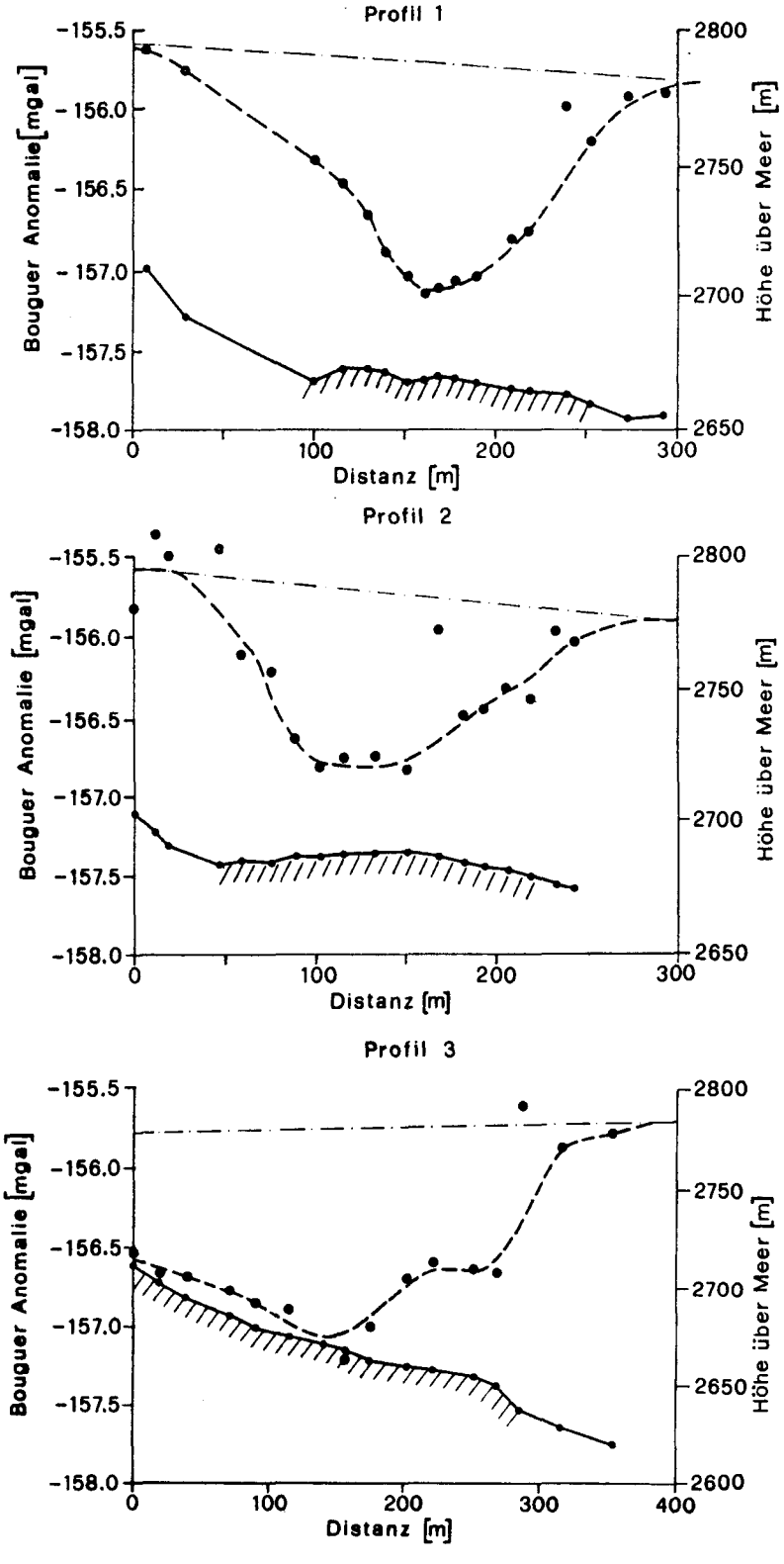
Im Sommer 1991 wurden insgesamt drei gravimetrische Profile auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch aufgenommen (siehe Figur 55). Profil 1 besteht aus 17 Punkten und verläuft quer zur Fliessrichtung genau über das Bohrloch 2/1987. Profil 2, ebenfalls ein Querprofil mit 18 Messpunkten, liegt ca. 50 m oberhalb von Profil 1. Das dritte Profil (Profil 3) verläuft als Längsprofil von der Blockgletscherstirn über das Bohrloch bis in ca. 2'720 m ü. M. Die Punkte wurden so ausgewählt, dass die Korrektur der Nahtopographie (Dezimeterbereich) vernachlässigt werden konnte, d.h. dass die nächste Umgebung der Punkte möglichst ähnlich war. Jeder Punkt wurde mit dem automatisch registrierenden Theodoliten T1600 und dem Distanzmessgerät DI3000 von einem Fixstativ aus vektoriell eingemessen. Die Lage der Punkte wurde in Schweizer Landeskoordinaten berechnet. Neben den drei Profilen wurde ein Dutzend Punkte ca. 50 m um den Blockgletscher herum möglichst direkt auf dem anstehenden Fels aufgenommen, um den regionalen Trend des Schwerefeldes zu bestimmen.

Für die gravimetrischen Messungen wurde ein LaCoste and Romberg G - Gravimeter verwendet. Das absolute Schwerefeld wurde bei der Kirche Silvaplana gemessen, einer Station erster Ordnung des Schweizer Schwerenetzes. Die Instrumentendrift wurde durch regelmässige Kontrollmessungen an einer Station beobachtet. Während den Messungen war die Drift kleiner als 5 µgal pro Stunde. Sowohl die Drift, als auch der Effekt der Gezeiten wurden direkt bei der Berechnung der gemessenen Schwere korrigiert.

Die Breiten- und Höhenabhängigkeit wurde gemäss den oben erwähnten Grundlagen berechnet. Bei der Reduktion des topographischen Effektes war sowohl das ausgeprägte Relief des Blockgletschers, als auch das der alpinen Umgebung zu berücksichtigen. Im Umkreis von 100 m um die Stationen wurde ein digitales Geländemodell mit einer Maschenweite von 5 auf 5 m benutzt. Entfernungen zwischen 100 m und 2'500 m wurden mit einem Gitterabstand von je 50 m modelliert. Der Einfluss jeder Gitterzelle wurde mittels der rechtwinkligen Prismenformel nach Nagy (1966) berechnet. Das Gelände, welches zwischen 2.5 km und 26 km von der Station entfernt ist, wurde in ein Gitter von 1 Bogenminute Abstand eingeteilt, zwischen 26 km und 167 km wurde über 3 Bogenminuten-Elemente gemittelt. Diese Korrekturen erfolgten nach der 'line-of-mass'-Formel mittels der Methode von Plouff (1966). Für sämtliche Korrekturen wurde mit einer für Granite typischen Dichte von 2'670 kg m^{-3} gerechnet. Dieser Wert geht auch aus dem Gamma-Gamma-Log hervorgeht.

Da die Methode der Gravimetrie additiv ist, ergibt sich die gesamte Anomalie als Summe aller Teilanomalien, produziert von Störkörpern, welche von der Reduktionsdichte abweichen. Die gravimetrische Interpretation beginnt folglich immer mit der Beschränkung auf die interessierende Struktur. Die Form einer Anomalie hängt direkt mit der Grösse oder der Tiefe des Störkörpers zusammen. Grosse und/oder tiefgelegene Körper erzeugen Anomalien mit grosser Wellenlänge. Solche Anomalien nennt man Regionalanomalien; die verbleibende, lokale heisst Residualanomalie.

Im Falle des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch setzt sich die Anomalie aus der Überlagerung der Effekte des eishaltigen Permafrostes und der Grossstruktur der Alpen zusammen. Letztere ist aufgrund der grossen Tiefe der Alpenstruktur im



Figur 58. Gemessene (Kreise) und geglättete (gestrichelte Linie) Werte der Bouguer Anomalie entlang der Profile 1 (oben), 2 (Mitte) und 3 (unten). Die topographische Korrektur bis 167 km Entfernung wurde mit der Reduktionsdichte von 2'670 kg m^{-3} berechnet. Der regionale Trend ist durch die strich-punktierte Linie gegeben. Die Topographie der Messpunkte (ausgezogene Linie) sowie der auf dem Blockgletscher liegende Teil der Profile (schraffierter Bereich) ist unten dargestellt.

Untersuchungsgebiet eine schwach geneigte Ebene. Die Regionalanomalie entspricht also einer Ebene resp. einer Geraden durch die Profilpunkte, welche ausserhalb des Blockgletschers liegen. Aus der Figur 58 geht eine nach Westen leicht abnehmende, regionale Anomalie mit einem Mittelwert von ungefähr -156 mgal hervor. Die Nord-Süd verlaufende Komponente ist indessen schwierig zu bestimmen, da im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes kein Fels zutagetritt. Die daraus resultierende Unsicherheit für die Residualanomalie wird mit ±0.1 mgal beziffert.

3.5.4 Modellierung

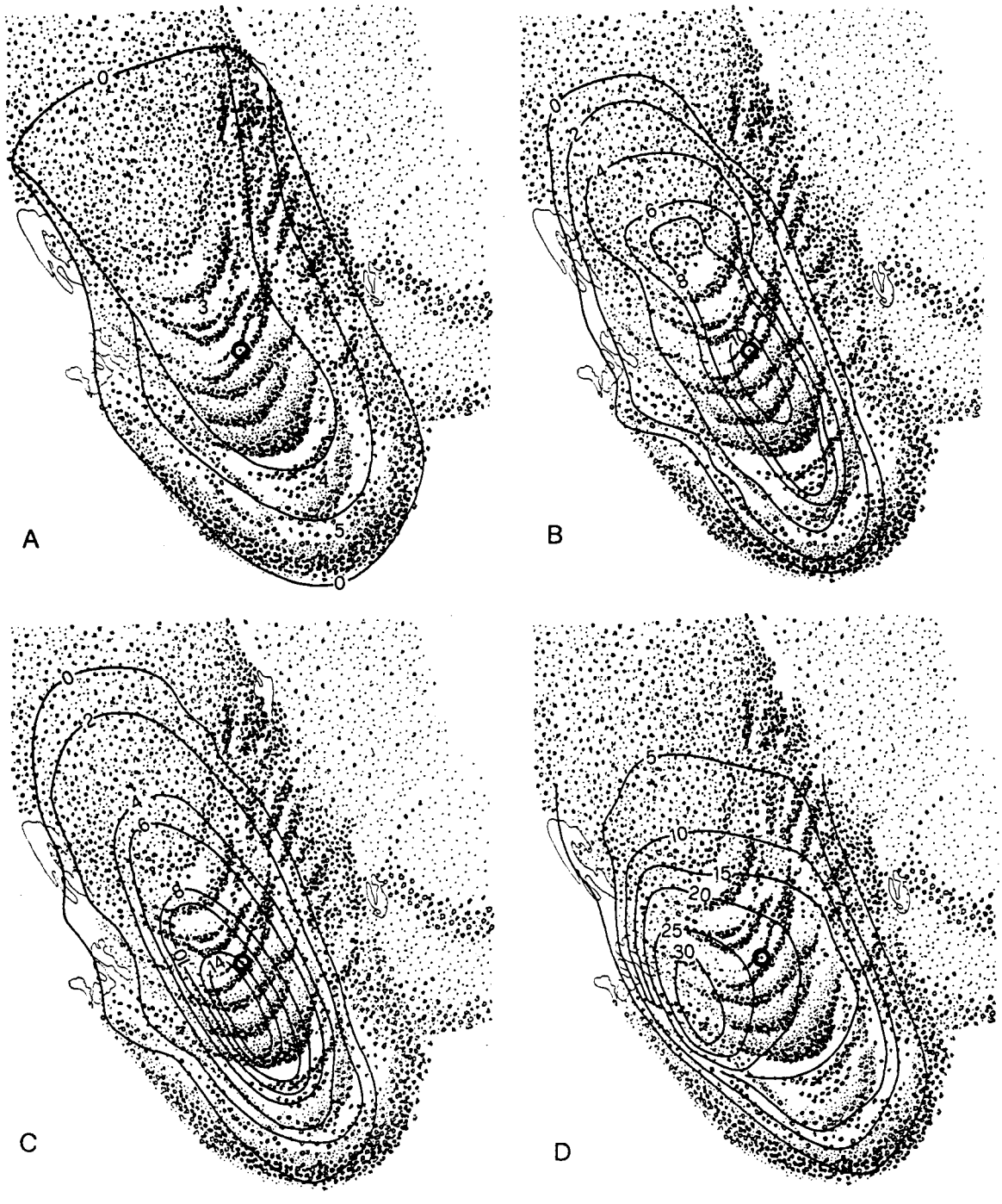
Die gravimetrische Interpretation besteht darin, den die Schwereanomalie verursachenden Störkörper zu bestimmen. Es gibt dazu zwei Möglichkeiten: die indirekte Methode, auch Modellierung oder 'trial and error' genannt, und die direkte Methode oder Inversionsmethode. Bei letzterer wird versucht, direkt anhand der Anomalie auf die Form des Störkörpers zu schliessen. Diese Methode wird eingesetzt, wenn der Störkörper eine einheitliche Dichte aufweist. Wie das Dichtelog der Bohrung 2/1987 zeigt, ist diese Bedingung für den Blockgletscher Murtèl-Corvatsch jedoch nicht erfüllt. Bei der indirekten Methode wird die Massenverteilung des Untergrundes aufgrund unabhängiger Parameter (Informationen aus Bohrlöchern, anderen geophysikalischen Methoden, der Geomorphologie oder der Geologie) vorgegeben und die daraus resultierende Schwereanomalie berechnet. Diese wird mit der gemessenen Anomalie verglichen und die Geometrie der Massenverteilung entsprechend angepasst, bis die Differenz möglichst klein ist.

In einem ersten Schritt wurde eine Modellierung in 2½ Dimensionen (Cady 1980) durchgeführt. Bei einem 2½ - dimensionalen Modell wird der Störkörper entlang dem Profil in polygonale Teilkörper unterteilt und seitlich parallel zum Profil über eine bestimmte Distanz ausgedehnt. Die daraus resultierenden Dichteverteilungen wurden für die 3-dimensionale Geometrie jeder Schicht des Störkörpers benutzt.

Als Störkörper gilt für den vorliegenden Fall der kriechende Permafrostkörper, welcher aufgrund des darin enthaltenen Eises eine geringere Dichte aufweist als der anstehende Fels, für welchen eine homogene Dichte von 2'670 kg m^{-3} angenommen wurde. Massgebend für die in Figur 59 dargestellte Geometrie der modellierten Schichten war in erster Linie das Gamma-Gamma-Log (Dichte-Log) der Bohrung 2/1987 (siehe Figur 57). Es wurden vier Schichten unterschieden:

- **Schicht A:** Die grobblockige Auftauschicht, welche beim Bohrloch 3 m mächtig ist (Dichte: 2'470 kg m^{-3}).
- **Schicht B:** Das fast reine Eis bis in eine Tiefe von 20 m (Dichte: 950 kg m^{-3})
- **Schicht C:** Das etwas schwerere Eis-Sand-Silt-Gemisch zwischen 20 m Tiefe und dem Scherhorizont in 30 m (Dichte: 1'000 kg m^{-3}).
- **Schicht D:** Die zwischen dem Scherhorizont und dem Fels liegende Schicht besteht aus Blöcken, ähnlich wie sie an der Oberfläche vorkommen. Die Zwischenräume sind mit Eis gefüllt (Dichte: 2'200 kg m^{-3}).

Weitere Anhaltspunkte, vor allem für die Modellierung der vom Bohrloch entfernteren Bereiche, gaben die Resultate der seismischen Untersuchungen von Barsch (Barsch 1973, Barsch und Hell 1975; insbesondere für die Mächtigkeit der Auftau-



Figur 59. Mächtigkeiten der vier Schichten in Meter für die gravimetrische Modellierung. Die Struktur des Blockgletschers ist der Luftfoto entnommen. Die Dichten der vier Schichten: 2'470 kg m^{-3} (A), 950 kg m^{-3} (B), 1'000 kg m^{-3} (C) und 2'200 kg m^{-3} (D).

schicht) sowie die Morphologie des kriechenden Permafrostkörpers allgemein und der auf der Ostseite des Blockgletschers anstehende Fels. Im Westen liegt ebenfalls ein Blockgletscher (Murtèl II), welcher eine auffällige, konvexe Form aufweist. Die Felstiefe zwischen den beiden Blockgletschern dürfte im Bereich weniger Meter liegen, da auf der Höhe der Stirn des untersuchten Blockgletschers der Fels an die

Oberfläche tritt. Auf der orographisch linken Seite des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch deutet die Präsenz von Feinmaterial und einigen Flechten und Pflanzen auf einen zunehmend inaktiv werdenden Permafrost und somit auf weniger Bodeneis hin. Die Figur 59 zeigt die Mächtigkeitsverteilung der vier Schichten, wie sie der letzten Berechnung zugrunde lag.

Die Geometrie der vier Schichten wurde durch vertikale, quadratische Prismen (10 auf 10 m) modelliert und deren Einfluss auf die Schwere, ähnlich der oben beschriebenen Methode für die topographische Korrektur, berechnet.

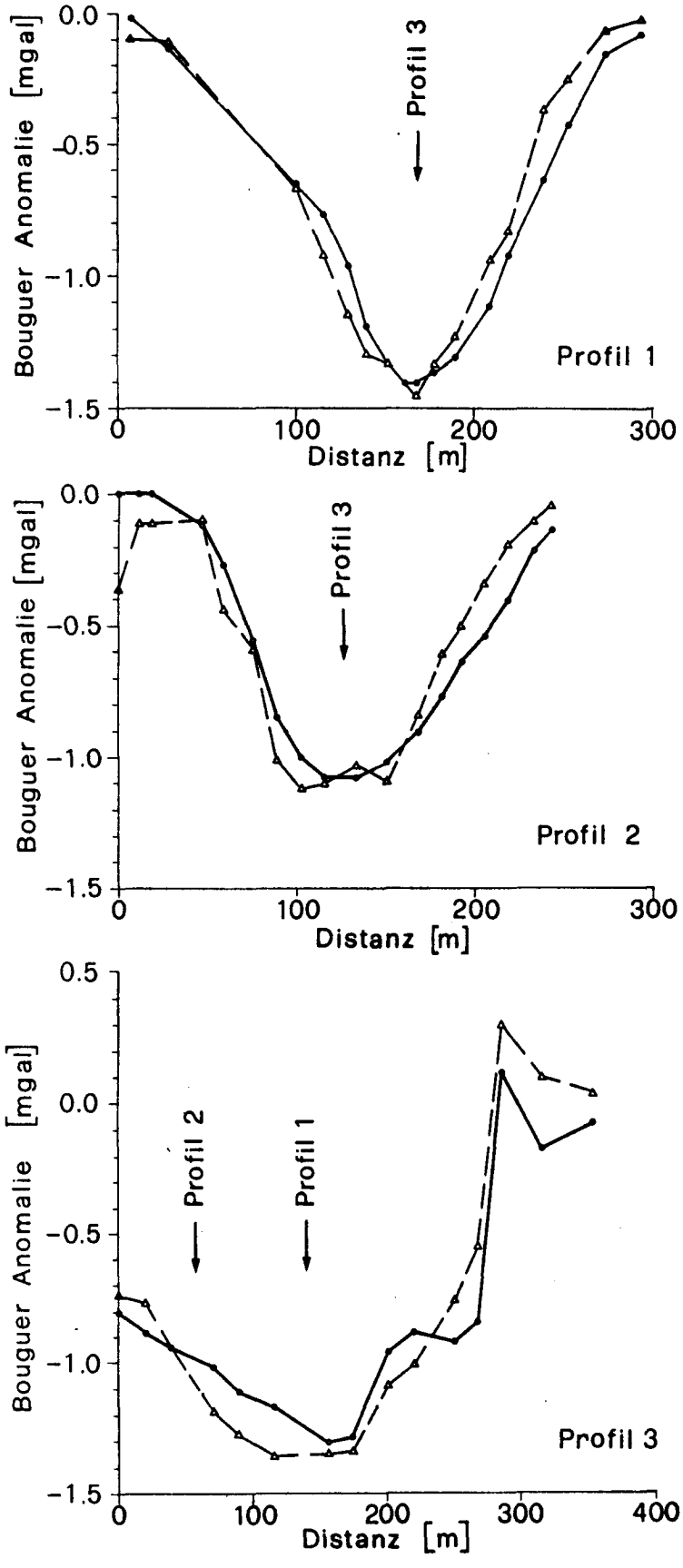
3.5.5 Resultate und Diskussion

Die gravimetrischen Messungen im Gebiet des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch ergaben für die Bouguer Anomalie einen Wert von ca. -156 mgal, was mit der Schwerekarte der Schweiz (Klingelé et Olivier 1980) übereinstimmt. Auf dem kriechenden Permafrost selbst ist die Schwere um bis zu 1.5 mgal geringer als im benachbarten Gelände. Die kleine Wellenlänge dieser Anomalie lässt darauf schliessen, dass sie durch das Eis des Blockgletschers verursacht wird. Wie Figur 60 zeigt, führt die Modellierung zu einer Differenz von ungefähr 0.1 mgal zwischen den gemessenen und den berechneten Werten. Dies entspricht einer Auflösung der Schichtmächtigkeiten von ungefähr 5 m, was angesichts der rauhen Topographie zufriedenstellend ist.

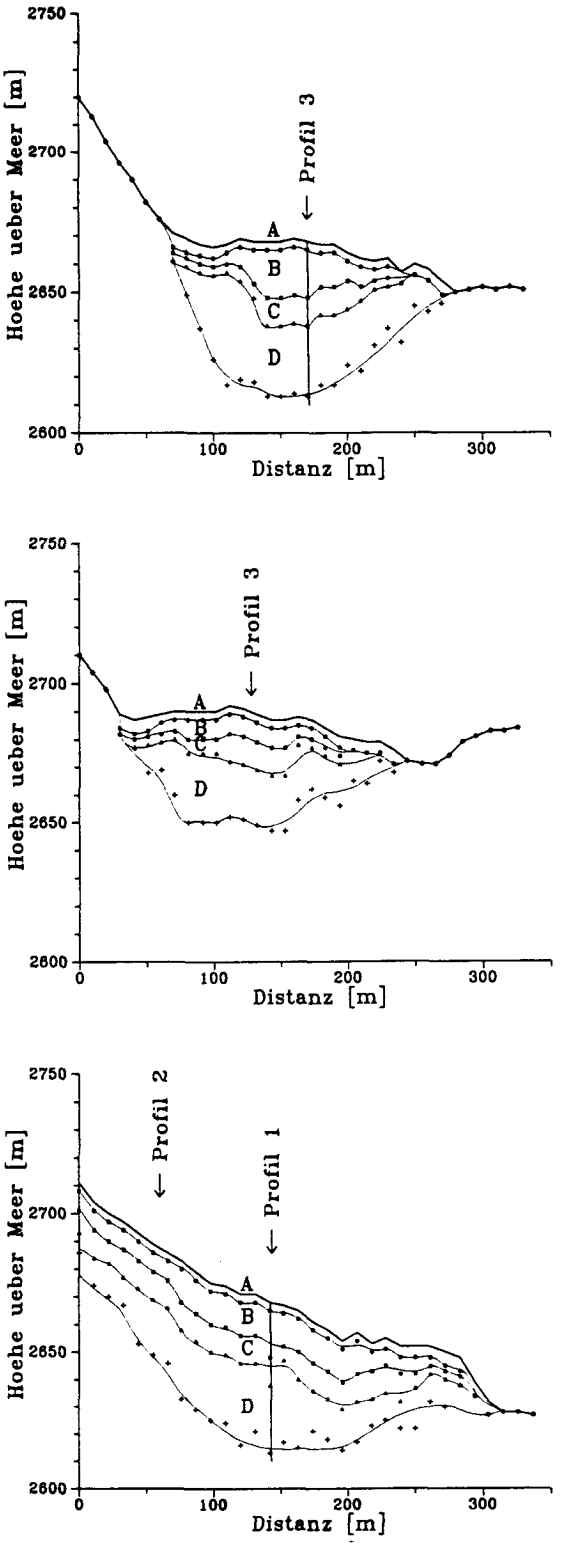
Die orographisch linke (westliche) Seite des Blockgletschers konnte aber auch nach mehreren Anpassungsversuchen nicht optimal modelliert werden (Profile 1 und 2). Auf dieser Seite liegt ein weiterer Blockgletscher, welcher sich durch die konvexe Form und die steile Stirnpartie deutlich abhebt. Aufgrund der auffälligen, markanten Form dürfte auch dieser Permafrost eisreich sein. Bei der Modellierung wurde für sämtliche Gebiete ausserhalb des Störkörpers eine einheitliche Dichte von 2'670 kg m^{-3} eingesetzt. Allfällige eishaltige und somit spezifisch leichtere Teilkörper wie der benachbarte Blockgletscher Murtèl II wurden also nicht berücksichtigt. Dementsprechend kann die nur bedingt zutreffende Modellierung erklärt werden. Die vier Schichten erstrecken sich über den Blockgletscher wie folgt:

Schicht A: Die grobblockige Auftauschicht wurde mit einer Dichte von 2'470 kg m^{-3} modelliert, wobei dieser Wert sicher die obere Grenze darstellt. Die Mächtigkeit nimmt gemäss Barsch (1973) von den randlichen Partien zur Mitte des Blockgletschers hin von 5 m auf 3 m ab. Das sind gemittelte Werte über die 10 mal 10 m grossen Flächen, denn in den Gräben ist die Auftauschicht lediglich einige Dezimeter mächtig.

Schicht B und C: Das fast reine Eis, welches sich in den Bohrkernen zwischen 3 und 20 m Tiefe erstreckt, mit einer Dichte von 950 kg m^{-3} (B) und der Teil bis zum Scherhorizont (C, Dichte: 1'000 kg m^{-3}) bilden die beiden wesentlichen und leichten Schichten. Ihre Form wurde einerseits der Morphologie des Blockgletschers, andererseits den gravimetrischen Daten angepasst. So kristallisiert sich ein längliches Gebilde für diese beiden Schichten heraus, welche bis zu 17 m (B) resp. 10 m (C) mächtig sind. Die grössten Mächtigkeiten treten im Umkreis von ca. 30 m um das Bohrloch herum auf.



Figur 60. Gemessene (Kreise) und berechnete (Dreiecke) residuale Bouguer Anomalie entlang der drei Profile: 1 (oben), 2 (Mitte) und 3 (unten). Die Modellierung erfolgte in 3 Dimensionen gemäss den vier Schichten von Figur 59.



Figur 61. Querschnitte der drei gravimetrischen Profile auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch. Die Schichten A (Auftauschicht), B (massives Eis I), C (massives Eis II) und D (eisgesättigte Blöcke) entsprechen jenen von Figur 59. Die beiden Querprofile 1 und 2 zeigen, dass der Fels trogförmig verläuft, wobei sich die Form von oben (Profil 2) nach unten (Profil 1, über das Bohrloch 2/1987) verstärkt. Das Längsprofil (Profil 3) verdeutlicht die Übertiefung des Fels, welche beim Bohrloch den tiefsten Punkt erreicht.

Schicht D: Die groben Blöcke, deren Porenraum eisgesättigt ist, erstrecken sich im Bohrloch zwischen dem Scherhorizont und dem Fels in 55 m Tiefe. Der Eisgehalt liegt bei 30 - 40 Vol%, was einer Dichte von 2'200 kg m^{-3} entspricht. Offensichtlich taucht der Fels auf der Ostseite des Blockgletschers ziemlich steil ab und steigt zur Westseite fast bis zur Oberfläche auf.

Die Querschnitte durch den Blockgletscher aufgrund der gravimetrischen Messungen sind in Figur 61 dargestellt. Obwohl einige Unregelmässigkeiten durch die Modellierung der einzelnen Prismen auftreten, geht daraus hervor, dass die eisreichen Schichten linsenförmig im Untergrund auftreten. Der Verlauf des Fels bestätigt, dass im Längsprofil vor dem Karriegel eine eigentliche Gegensteigung auftritt. Dadurch wird das Kriechen abgebremst, und es bilden sich die ausgeprägten Rücken und Gräben durch Kompression des Permafrostes.

Die Bohrung 2/1987, welche ziemlich genau in der Mitte des Blockgletschers liegt, durchfuhr den Permafrost an der Stelle, an welcher die Schichtmächtigkeiten am grössten sind. Für die trog- oder rinnenförmige Struktur des anstehenden Fels spricht auch die Tatsache, dass im Bohrloch in einer Tiefe von 50 m saisonale Temperaturschwankungen um 0°C beobachtet werden, die als Aquifer über dem kompakten Fels interpretiert werden (Vonder Mühll 1992, siehe auch Kapitel 5.3.4).

3.5.6 Schlussfolgerungen Gravimetrie

Die gravimetrischen Messungen Im Gebiet Murtèl-Corvatsch sind die ersten auf einem Blockgletscher in den Alpen. Es haben sich dabei die folgenden Punkte herauskristallisiert:

- Der hohe Eisgehalt im Blockgletscher kann gravimetrisch durch eine Schwereanomalie von bis zu -1.5 mgal nachgewiesen werden.
- Aufgrund der aus der Bohrlochgeophysik zur Verfügung stehenden Dichteverteilung im Bohrloch kann die dreidimensionale Verteilung der vier unterschiedenen Schichten modelliert werden.
- Der Fels unter dem Blockgletscher Murtel weist eine schüsselähnliche Form auf, welche zur Folge hat, dass es eine eigentliche Übertiefung und somit eine Gegensteigung in Längsrichtung gibt.
- Falls die Dichteverteilung im Untergrund unbekannt ist, kann immerhin auf die Existenz von grösseren Eismassen (Mächtigkeit insgesamt grösser als ca. 10 m) geschlossen und die räumliche Verbreitung abgeschätzt werden.

3.6 Very-Low-Frequency Resistivity (VLF-R)

3.6.1 Einleitung

Ein Ziel der vorliegenden Arbeit ist einerseits, die etablierten geophysikalischen Methoden (Refraktionsseismik und Geoelektrik) an der Oberfläche in der Umgebung der mittlerweile zur Verfügung stehenden Bohrlöcher anzuwenden und an die Bohrlochinformationen anzuknüpfen. Andererseits sollen die Möglichkeiten anderer Methoden abgeklärt und wenn möglich an den Bohrstandorten geeicht werden.

Eine dieser Methoden ist die auf elektromagnetischen Grundsätzen basierende VLF-R (Very-Low-Frequency Resistivity) Messung. Weil über die Anwendung dieser Methode auf Permafrost und insbesondere auf Blockgletschern praktisch keine Erfahrungen existieren (vergleiche z.B. Séguin et al. 1988), wurden in Herbst 1991 an ausgewählten Standorten im Oberengadin VLF-R Messungen durchgeführt, um die Anwendungsmöglichkeiten im schwierigen Terrain zu testen. Bei diesen Messungen kam eine 20 kHz-Apparatur von Prof. I. Müller (Universität Neuenburg) zum Einsatz.

Im September 1992 konnte im Gebiet des Grubengletschers eine Kampagne mit einer Apparatur (ebenfalls von Prof. I. Müller ausgeliehen) durchgeführt werden, bei welcher der Frequenzbereich von 12 bis 240 kHz abgedeckt wurde.

Die Apparaturen, das prinzipielle Vorgehen und die Messdisposition sind in Thierrin et Müller (1988), Koll und Müller (1989) und Turberg (1991) beschrieben. Die Methode eignet sich besonders gut für hydrogeologische Fragestellungen im Karst (Fischer et al. 1983, Gretillat et Müller 1989).

3.6.2 Theoretische Grundlagen

Die VLF-R Methode ist eine elektromagnetische Messung, bei welcher die Auswirkungen der Induktion elektromagnetischer Wellen im VLF-Bereich (3-30 kHz, Scott et al. 1990) auf den Untergrund untersucht werden. Als Signalquelle dienen verschiedene, weit entfernte Sender (U-Boot Sender) im entsprechenden Frequenzbereich. Die Variation des magnetischen Primärfeldes H_0 verursacht elektrische Ströme im Untergrund (Sekundärfeld). Gemessen wird das resultierende Magnetfeld B. Konkret werden die beiden Komponenten der elektromagnetischen Wellen erfasst: das elektrische Feld E_0 und das Magnetfeld B, welche beide frequenzabhängig sind. Für die elektrische Komponente werden zwei Elektroden mit hoher Impedanz in einem Anstand von 5 m eingesteckt; das Magnetfeld erfasst man mit einer Induktionsspule (siehe Figur 62).

Über die Messeinheit wird mit Hilfe von Kopfhörern ein akustisches Signal ausgelöscht und der scheinbare Widerstand ρ_a und der Phasenwinkel φ registriert. Die beiden Grössen können direkt am Gerät abgelesen werden.

Der Widerstand wird (direkt in der Apparatur) berechnet:

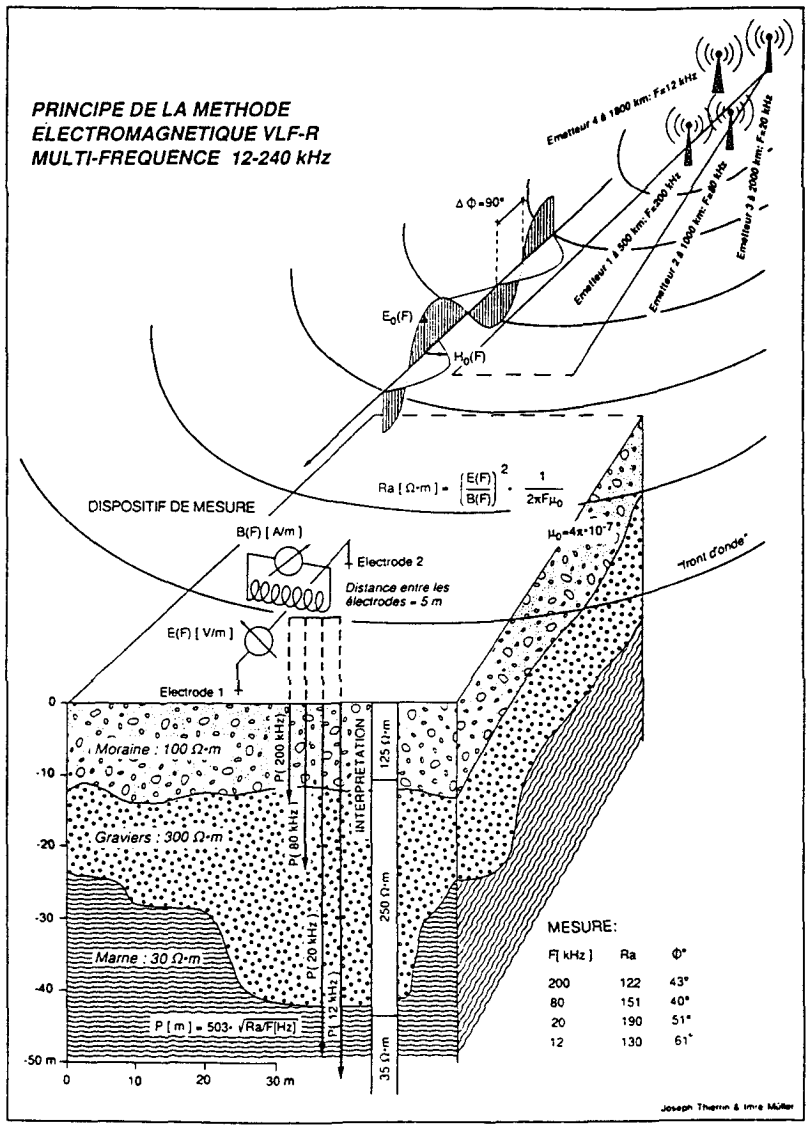
$$\rho_a[\Omega m] = \left(\frac{E(f)}{B(f)}\right)^2 \frac{1}{2\pi f \mu_0}$$

mit f = Frequenz [Hz]

E = elektrisches Feld [V/m]

B = magnetisches Feld [A/m]

$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ = elektr. Durchlässigkeit im Vakuum



Figur 62. Prinzip der VLF-R Methode. Mit den verschiedenen Frequenzen werden unterschiedliche Eindringtiefen erreicht. (aus Thierrin et Müller 1988)

Die Phasenverschiebung φ zwischen dem elektrischen und dem magnetischen Signal erlaubt Rückschlüsse auf den stratigraphischen Aufbau des Untergrundes: Während sie im Vakuum 90° beträgt, reduziert sie sich über dem homogenen Halbraum auf 45°. Befindet sich unter der Oberflächenschicht ein elektrischer Isolator, so liegt der Phasenwinkel unter 45°, tritt unter einem Isolator an der Oberfläche ein guter Leiter auf, ist der Winkel zwischen 45° und 90°.

In der Eindringtiefe T_m ist die Amplitude des Signals auf 1/e des Oberflächenwertes reduziert. Sie hängt vom scheinbaren Widerstand ρ_a und von der Frequenz f ab:

$$T_m = 503\sqrt{\frac{\rho_a[\Omega m]}{f[Hz]}}$$

Daraus ergeben sich zwei mögliche Untersuchungsrichtungen:

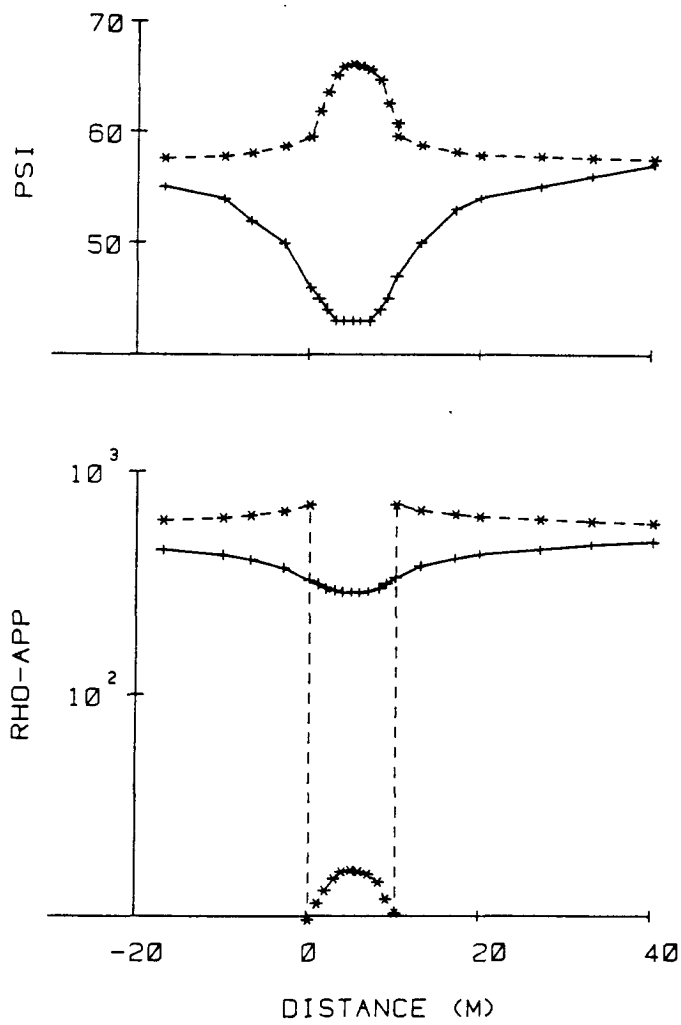
3.6.2.1 Messungen mit mehreren Frequenzen

Da die Eindringtiefe T_m von der Frequenz abhängt, kann unter der Annahme einer horizontalen Schichtung durch die Verwendung mehrerer Frequenzen die Tiefenempfindlichkeit variiert werden und der lithologische Aufbau mit zunehmender Tiefe beobachtet werden (siehe Figuren 62 und 63). Dies erfordert allerdings eine Erweiterung des VLF-Bereiches senso stricto (3-30 kHz) bis auf 240 kHz. Diese Methode eignet sich sehr gut bei homogenen, isotropen Verhältnissen mit wenig Klüftung. Aber auch in geklüftetem Gebiet können bei entsprechender Berücksichtigung stratigraphische Abfolgen ermittelt werden.

In Figur 63 ist ein entsprechendes Beispiel gegeben (aus Turberg 1991): Gegeben seien drei Schichten mit den Widerständen 150 Ωm, 500Ωm und 50Ωm. Die drei Sender liegen ungefähr in derselben Richtung, ihre Frequenzen hingegen sind unterschiedlich. Es ergeben sind die folgenden scheinbaren Widerstände und Phasenwinkel:

- E1 (198.0 kHz): ρ_a = 220 Ωm und φ = 38° (T_{m1} = 17 m). Ein Leiter liegt über einem Isolator. Der wahre Widerstand des Leiters beträgt weniger als 220 Ωm.
- E2 (60.0 kHz): 460 Ωm und 43° (T_{m2} = 44 m). Ein Leiter liegt über einem Isolator, wobei sich der Isolator nun stärker bemerkbar macht. Der wahre Widerstand des Isolators ist nur wenig grösser als 460 Ωm, weil die Phase beinahe 45° beträgt.
- E3 (16.0 kHz): 250 Ωm und 55° (T_{m3} = 63 m). Ein Isolator liegt über einem Leiter. Die oberste Schicht hat praktisch keinen Einfluss mehr auf die Messung.

3.6.2.2 Messungen in mehreren Richtungen



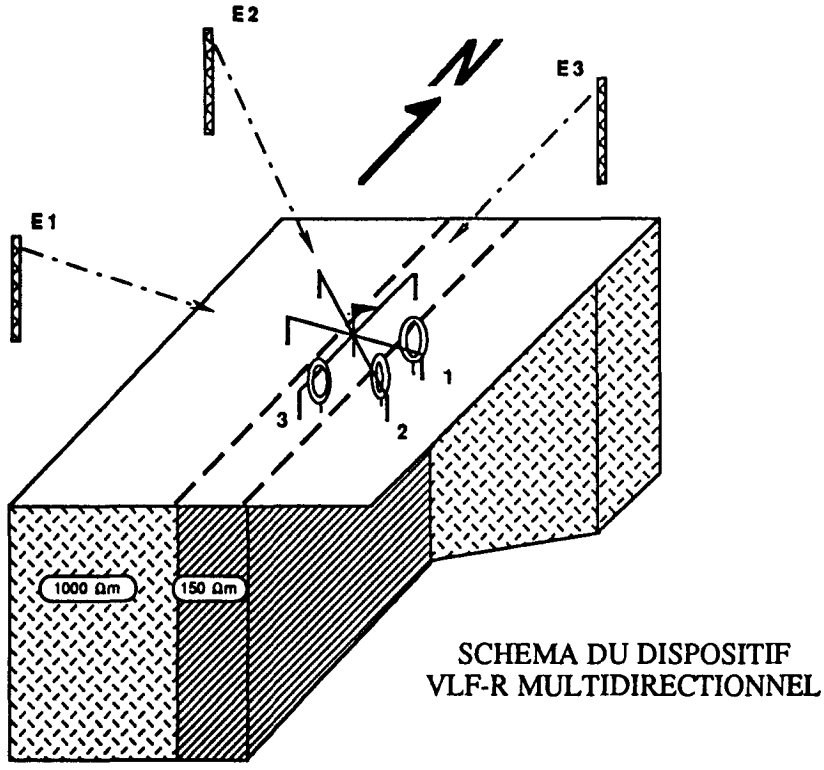
Figur 64. Scheinbarer Widerstand und Phase über einer Störung. E-Polarisation heisst parallel zur Störung, die H-Polarisation steht senkrecht zur Störung, welche sich zwischen 0 und 10 m befindet. (aus Fischer et al. 1983).

Meist ist es möglich, mehrere Sender aus verschiedenen Richtungen zu empfangen und auf diese Weise Messungen in verschiedenen Auslagerichtungen vorzunehmen (siehe Figur 65). Über isotropem Untergrund resultieren ähnliche Werte für alle Richtungen. Sind die Messwerte unterschiedlich, ist der Untergrund anisotrop. Dies trifft insbesondere in stark zerklüfteten Gebieten, z.B. im Karst, auf. Es werden zwei Polarisationen unterschieden (siehe Figur 64):

- Wird parallel zu einer leitenden Störung gemessen, misst man die E-Polarisation (E für die elektrische Komponente). Hier ist der scheinbare Widerstand maximal, der Phasenwinkel minimal.
- Senkrecht zur leitenden Störung liegt die sogenannte H-Polarisation (H für magnetisch). Der scheinbare Widerstand ist minimal, die Phase maximal.

In Figur 65 ist ein Beispiel dafür gegeben (aus Turberg 1991). Die drei Sender liegen in unterschiedlichen Richtungen:

- E1 (N100°): ρ_a = 400 Ωm und φ = 52°. Die Auslage steht senkrecht zur leitenden Störung (H-Polarisation). Der scheinbare Widerstand ist tief, die Phase erhöht.
- E2 (N140°): 870 Ωm und 42°. Die Auslage liegt zwischen den extremen Polarisationen. Der scheinbare Widerstand entspricht etwa dem Matrixwiderstand und die Phase beträgt 45°. Dieses Beispiel zeigt, dass der anscheinend homogene Untergrund (φ = 45°) aufgrund der Auslagerichtung zustande kommt.
- E3 (N360°): 950 Ωm und 30°. Durch die E-Polarisation liegt der scheinbare Widerstand hoch, die Phase ist gering. Die Störung liegt parallel zur Auslagerichtung.



Figur 65. Schema der Methode 'VLF-R in verschiedenen Richtungen' anhand eines Beispiels (aus Turberg 1991). Beachte, dass eine schräg zur Störung liegende Auslage einen Phasenwinkel von 45° aufweisen kann (E2)!

Bei der Auswertung der Daten werden also die folgenden Punkte untersucht:

1. Mit Hilfe der Programme VLF und FITVLF2 (J. Thierrin, Universität Neuenburg) wird ein stratigraphisches Modell an die Messdaten angepasst.
2. Tritt eine E- oder eine H-Polarisation auf, d.h. sind sowohl ρ_a als auch φ überdurchschnittlich hoch resp. tief?

3. Die Differenz zwischen dem grössten und dem kleinsten Phasenwinkel φ ist ein Mass für die Stärke und die Richtung der Zerklüftung (Koll und Müller 1989). Die Differenz $\delta\varphi$ (= φ_{max}-φ_{min}) wird dabei in φ_{min}-Richtung aufgetragen.
4. Ausserdem gibt der Anisotropiekoeffizient K (Verhältnis zwischen dem grössten und dem kleinsten Widerstand, Koll und Müller 1989):

$$K = \frac{\rho_{a,max}}{\rho_{a,min}}$$

Aufschluss über das Streichen einer verdeckten Struktur.

Für die Punkte 1, 3 und 4 sind an einem Geländepunkt Messungen in verschiedenen Richtungen und mit verschiedenen Frequenzen notwendig. Punkt 3 und 4 bezieht sich jeweils auf einen bestimmten Frequenzbereich (12-30 kHz, 50-100 kHz, 100 - 240 kHz).

3.6.3 VLF-R Messungen im alpinen Permafrost

3.6.3.1 Allgemeines

Bei der Auswahl der Messstandorte war einerseits die bereits verfügbare Information massgebend, andererseits mussten auch Umgebungseinflüsse, wie zum Beispiel freihängende Kabel, welche die Messung negativ beeinflussen könnten, beachtet werden.

Aufgrund der bei der Gleichstromgeoelektrik auftretenden Schwierigkeiten mit der Ankoppelung der Elektroden, wurde diesem Problem auch hier speziell Rechnung getragen. Die Elektroden wurden mit Hilfe von Wandtafelschwämmen und Salzwasser angekoppelt. Ausserdem wurde meist nach dem Auslöschen des Signals jeweils eine Elektrode entkoppelt um zu testen, ob die akustische Auslöschung dadurch verschwindet (dies bedeutet, dass die Ankoppelung gut war). Im folgenden werden die Messungen und die Resultate der vier untersuchten Gebiete diskutiert.

3.6.3.2 Bohrloch Murtèl-Corvatsch

Nebst den traditionellen Oberflächensondierungen stehen hier auch kernstratigraphische und bohrlochgeophysikalische Informationen zur Verfügung. Der Nachteil dieses Untersuchungsstandortes ist allerdings, dass über den Blockgletscher die zweite Sektion der Corvatsch-Luftseilbahn führt. Ausserdem werden auch die Kabel der Stromversorgung der Gipfelstation (in Form einer Freiluftleitung) direkt über den Blockgletscher geführt. Dies erschwert die VLF-R Messung auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch.

Im Oktober 1991 wurden mit einer Apparatur (170 kHz, 70 kHz und 17 kHz) von I. Müller zwei Punkte mit je zwei Richtungen aufgenommen. Die Witterungsverhältnisse waren ungünstig, lag doch bereits eine 20 bis 30 cm dicke Schneedecke. Zudem war es sehr neblig, und es schneite teilweise stark. So waren nur wenige Messungen möglich. Diese zeigten aber, dass prinzipiell selbst unter den schwierigen Bedingungen Messungen möglich sind. Auch wenn die Einflüsse der sicherlich störenden Freiluftkabel der Luftseilbahn und der Stromversorgung nicht abgeschätzt werden können, wurden die Messungen mit dem Programm FITVLF2 ausgewertet. Es wird dabei versucht, die Messdaten bestmöglich an ein Modell anzupassen. Die Inversionsrechnung liefert die Modellresultate (Inversion in den nachfolgenden Tabellen).

Tabelle 2. Vergleich der invertierten Modelldaten mit den Rohdaten:

Messung		ρ_a (170 kHz)	φ	ρ_a (70 kHz)	φ	ρ_a (17 kHz)	φ
1	Inversion	4040	35	5115	35	6751	38
(BL 2/87)	Rohdaten	4040	35	2880	40	3150	35
3	Inversion	1279	30	1838	30	2863	34
	Rohdaten	830	41	1838	30	2150	30
4	Inversion	1380	22	2353	22	4703	27
	Rohdaten	1380	22	1320	33	2290	30

Tabelle 3. Das Modell weist folgende Tiefenstruktur auf:

Modell	ρ_1 (Ωm)	d_1 [m]	ρ_2 (Ωm)	d_2 [m]	ρ_3 (Ωm)	d_3 [m]	ρ_4 (Ωm)	d_4 [m]
1 (BL 2/1987)	674	2.7	6314	1000.0				
3	718	12.5	1109	16.6	5231	1000.0		
4	598	11.0	9852	0.0	2651	55.3	5891	1000.0

Obwohl die Auswertung die schwierigen Bedingungen (Kabel, Schnee, Blockgletscher, etc.) nicht berücksichtigt, und die Resultate entsprechend mit Vorsicht zu bewerten sind, fallen doch einige Zahlen auf: Die 2.7 m dicke, erste Schicht mit einem Widerstand von 674 Ωm bei der Station 1, unmittelbar neben dem Bohrloch 2/1987, könnte der Mächtigkeit der blockigen Auftauschicht entsprechen. Darunter folgt eine Schicht mit einem zehnmal grösseren Widerstand. Diese Schicht würde dem eisreichen Permafrost entsprechen. Wie die Gleichstromgeoelektrik gezeigt hat, ist unter der Auftauschicht eine hochohmige Schicht zu erwarten, welche um ein bis zwei Grössenordnungen höhere Widerstände aufweist als die erste Schicht.

Die Messungen 3 und 4 wurden ca. 30 m westlich von Bohrloch 2/1987 durchgeführt. Die Mächtigkeit von 0.0 m geht aus der Modellierung hervor und kann vernachlässigt werden. Die 16.6 m resp. 11.0 m könnten den Übergang vom eisreichen zum eisgesättigten Permafrost widerspiegeln; die 55.3 m entsprechen der Tiefe, in welcher im Bohrloch der Fels lokalisiert wurde.

3.6.3.3 Pontresina-Schafberg

Das 65 m tiefe Bohrloch 1/1990 liegt direkt unter der Materialtransportseilbahn, weshalb sich da dieselben Kabelprobleme wie am Murtèl-Corvatsch stellen. Beim Bohrloch 2/1990 wurde anlässlich einer Exkursion eine Messung in drei Richtungen aufgenommen:

Tabelle 4. VLF-Messungen auf dem Pontresina-Schafberg.

Frequenz	16.0 kHz	N150°	20.25 kHz	N360°	21.2 kHz	N90°
	ρ_a	φ	ρ_a	φ	ρ_a	φ
1. Messung	470	42	1440	41	451	42
2. Messung			1560	41	377	41

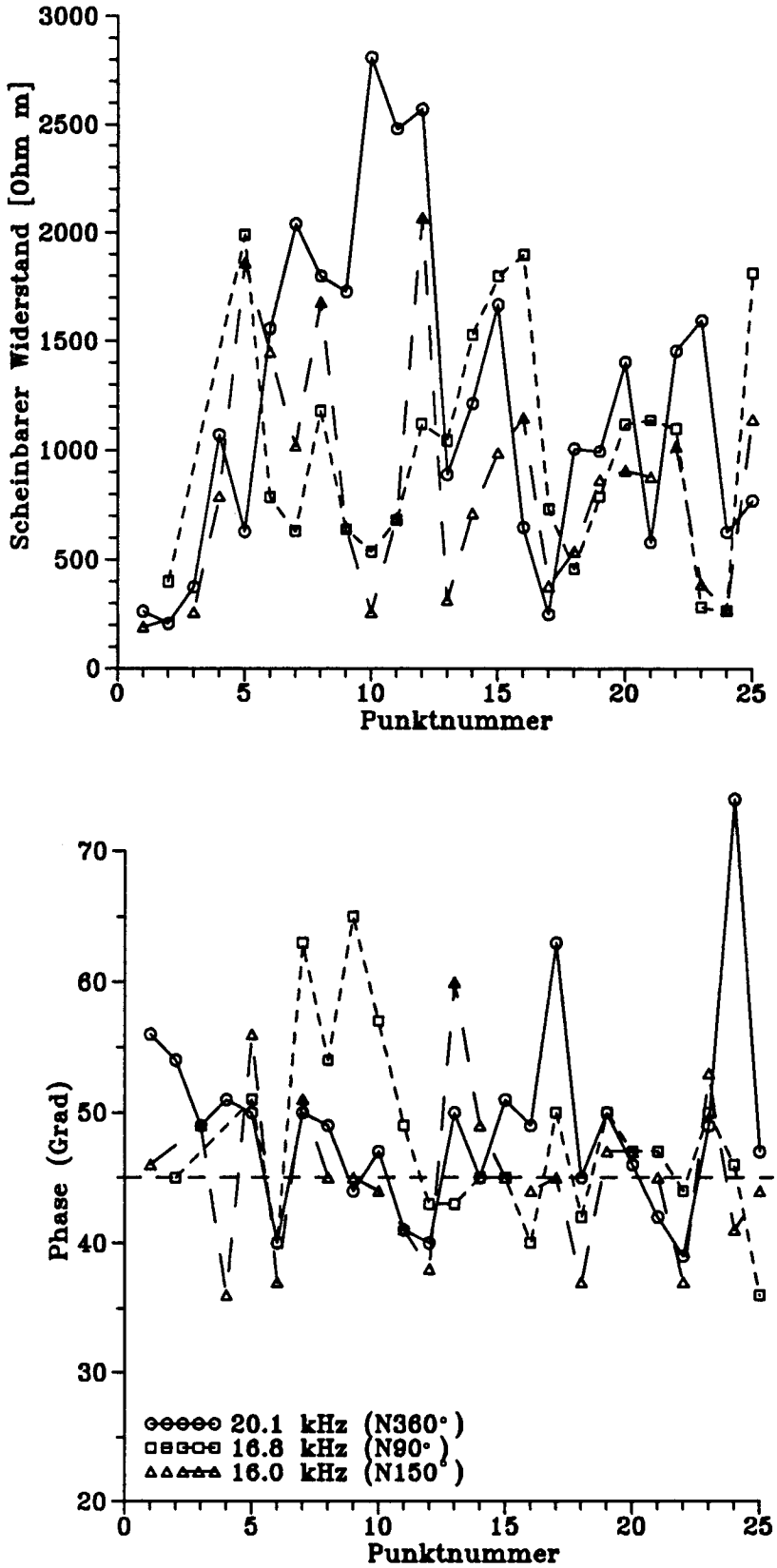
Die Werte ergeben kein klares Bild, weil die Phasenwerte praktisch gleich sind, die scheinbaren Widerstände aber stark variieren.

3.6.3.4 Blockgletscher Muragl I

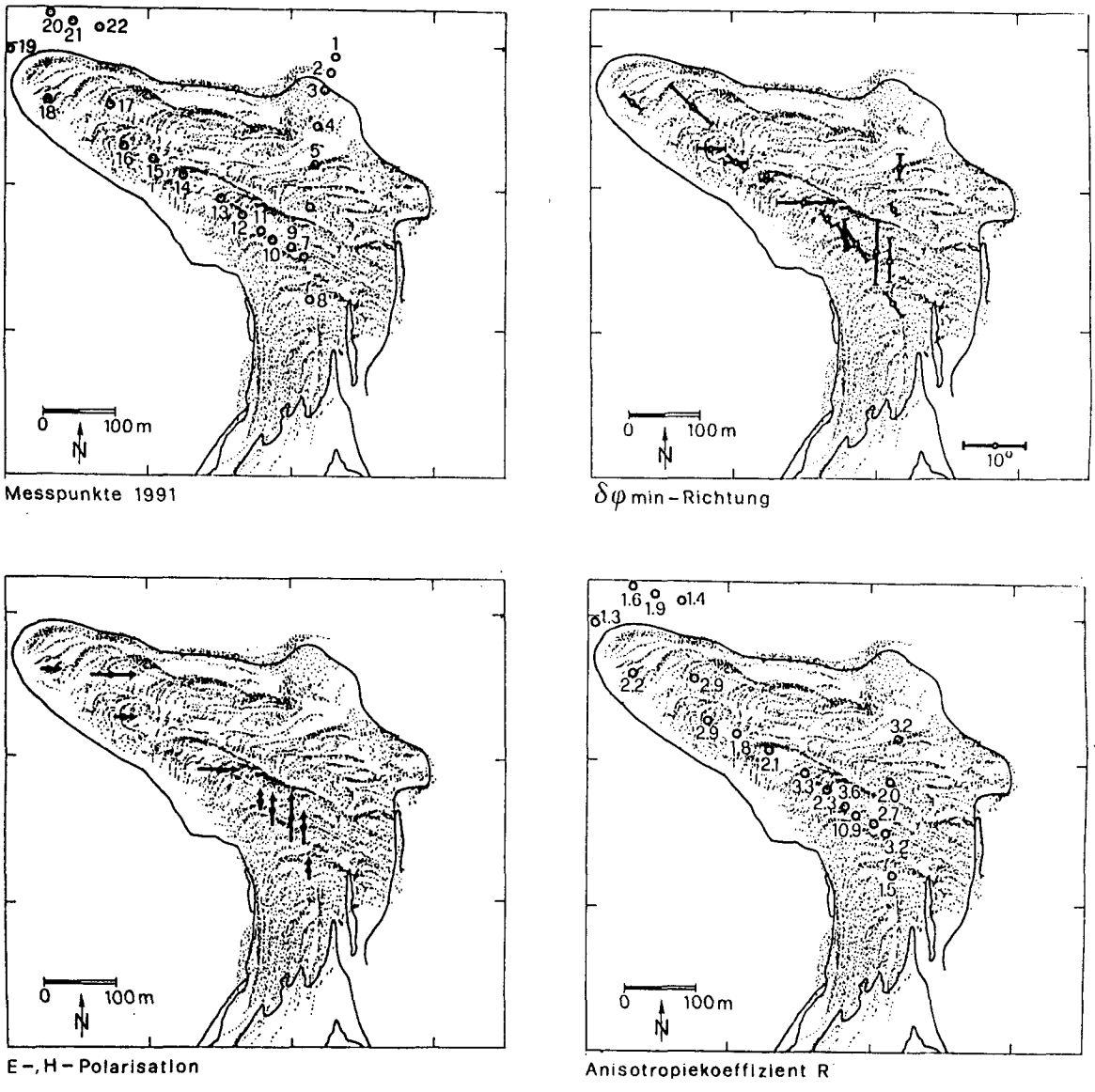
Der grosse Vorteil gegenüber den beiden anderen Messorten im Oberengadin ist die völlige Absenz von irgendwelchen störenden Kabeln. Somit konnten von diesen Einflüssen ungestörte Messungen auf dem teilweise schneebedeckten Blockgletscher durchgeführt werden. Es wurden insgesamt 25 Punkte in je drei Richtungen gemessen, sieben davon im nahen Blockgletscherumfeld

Die Rohresultate der drei Richtungen sind Figur 66 zu entnehmen. Daraus gehen Orte mit Störungszonen hervor: senkrecht zur Messrichtung dort, wo ein grosser Phasenwert mit einem verminderten Widerstand zusammenfällt; parallel zur Messrichtung, wenn ein Phasenminimum zusammen mit einem Widerstandsmaximum festgestellt wird. Die Interpretationen sind in Figur 67 auf die Blockgletscherumrisse übertragen worden.

Interessant sind die Ergebnisse aus der Anisotropie-Analyse in Figur 67 ($\delta\varphi$ und K): Die Phasendifferenzen widerspiegeln die Richtung der Fliesslinien (Vonder Mühll and Schmid 1993). Für eine stratigraphische Interpretation liegen zu wenige Datenpunkte vor, immerhin dürfte die Einregelung der Werte nicht rein zufälliger Natur sein. Die Anisotropiekoeffizienten K sind vor dem Blockgletscher deutlich kleiner (< 2.0) als auf dem Blockgletscher selbst, wo sie in der Regel um 2.0 bis 3.0 liegen (Extremalwerte: 1.5, 10.9). Leider ist es nicht möglich, eine direkte Zuordnung zu physikalischen Parametern zu machen, eine Systematik (hohe Werte auf dem Blockgletscher, kleine im Umfeld) scheint aber typisch zu sein.



Figur 66. Scheinbarer Widerstand (oben) und Phasenwinkel (unten) der VLF-Messungen auf dem Blockgletscher Muragl I mit den drei Frequenzen (Zahlen in Klammern: Azimut des Senders). Punkte 1 bis 3 und 19 bis 25 liegen ausserhalb des eigentlichen Blockgletschers (siehe Figur 67).



Figur 67. Auf den Blockgletscher übertragene Interpretationen aus den VLF-Messungen: Störungen aus der Interpretation der E- und H-Polarisation von Figur 66; δφ-Karte in Richtung der φ_{min}; Anisotropiekoeffizienten K der Messungen. Kommentar siehe Text.

3.6.3.5 Gruben

Auf der Nordseite des Fletschhorns (3'996 m ü. M.), zwischen dem Saastal (Wallis) und dem Simplonpass, liegt der Grubengletscher. Im Gebiet des Grubengletschers gibt es eine Vielzahl glazialer und periglazialer Phänomene auf engstem Raum. Der polythermale Gletscher ist im untersten Teil stark schuttbedeckt. Nördlich davon liegt ein Blockgletscher. In den Jahren 1968 und 1970 verursachten Gletscherseeausbrüche Schäden bis ins Haupttal nach Saas Balen (Lichtenhahn 1971, Röthlisberger 1971, Haeberli 1992b). Nicht nur der Blockgletscher (Barsch et al. 1979, Haeberli 1985), sondern auch der Gletscher (Haeberli and Fisch 1984) wurde bereits in früheren Jahren untersucht. Haeberli and Schmid (1988) ermittelten photogrammetrisch das Fliessfeld sowie die Massenbilanz des Blockgletschers.

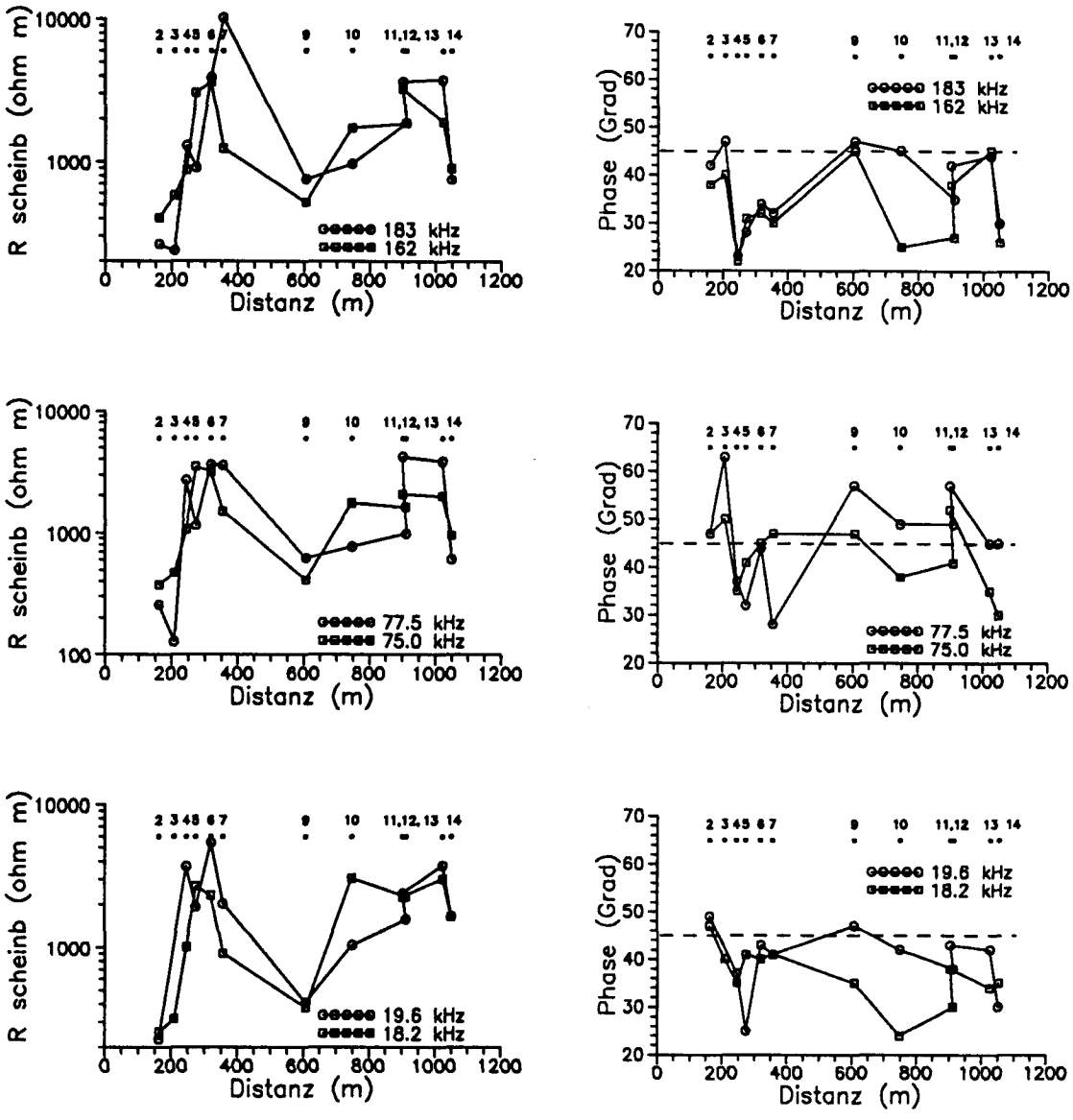
Im September 1992 wurden im ganzen Gebiet (Blockgletscher, schuttfreier und schuttbedeckter Gletscher sowie in dessen Vorfeldern) an insgesamt 23 Punkten VLF-R Messungen durchgeführt. Die einzelnen Punkte sind wie folgt charakterisiert:

Punkt-Nr.	*Terrain*	*Bemerkung*
1	Vor dem Blockgletscher	Alpine Rasen
2 - 9	Blockgletscher, auf dem immer eisfreien Teil	8: beim Bohrloch 1975
10 - 16	Blockgletscher, auf dem während der kleinen Eiszeit vergletscherten Teil, im Bereich der Thermokarstseen	
17, 18	Auf dem schuttfreien Teil des Grubengletschers	
19, 20	Auf dem stark schuttbedeckten Teil des Grubengletschers	
21	Im ausgetrockneten, südlichen Teil des Sees 1	Alpine Rasen
22, 23	Unterhalb (westlich) des Dammes vor See 1	Alpine Rasen

Es fiel schon bei den Messungen im Feld auf, dass die Werte nur wenig Systematik aufwiesen, obwohl auf die Qualität der Messung (gute Ankoppelung der Elektroden, Kontrolle jeder Elektrode) besonders geachtet wurde. Das hatte zur Folge, dass in den gut zwei Tagen, die zur Verfügung standen, lediglich 23 Punkte gemessen werden konnten. An jedem Punkt wurde mit je sechs Frequenzen gemessen:
183.0 kHz/N160° und 162.0 kHz/N110°,
77.5 kHz/N180° und 75.0 kHz/N110°,
19.6 kHz/N150° und 18.2 kHz/N125°.

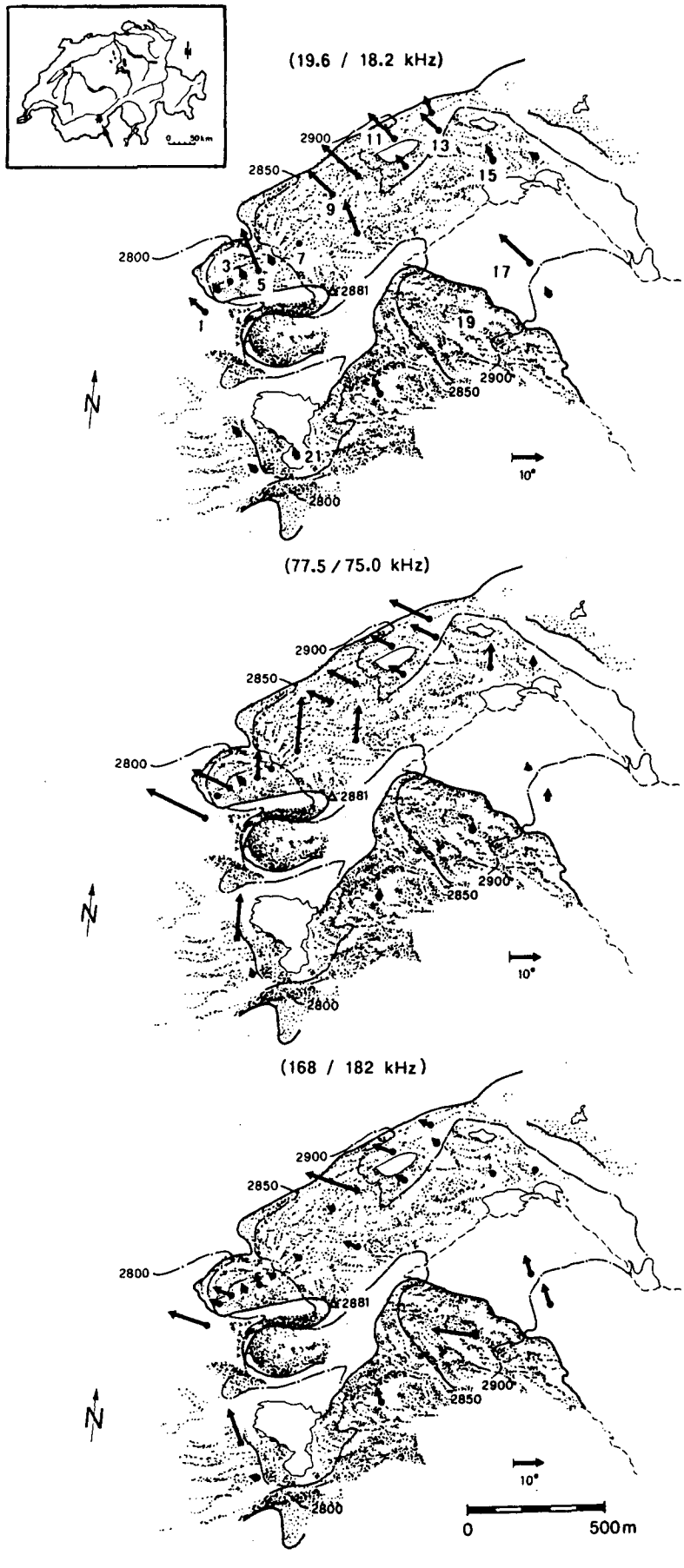
Resultate Gruben

Die stratigraphische Auswertung mit dem Programm FITVLF2 wurde für alle Punkte durchgeführt. Obwohl vereinzelt Mächtigkeitswerte im zu erwartenden Bereich (einige Dekameter) hervorgingen, konnten keine eigentlichen Strukturen modelliert werden. Dafür variieren die Phasenwerte der verschiedenen Frequenzen zu stark. Trägt man die Werte des scheinbaren Widerstandes und der Phase an den einzelnen Punkten entlang der Fliessrichtung auf dem Blockgletscher auf (Figur 68), ergibt sich auch kein klares Bild. Immerhin bleibt die Phase fast durchwegs unter 45°, d.h. dass unter einem oberflächennahen Leiter ein Isolator auftritt. Prof. T. Steiner (Universität Sopron, Ungarn) und Prof. I. Müller (Universität Neuenburg) versuchten, die Daten zweidimensional zu modellieren. Dies gelang allerdings aufgrund der in allen drei Frequenzbereichen auftretenden, grossen Unterschiede der Widerstands- und Phasenwerte nicht. Für eine solche Modellierung wären ein viel dichteres Messnetz (Messpunktabstand ca. 5 m, möglichst flächenhaft über den Blockgletscher verteilt) und konsistentere Daten erforderlich.



Figur 68. Scheinbarer Widerstand (links) und Phasenwinkel (rechts) entlang eines Längsprofils auf dem Blockgletscher Gruben von der Stirn (Messpunkt 1) zum Thermokarstsee (Messpunkt 13).

Die Differenz zwischen grösster und kleinster Phase ($\delta\varphi$) und die Richtung der kleinsten Phase gibt Aufschluss über die Klüftung. Die entsprechenden Plots für die drei Frequenzbereiche sind in Figur 69 gegeben. Es fällt insbesondere für den kleinsten Frequenzbereich auf, dass die bevorzugte Richtung der kleinsten $\delta\varphi$-Werten mehr oder weniger NW - SE verläuft. Grundsätzlich entspricht dies der Richtung von gutleitenden Strukturen (Klüftung). Umgekehrt kann es aber auch dahingehend interpretiert werden, dass senkrecht dazu Längsstrukturen von schlechten Leitern (Isolatoren, z.B. Eis) verlaufen. Insofern könnten zwei Strukturen postuliert werden: entweder eine Klüftung senkrecht zur Fliessrichtung oder eine hochohmige Struktur (z.B. eigentliche Eiskanäle) in Richtung des Permafrostkriechens.



Figur 69. δφ - Werte in Richtung der kleinsten Phase für die drei Frequenzbereiche 182/168 kHz, 77.5/75 kHz und 19.6/18.2 kHz am Gruben.

3.6.4 Zusammenfassung VLF-R und Ausblick

Die Testmessungen im alpinen Permafrost mit dem VLF-R Gerät zeigten, dass Messungen selbst im schwierigen Terrain der Blockgletscher in den Alpentälern möglich sind, jedoch keine eindeutig interpretierbaren Resultate erbrachten. Vage Hinweise, insbesondere auf Kluftrichtungen, können vermutet werden, sind aber keineswegs gesichert. Für Bestimmungen von Permafrostmächtigkeiten oder Sedimentdicken sind aber bisher zu wenige Daten verfügbar. Immerhin scheint die $\delta\varphi$-Analyse Hinweise über interne Strukturen eines Blockgletschers zu liefern, wenn auch diese Strukturen selbst noch nicht genau interpretiert werden können (Störungen aufgrund des Permafrostkriechens?).

Die Widerstände, welche durch die VLF-R Methode ermittelt werden, entsprechen offenbar nur im sehr niedrigohmigen Bereich denjenigen, wie sie mit der Oberflächengeoelektrik gemessen werden können. Im Permafrost muss anscheinend zwischen gleichstromgeoelektrischen Widerständen, welche für Permafrost typischerweise bei einigen Zehnern von kΩm bis wenige MΩm liegen (Evin 1987, King et al. 1987, Fisch et al. 1977, Séguin et al. 1988, sowie eigene Mesungen aus Kapitel 3.3), und elektromagnetischen Widerständen unterschieden werden, welche durch Umrechnen der elektrischen Leitfähigkeit hervorgehen (EM-34, Séguin et al. 1988) und typischerweise im Bereich zwischen einigen 100 bis wenigen 1'000 Ωm liegen.

Problematisch ist, nebst der Ankoppelung der Elektroden, der dadurch bedingte grosse zeitliche Aufwand für die Messungen. Die Messpunkte sollten im Sinne einer möglichst guten Grundlage für Inversionsmodellierungen in Form eines engmaschigen Gitters über das Untersuchungsobjekt verteilt aufgenommen werden.

Als zusätzliche elektromagnetische Methode würde sich allenfalls das VLF-EM (Elektro-Magnetisch) eignen. Der Vorteil dieser Methode liegt darin, dass kein direkter Bodenkontakt nötig ist. Ausserdem kann kontinuierlich und mit hoher Auflösung registriert werden, was die Aufnahme von echten Profilen ermöglicht. Die Profile müssten für verschiedene Frequenzen mehrmals aufgenommen werden. Denkbar wäre ein Einsatz im Frühling, wenn das Gerät auf einem Schlitten über die hartgefrorene Schneeoberfläche gezogen werden kann. Diese Messungen müsste man jedoch mit einigen VLF-R Messungen ergänzen.

4 Bohrlochsondierungen

4.1 Allgemeines

Das Ziel der Oberflächengeophysik ist es, mit Hilfe von Messungen physikalischer Parameter an der Oberfläche Informationen über den Aufbau des Untergrundes zu erhalten. Meist wird bei der Modellierung stark generalisiert. Ein Bohrloch ermöglicht demgegenüber den direkten Zugang zum Untergrund. Als wichtigster Bestandteil sticht der Bohrkern hervor, welcher eine lithologische Probe der entsprechenden Tiefe abgibt. Die Bergung von Kernen verteuert allerdings eine Bohrung erheblich.

Im Permafrost der Alpen konnten in jüngster Zeit vier Bohrlöcher mit wissenschaftlichem Hintergrund realisiert werden:

- Im Jahre 1987 konnten auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch zwei Bohrungen in einem Abstand von ca. 2 m niedergebracht werden (Haeberli et al. 1988a). Beim Bohrloch 1/1987, einem Experimentierbohrloch, konnten erste Erfahrungen über die Bohrtechnik und die Kernentnahme gesammelt werden. In der ersten Phase wurde bis 21 m Tiefe gebohrt, später bis 39 m weitergebohrt. Die Bohrung 2/1987 durchfuhr den Blockgletscher und endete in einer Tiefe von 62 m im Fels. Über die ganze Bohrlänge wurden Kerne entnommen. Die Schwierigkeit dabei liegt darin, dass die Formationstemperatur knapp unterhalb des Schmelzpunktes des Eises ist, die Kerne aber jederzeit im gefrorenen Zustand bleiben müssen. Ein dreifaches Kernrohr verhinderte zusammen mit einer effizienten 'Kaltluftspülung' das Aufschmelzen der Kerne.
- Drei Jahre später wurden auf dem Pontresina-Schafberg im Rahmen eines Lawinenverbauungsprojektes zwei Bohrungen niedergebracht (Geotest 1991, VAW 1991, VAW 1992, Vonder Mühll and Holub 1992): Bohrloch 1/1990 erreichte eine Tiefe von 67 m und wurde auf einem kleinen Blockgletscher angesetzt. Die Bohrung 2/1990 unmittelbar oberhalb eines Steilhanges, aus welchem bis ins Dorf reichende Lawinen losbrechen können, wurde bis in 37 m Tiefe vorgetrieben. Beide Bohrungen durchfuhren gefrorenes Lockermaterial und endeten im Fels. Aus finanziellen und logistischen Gründen konnten keine Bohrkerne entnommen werden.

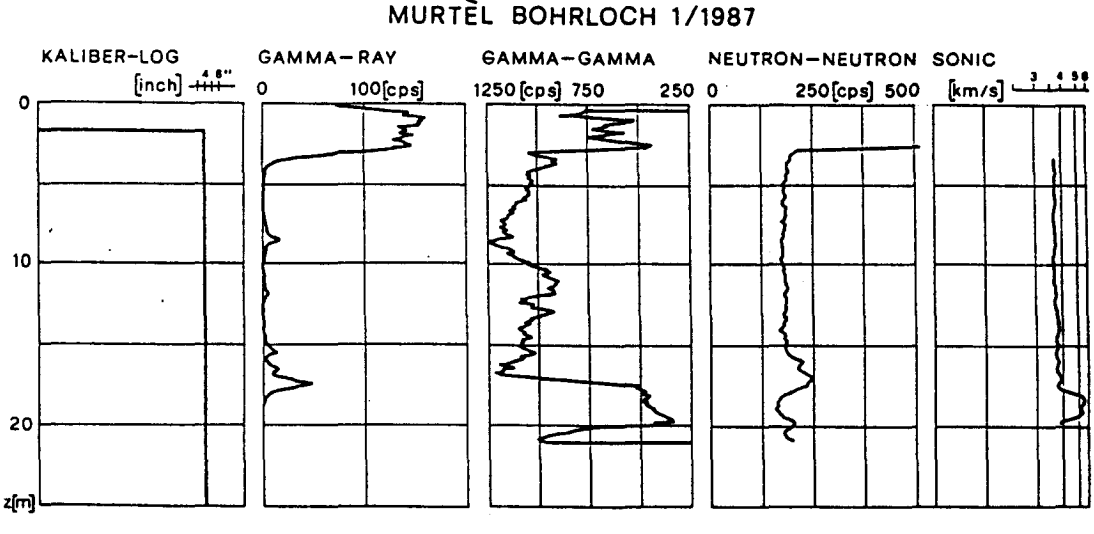
Mit Hilfe der Bohrlochgeophysik werden in offenen Bohrlöchern physikalische Grössen und deren Veränderungen entlang der Bohrlochachse gemessen. Für jeden zu untersuchenden Parameter wird eine andere Sonde verwendet, um je ein sogenanntes 'Log' zu fahren. Die Sonde wird von unten langsam hochgezogen. Die meisten 'Logs' müssen aus messtechnischen Gründen im wassergefüllten Bohrloch aufgenommen werden. Die Messungen erfolgen in der Regel unmittelbar nach Abschluss der Bohrarbeiten. Das Bohrloch auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch konnte jedoch nicht mit Wasser aufgefüllt werden, weil offenbar eine Verbindung zu einem unter-

irdischen Hohlraumsystem entstand. Aus diesem Grund konnte lediglich ein reduziertes Messprogramm durchgeführt werden. Im Bohrloch 2/1990, welches auf dem Pontresina-Schafberg als erstes in Angriff genommen wurde, wurden die bohrlochgeophysikalischen Messungen aufgenommen, als eine Tiefe von 12 m erreicht worden war und die Temperatur bereits nahe bei 0°C lag. Aufgrund der Erfahrungen mit der Bohrung 2/1987 sollten die Messungen vor dem Durchdringen des Permafrostes gemacht werden, weil so das Auffüllen des Bohrlochs mit Wasser besser gewährleistet ist. Anschliessend wurde bis zur Endtiefe weitergebohrt. Im Bohrloch 1/1990 konnten sämtliche 'Logs' im wassergefüllten Bohrloch gefahren werden.

Einige physikalische Grössen können allerdings nicht unmittelbar nach Fertigstellung der Bohrarbeiten erfasst werden: Die durch die Bohrung und die Bohrlochgeophysik eingebrachte Temperaturstörung nimmt zwar exponentiell mit der Zeit ab, dauert jedoch einige Tage bis Monate (siehe Kapitel 5). Für die Deformationsmessungen ist die Installation der entsprechenden Ausrüstung erforderlich (siehe Wagner 1992). Die drei Bohrlöcher wurden mit Thermistoren (Temperatur), Magnetringen (vertikale Deformation) und einem Inklinometerrohr (horizontale Deformation) bestückt. Diese Instrumente ermöglichen eine Langzeitbeobachtung der Bohrlöcher, an denen entsprechende Messreihen aufgebaut wurden.

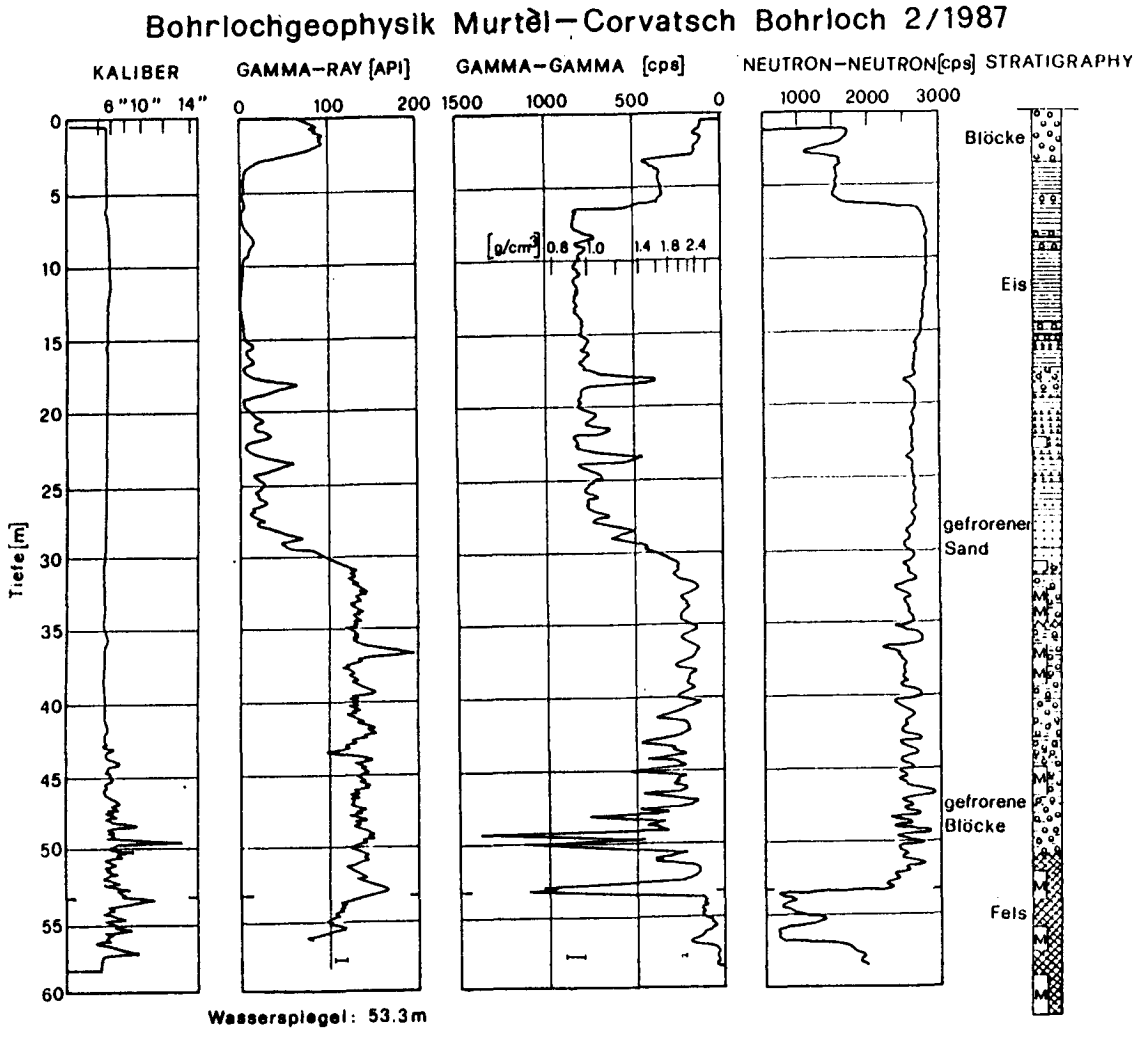
Im Bohrloch können schliesslich Instrumente für spezielle Untersuchungen, wie z.B. Bohrlochgeophone für die Bohrloch-Seismik (siehe Kapitel 4.2), eingebracht werden.

4.2 Bohrlochlogging

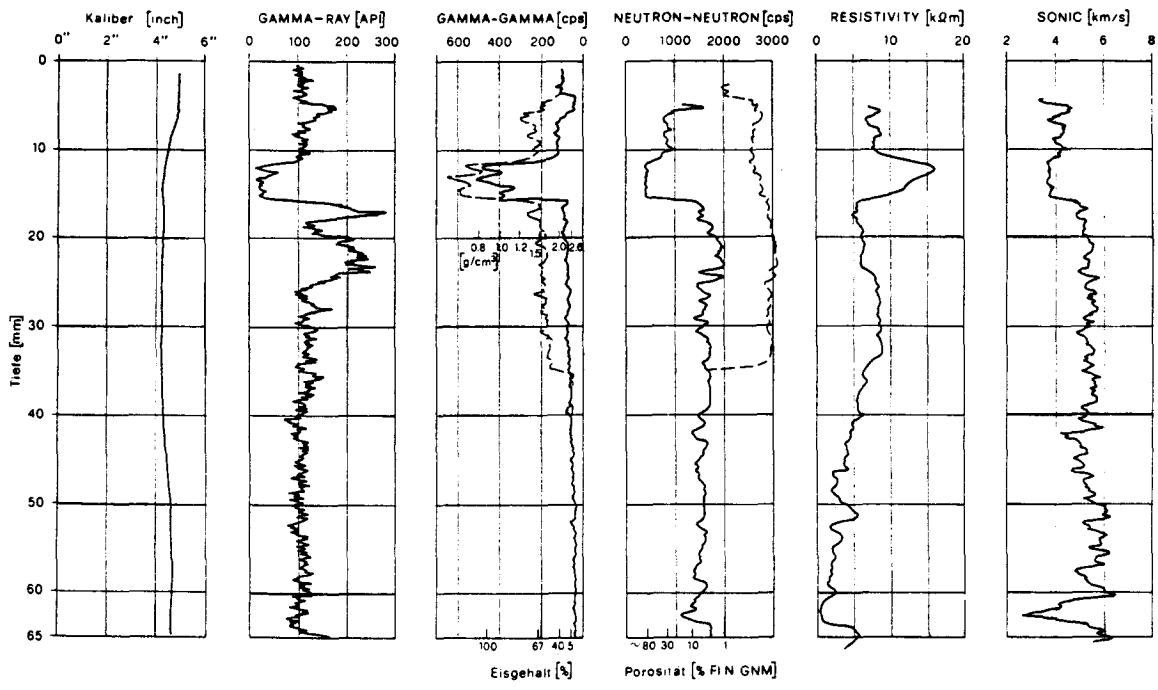


Figur 70. Resultate der Bohrlochgeophysik im Bohrloch 1/1987 auf dem Murtèl-Corvatsch. Das Casingrohr reicht bis in 3.5 m Tiefe. Zwischen 17.5 m und 20 m könnte aufgrund der erhöhten Dichte und Geschwindigkeit auf einen Block in der ansonsten homogenen, eisreichen Formation geschlossen werden.

Der stratigraphische Aufbau eines Bohrlochs kann mit Hilfe der Bohrlochgeophysik zum grössten Teil rekonstruiert werden. Das ist deshalb wichtig, weil mit der auf dem Pontresina-Schafberg angewandten Zertrümmerungs-Bohrtechnik keine Kerne geborgen werden konnten. Primäres Ziel der Bohrlochgeophysik war die Ermittlung der Felstiefe sowie der Zusammensetzung und des Zustandes der gefrorenen Sedimente (insbesondere Eisgehalt und Temperatur). Im Bohrloch auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch erlaubten die bohrlochgeophysikalisch aufgenommenen Daten einen Vergleich mit der Kernstratigraphie. Des weiteren interessierten auch die Grössenordnungen der physikalischen Messwerte sowie ganz besonders ihre gegenseitige Beziehung.



Figur 71. Resultate der Bohrlochgeophysik im Bohrloch 2/1987 auf dem Murtèl-Corvatsch. Das Bohrloch konnte nur bis 53.3 m Tiefe mit Wasser gefüllt werden, weshalb nicht sämtliche Logs aufgenommen werden konnten. Bemerkenswert ist die markante Zweiteilung der Stratigraphie: Zwischen 5 und 28 m Tiefe tritt fast reines Eis mit einer Dichte unter 1'000 kg m^{-3} auf, unterhalb 30 m beträgt die Dichte der eisgesättigten Blöcke rund 2'200 kg m^{-3}. Aus dem N-N-Log kann der Fels in 57 m Tiefe lokalisiert werden.



Figur 72. Resultate der Bohrlochgeophysik im Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg. Die gestrichelten Linien im G-G und N-N-Log stellen die Messungen im trockenen, die ausgezogenen Linien jene im wassergefüllten Bohrloch dar. Die Skalierung für die Porosität (FI) für das N-N-Log (N) bezieht sich auf eine Gneismatrix (GNM).

Die Logs in allen Bohrlöchern wurden von der Firma Geotest AG aufgenommen. Sie benutzte dazu einen Widco Logger GOI 3200 von Gearhart-Owen Industries, Texas. Die Datenermittlung erfolgt analog. Für die meisten Logs muss das Bohrloch mit Wasser gefüllt werden, wodurch sich besonders im Permafrost die Messtemperatur im Bohrloch verändert. Erste Erfahrungen mit Alpinem Permafrost wurden in den siebziger Jahren im 7 m-Bohrloch auf dem Gruben-Blockgletscher gesammelt (Barsch et al. 1979). Im folgenden werden die einzelnen Logs kurz vorgestellt und die Resultate aus den drei Bohrlöchern diskutiert. Methodische Einzelheiten sind z.B. Keys and MacCary (1971) zu entnehmen.

Die Zusammenstellungen der bohrlochgeophysikalischen Messungen in den drei Bohrlöchern sind in den Figuren 70 bis 73 dargestellt.

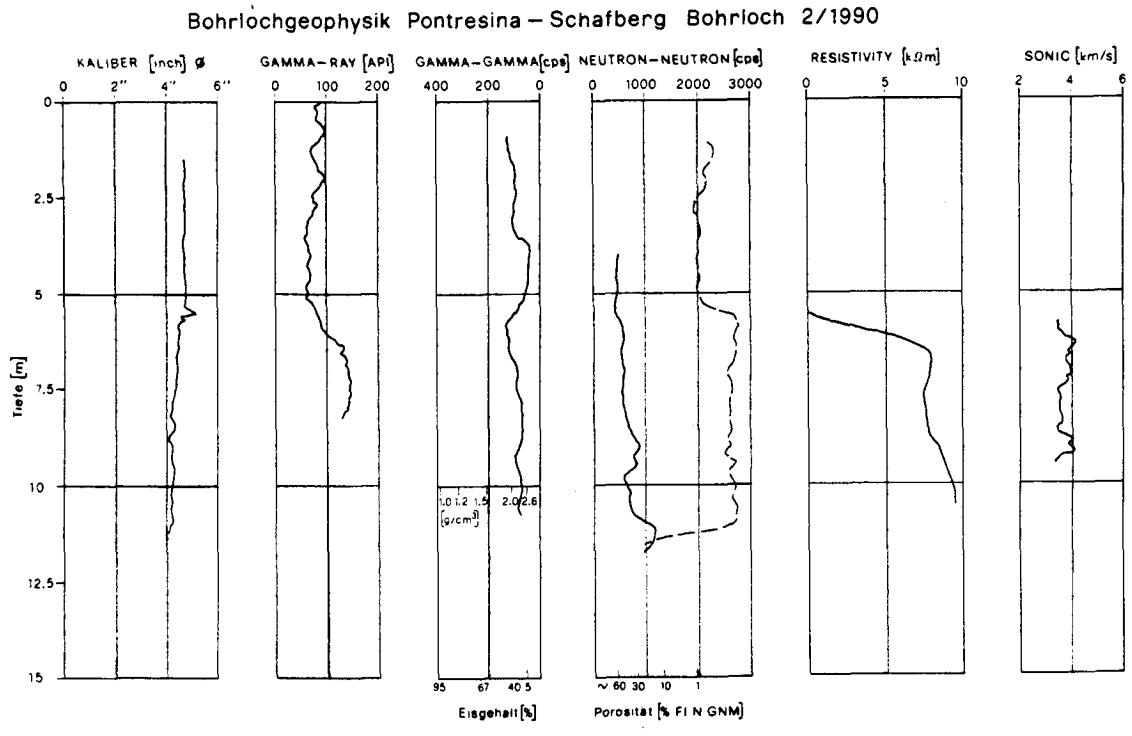
4.2.1 Das Kaliber-Log

Der Durchmesser entlang des Bohrlochs kann durch Klüfte, Schwachzonen und Auswaschungen während des Bohrvorgangs unregelmässig sein. Weil die geophysikalischen Messungen vom Durchmesser beeinflusst werden, wird zunächst das Kaliber-Log gefahren. Drei Tastarme werden mittels einer Feder an die Bohrlochwand gedrückt. Die Länge der Feder wird durch den Bohrlochdurchmesser bestimmt. Mit einem Schiebepotentiometer werden Schwankungen der Federlänge in ein Messignal umgesetzt.

Im Bohrloch durch den Blockgletscher Murtèl-Corvatsch gibt es bis in eine Tiefe von 42 m nur geringfügige Durchmesservariationen. Zur Stabilisierung der Bohrlochwand in der Auftauschicht musste in den obersten 6 m ein Casingrohr eingebaut

werden. Der Übergang vom verrohrten zum unverrohrten Teil ist im Kaliber-Log deutlich auszumachen. In den untersten 16 m sind durch die Bohrung teilweise grosse Kavernen gebildet worden. Diese waren auch mit einer Bohrlochkamera deutlich sichtbar.

Auf dem Pontresina-Schafberg wurde mit Bohrkronen von 130 bis 145 mm Durchmesser gearbeitet. Die Casingverrohrung reichte durch die grobblockige Auftauschicht bis unter den Permafrostspiegel (Bohrloch 1/1990: 4.8 m; Bohrloch 2/1990: 5.8 m). An dessen Ende verändert sich der Durchmesser in beiden Löchern leicht. Die unverrohrten Bohrlöcher weisen geringe Variationen auf. Durch das Bohren wurden also keine grösseren Kavernen und Aushöhlungen produziert. Das deutet auf stabile Verhältnisse in den untersuchten Bereichen hin. Allerdings ist die mechanische Beanspruchung der Formation durch die Zertümmerungsbohrtechnik wesentlich geringer als die auf dem Murtèl-Corvatsch angewandte Kernentnahmetechnik.



Figur 73. Resultate der Bohrlochgeophysik im Bohrloch 2/1990 auf dem Pontresina-Schafberg. Weil die Bohrlochgeophysik vor dem Erreichen der Permafrostbasis durchgeführt werden sollte, konnte in diesem Bohrloch lediglich der Bereich bis 12.5 m erfasst werden. Die Verrohrung reichte bis in eine Tiefe von 5.8 m. Die gestrichelten Linien im N-N-Log stellen die Messungen im trockenen, die ausgezogenen Linien jene im wassergefüllten Bohrloch dar.

4.2.2 Das Gamma-Ray-Log

Mit dem Gamma-Ray-Log wird die natürliche radioaktive Gamma-Strahlung gemessen. Diese stammt hauptsächlich von den natürlichen Radioelementen Kalium (K), Thorium (Th) und Uran (U). In Sedimenten reichert sich typischerweise ^{40}K in tonigen Schichten an. In kristallinen Gesteinen kommen die oben erwähnten radioaktiven

Isotopen häufiger vor als in Sedimenten. Die von den natürlichen Radioisotopen ausgesandten Gammastrahlen werden von einem geeigneten Detektor erfasst und in der standardisierte API-Zählrate (= American Petroleum Institute Unit) registriert. Diese Einheit erlaubt den Vergleich zwischen verschiedenen Bohrlöchern. Dies und die Tatsache, dass auch in einem verrohrten Bohrloch gemessen werden kann, macht es es zum meistgemessenen Log. Ausserdem ist die Messung fast unabhängig davon, ob das Bohrloch wassergefüllt ist oder nicht, und schliesslich ist sie auch auf geringe Durchmesservariationen unsensibel. Der erfasste Bereich um das Bohrloch beträgt je nach Material zwischen 15 und 30 cm. Der Blockgletscher Murtèl liegt im Kristallin der tiefsten ostalpinen Corvatschdecke. Der Pontresina-Schafberg gehört geologisch zur kristallinen Languarddecke. Beide Lokalitäten weisen also kristalline Gesteine auf, welche im Gegensatz zum Eis radioaktive Isotope enthalten. Wird ein Gemisch aus stärker aktivem Gestein und fast inaktivem Eis angenommen, gibt das Gamma-Log quantitativ Aufschluss über den Eisgehalt: ist dieser hoch, vermindert sich entsprechend die Zählrate.

Die Zählraten im Bohrloch Murtèl-Corvatsch liegen für die Blöcke an der Oberfläche bei 100 API, und fallen zwischen knapp 4 m und 15 m, wo fast reines Eis erbohrt wurde, auf unter 10 API. Bis 28 m schwanken sie zwischen 10 und 60 API. In der Tiefe des Scherhorizontes bei 28 bis 30 m (Wagner 1992) erfolgt ein markanter Übergang zu Werten um 130 API.

Im Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg schwankt die Zählrate zwischen 20 und 280 API. Zwischen 11 und 16 m Tiefe deuten niedrige Werte auf einen kleineren Anteil an Gestein und somit auf einen erhöhten Eisgehalt hin. Oberhalb dieser Zone variieren die Zählraten. Dies kann entweder durch unterschiedliche Aktivitäten verschiedener Formationen erklärt werden oder auf eine heterogene Verteilung der Blöcke hindeuten. Unterhalb wurde ein mehr oder weniger konstanter Wert von 100 API registriert. Die Werte im Bohrloch 2/1990 liegen im selben Bereich wie im Bohrloch 1/1990.

4.2.3 Das Gamma-Gamma-Log

Das Dichte-Log, wie das Gamma-Gamma-Log auch genannt wird, misst ebenfalls eine radioaktive Strahlung. Diese Strahlung wird aber künstlich durch eine Gamma-Strahlenquelle (^{137}Cs) erzeugt. Die Strahlen mittlerer Energie (E = 0.662 MeV) werden vor allem durch den Compton-Effekt (teilweise auch durch den Photo-Effekt) gestreut und abgebremst. Je grösser die Materialdichte ist, desto weniger Gammastrahlen gelangen zum Detektor. Die registrierte Zählrate nimmt folglich mit zunehmender Materialdichte ab. Aus den Zählraten werden mit Hilfe einer Eichkurve (siehe Figur 74) scheinbare Dichten berechnet. Die Eichkurve erhält man durch Messungen an verschiedenen Materialien bekannter Dichte (im Labor: Wasser, Beton; im Bohrloch: homogene Formationen bekannter Dichte). Weil die Sonde exponentiell auf die Dichte reagiert, ist sie im tieferen Dichtebereich besonders empfindlich. Als Resultat erhält man eine Mischdichte des Materials, welches sich in einem Umkreis von 15 cm um das Bohrloch befindet. Im Permafrost sind vorwiegend zwei Materialien vorherrschend: das Gestein, welches eine Dichte von 2'700 kg m^{-3} aufweist, und Eis mit einer Dichte von 900 kg m^{-3}. Mit Hilfe der folgenden Formel kann aus der Mischdichte der Eisgehalt in Volumenprozenten errechnet werden:

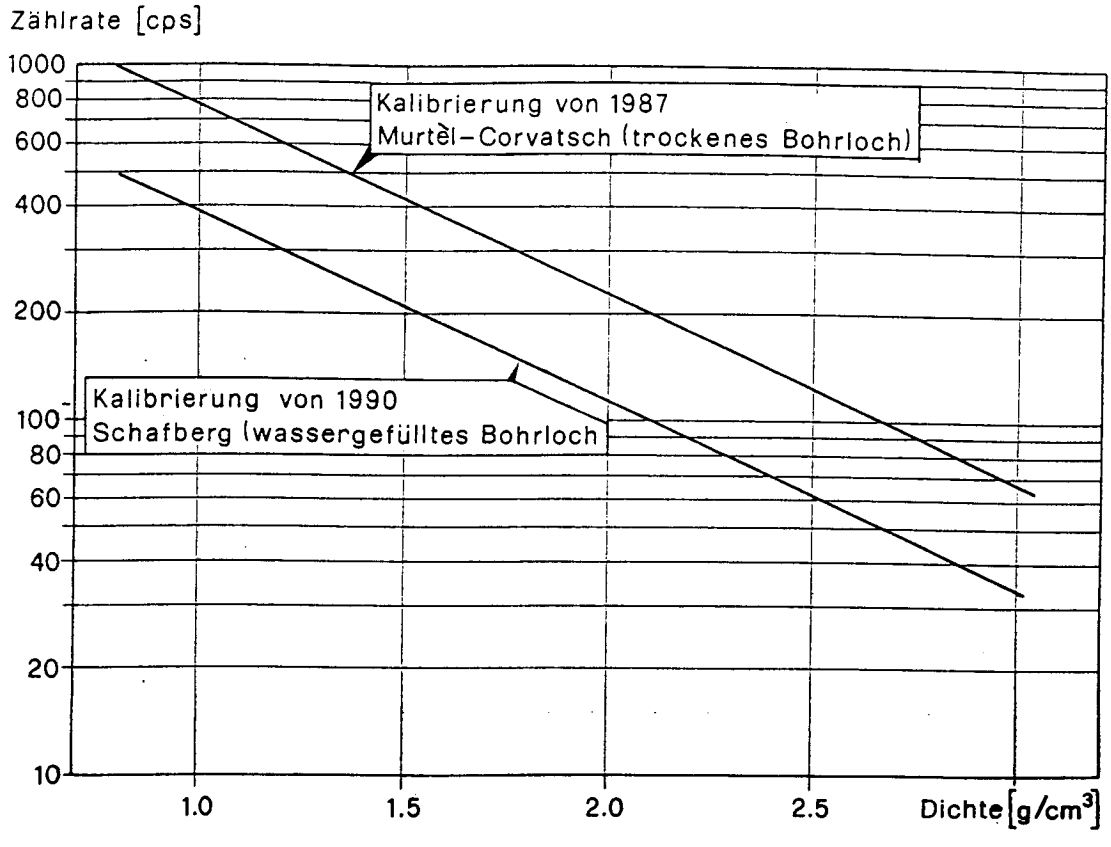
$$\Phi = \frac{\rho_m - \rho_b}{\rho_m - \rho_i} 100\ [\%]$$

wobei Φ = Eisgehalt in Volumenprozent

ρ_m = Spezifische Dichte der Matrix

ρ_b = Bruttodichte

ρ_i = Spezifische Dichte des Eises



Figur 74. Kalibrierungskurven für das Gamma-Gamma-Log für das trockene Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) und für die Bohrlöcher 1/1990 und 2/1990 auf dem Pontresina-Schafberg.

Die Messungen im trockenen Bohrloch 2/1987 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch zeigen (Figur 71), dass mit dem Scherhorizont in 28 bis 30 m Tiefe ein deutlicher Wechsel der γ–γ-Zählrate einhergeht. Oberhalb, wo massives Eis erbohrt wurde, beträgt der Wert ungefähr 800 cps (counts per second), was einer Dichte von 950 kg m^{-3} entspricht. Zwischen 30 m und dem Fels, wo die eisgesättigten Blöcke mit einem Eisgehalt von 30-35% auftreten, liegt die Zählrate bei 200 cps (2'150 kg m^{-3}). Es ist zu beachten, dass die grossen Schwankungen der Zählrate zwischen 42 m und 56 m durch die durch die Bohrung entstandenen Kavernen bedingt sind, denn die Peaks entsprechen den Ausschlägen des Kaliber-Logs.

Im Bohrloch 1/1990 registrierten beide Messungen (die im trockenen und jene im wassergefüllten Bohrloch, Figur 72) zwischen 11 und 16 m eine deutliche Dichteabnahme. Die Umrechnungen führen auf Eisgehalte von 10 bis 80 Vol%. Das erstaunt angesichts der Resultate vom Murtèl-Corvatsch nicht. Zwischen der Oberfläche und 11 m deutet die Dichte auf einen Eisgehalt von 15 bis 45 Vol% hin. Die Dichtezunahme im Fels unterhalb 16 m entspricht der Kompaktion des Gesteins durch den Überlagerungsdruck. In diesem Tiefenbereich ist der Eisgehalt gering (kleiner als 10 Vol%).

Die Messungen im Bohrloch 2/1990 (Figur 73) dokumentieren den unterschiedlichen Charakter der oberflächennahen Permafrostschicht: Die Dichte liegt im Bereich von 1'900 kg m^{-3} (Eisgehalt: 44 Vol%) und 2'700 kg m^{-3} (Eisgehalt kleiner als 1%). Allerdings sind auch beim Dichtelog die obersten 5 m durch die Verrohrung leicht verfälscht.

4.2.4 Das Neutron-Neutron-Log

Mit dem Neutron-Neutron-Log wird der Wasserstoffgehalt der Formation rund 15 cm um das Bohrloch ermittelt. Dazu wird eine Neutronenquelle (z.B. Am-Be-Quelle) verwendet, welche schnelle Neutronen aussendet. Eine Abschirmung verhindert die direkte Bestrahlung des Detektors. Die Formation bremst die Neutronen ab. Je mehr Wasserstoff vorhanden ist, desto stärker werden die Neutronen gebremst und entsprechend weniger Neutronen werden vom Detektor eingefangen. Der Hauptanteil der Wasserstoffionen befindet sich im Porenwasser der Formation. Einzelne Mineralien enthalten im Kristallgitter ebenfalls Wasserstoff. Im Permafrost kommt das Wasser primär in gefrorener Form als Eis vor. Deshalb gibt das Neutron-Neutron-Log einen Hinweis auf den Eisgehalt des Permafrostes. Die Zählrate nimmt mit dem Wasserstoffgehalt exponentiell ab, weshalb die Methode vorwiegend in wenig bis mittelporösem Material quantitativ zuverlässige Anhaltspunkte liefert (Ellis 1986). Für die Umrechnung der Zählraten in Porositäten stehen für verschiedene Gesteinsmatrizen unterschiedliche Crossplot-Diagramme zur Verfügung. In der Erdölindustrie kommen dabei meistens Sandstein- Kalk- oder Dolomitmatrizen zur Anwendung. Kiss and Toth (1985) geben aber auch entsprechende Diagramme für eine Gneismatrix, welche für die Messungen auf dem Pontresina-Schafberg verwendet wurden. Das Neutron-Neutron-Log muss aus messtechnischen Gründen immer im wassergefüllten Bohrloch aufgenommen werden. Trotzdem wurden bereits versuchsweise einige Messungen in trockenen Löchern durchgeführt. So wurde die Dichte der Schnee/Firn/Eis-Ablagerungen auf dem Colle Gnifetti (Monte Rosa, 4'450 m ü. M.) aus kalibrierten Neutron-Neutron-Messungen abgeleitet (Geotest 1979, Schweizer 1985). Dies war möglich, weil der Wasserstoffionenanteil der Formation praktisch ausschliesslich vom Schnee/Firn/Eis stammt und entlang des Bohrlochs kein Gestein vorkommt. Die Zählraten liegen zwischen 2'910 cps (450 kg m^{-3}) und 2'670 cps (850 kg m^{-3}).

Im trockenen Bohrloch 2/1987 nehmen die Werte von 2'600 bis 2'830 cps im oberen, sehr eisreichen Teil ab auf 2'500 cps für den eisgesättigten Teil unterhalb 30 m, wobei die Schwankungen deutlich zunehmen. Im untersten Teil des Bohrloch unterhalb des Wasserspiegels (53.3 m) deutet in 57 m Tiefe ein markantes Ansteigen der Zählrate auf eine geringere Porosität und somit auf den kompakten Fels hin.

Die Messungen im wassergefüllten Bohrloch 1/1987 bestätigen den sehr hohen Wasserstoffionenanteil resp. den hohen Eisgehalt (konstante Zählrate von 180 cps).

Die Messung im Bohrloch 1/1990 zeigt deutlich, dass bis in eine Tiefe von 11 m der Eisgehalt unregelmässig zwischen 10 und 30 Vol% schwankt. Zwischen 11 und 16 m steigt er sprunghaft an, um sich im Fels (unterhalb 16 m) wieder auf einem tieferen Wert zu stabilisieren, der auf knappe 10 % Eisgehalt hindeutet. Die Messung im trockenen Bohrloch widerspiegelt die markante Eisgehaltsänderung in 16 m Tiefe überhaupt nicht.

Gemäss dem Neutron-Neutron-Log ist der Eisgehalt im Bohrloch 2/1990 durchwegs grösser als 30 Vol%. Es gilt dabei allerdings zu berücksichtigen, dass die Daten im wenig sensiblen Messbereich liegen. Auch in diesem Bohrloch reagiert die Neutron-Neutron-Sonde im trockenen Loch nicht auf Änderungen des Wasserstoffgehaltes.

4.2.5 Das Resistivity-Log

Ähnlich wie bei geoelektrischen Tiefensondierungen, kann auch entlang eines Bohrlochs der elektrische Widerstand der Gesteinsformation kleinräumig aufgenommen werden. Im allgemeinen Fall können damit unterschiedliche Lithologien lokalisiert werden. Die Messung im Permafrost bringt eine grundsätzliche Erschwerung bei der Bestimmung resp. bei der Interpretation: Zwischen 0 und -5°C steigt der spezifische Widerstand um ein bis zwei Grössenordnungen (Hoekstra and McNeill 1973).

Das Resistivity-Log im Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg zeigt, wie schon die vorgängig erwähnten Methoden, zwischen 11 und 16 m eine Schicht, die andere physikalische Eigenschaften aufweist als das darüber- und darunterliegende Material. Eis ist generell ein guter elektrischer Isolator, folglich ist der Eiswiderstand verglichen mit dem Gesteinswiderstand gross. Bei elektrischen Oberflächensondierungen manifestiert sich eine eisreiche Schicht durch einen Anstieg des scheinbaren Widerstandes mit zunehmender Eindringtiefe. Im permafrostfreien Gebiet sinkt die Messkurve in der Regel aufgrund des gutleitenden Grundwassers. Die Zone mit deutlich höheren Widerständen entspricht einer Anreicherung von Eis zwischen 11 und 16 m. Darunter, d.h. im Fels, bewegen sich die Werte zwischen 5 und 8 kΩm. In 33 m Tiefe beginnt der Widerstand mit der Tiefe stark abzunehmen und erreicht in 62 m schliesslich noch 500 Ωm. Die Abnahme entspricht vermutlich dem oben beschriebenen Temperatureffekt, denn im selben Tiefenbereich nimmt die Temperatur von -0.9 auf -0.1°C zu.

Im Bohrloch 2/1990 deuten die Widerstände von knapp 10 kΩm auf eishaltigen Permafrost hin, obwohl die Werte der eisübersättigten Zone von Bohrloch 1/1990 nicht erreicht werden.

Der Vergleich mit den geoelektrischen Tiefensondierungen wurde im Kapitel 'Gleichstromgeoelektrik' besprochen. Die Werte der beiden Messmethoden sind durchaus vergleichbar.

4.2.6 Das Sonic-Log

Für die Messung der seismischen Geschwindigkeit im Bohrloch wird ein hochfrequentes (25 kHz), akustisches Signal ausgesendet und die Zeitdifferenz zur ankommenden Primärwelle zwischen zwei Empfängern ermittelt. Da der Abstand der beiden Empfänger bekannt ist, kann aus der Laufzeit die seismische Geschwindigkeit berechnet werden. Die Messonde wird im Bohrloch zentriert, weil sonst die Messungen verfälscht werden. In kompakten Formationen variiert die seismische Geschwindigkeit wenig, in porösen, zerklüfteten Formationen werden im allgemeinen häufig wechselnde Werte registriert.

Auf dem Murtèl-Corvatsch konnte lediglich im mit einem Kunststoffcasing versehen Bohrloch 1/1987 ein Sonic-Log gefahren werden. Die Werte sind äusserst einheitlich, schwanken kaum und liegen mit 3'700 - 3'800 m/s im erwarteten Bereich.

Im Sonic-Log des Bohrlochs 1/1990 hebt sich wiederum die Zone zwischen 11 und 16 m deutlich von den benachbarten Bereichen ab. Die seismische Geschwindigkeit variiert hier praktisch nicht, und mit 3'700 m/s liegt der Wert sehr nahe bei den aus der Literatur bekannten Werten für massives, kaltes Eis (Röthlisberger 1972). Die Schwankungen zwischen der Oberfläche und 11 m Tiefe deuten wiederum auf eine eisgesättigte Blockschicht hin. Im Fels steigen die Werte markant auf 5'500 m/s an und nehmen mit der Tiefe leicht zu, vermutlich weil der Fels mit der Tiefe kompakter wird. In 62 m Tiefe deutet eine starke lokale Abnahme der Geschwindigkeit auf eine Klüftung im Fels hin.

Die seismischen Geschwindigkeiten im Bohrloch 2/1990 zeigen, dass das Material auch Eis enthalten muss: Während ungefrorene Blöcke typischerweise Werte knapp über 1'000 m/s aufweisen, steigt die Geschwindigkeit im eishaltigen Blockschutt auf 3'500 bis 4'000 m/s an. Im Gegensatz zum Bohrloch 1/1990 variieren die Daten zwischen 3'300 und 4'100 m/s. Es ist also nicht mit einer ähnlich homogenen Schicht zu rechnen wie im anderen Bohrloch.

4.2.7 Korrelationen zwischen den einzelnen Logs im Bohrloch 1/1990

Das Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg ist das einzige, in welchem sämtliche geophysikalischen Logs gefahren werden konnten. Es bietet sich daher die Möglichkeit, die Daten auch quantitativ miteinander zu vergleichen und zueinander in Beziehung zu setzen. Die Daten aus der Bohrlochgeophysik (Gamma, Gamma-Gamma, Neutron-Neutron, Resistivity und Sonic) sowie die Temperaturen vom Herbst 1991 wurden wie folgt herausgelesen: zwischen dem Ende der Casingverrohrung (5 m) und 18 m mit einem Intervall von 1 m, zwischen 18 m und 26 m und bis 65 m in 5 m-Abständen. Insgesamt standen so 26 Werte pro Log zur Verfügung. Interessant ist dabei der jeweilige Korrelationskoeffizient. In der Tabelle 5 sind diese Koeffizienten im oberen rechten Teil für die gesamte Bohrlochlänge von 5 m bis 65 m dargestellt. Im unteren linken Teil sind die Koeffizienten für den gefrorenen Schutt, also zwischen 5 m und 16 m Tiefe dargestellt. Hierfür wurden 12 Werte pro Log verwendet.

Tabelle 5. Korrelationskoeffizienten r^2 der verschiedenen Bohrlochparameter oben rechts über die gesamte Bohrlochlänge, unten links über den Bereich des gefrorenen Schuttes (5 m bis 16 m).

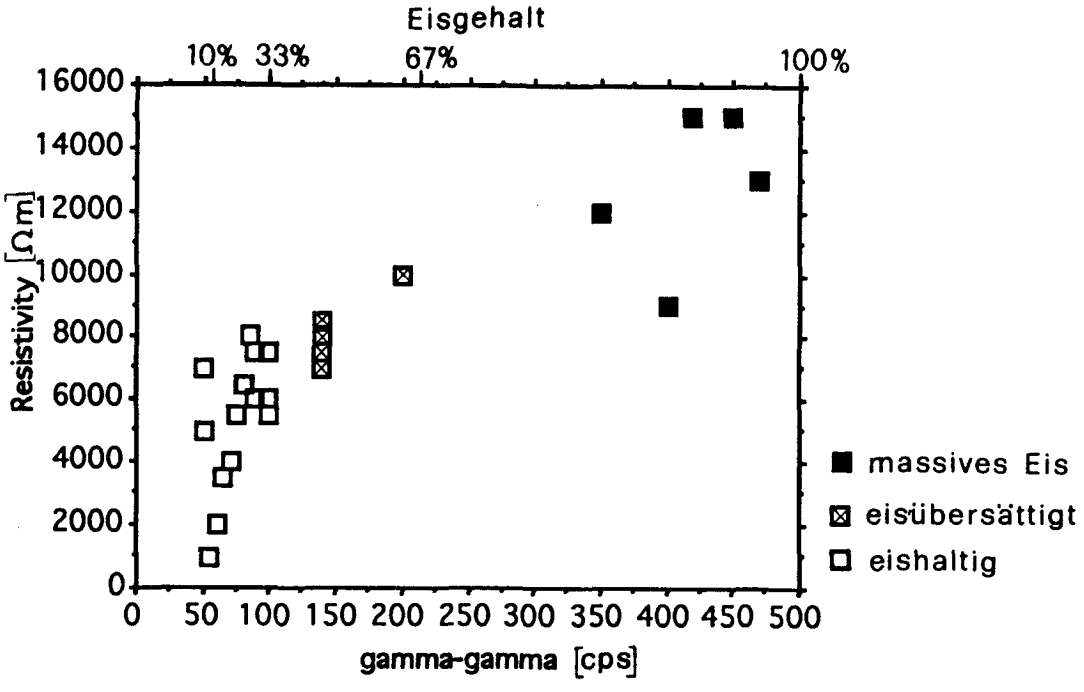
	γ	γ-γ	N-N	Resistivity	Sonic	Temp.
γ	-	0.41	0.48	0.19	0.26	0.00
γ–γ	0.78	-	0.66	0.74	0.61	0.37
N-N	0.72	0.81	-	0.56	0.84	0.21
Resistivity	0.52	0.77	0.68	-	0.69	0.48
Sonic	0.75	0.83	0.74	0.62	-	0.39
Temp.	0.52	0.34	0.37	0.29	0.52	-

Über die lineare Korrelation zweier Grössen gibt der Koeffizient r^2 Auskunft. In der Tabelle 5 fällt auf, dass eine hohe Korrelation für die Daten über das gesamte Bohrloch nur bei den Beziehungen Neutron-Neutron - Sonic und Gamma-Gamma (γ–γ) - Resistivity erreicht wurde. Diese Korrelationen sind generell schlechter als jene für den gefrorenen Schutt, wo fast durchwegs ziemlich hohe Kombinationen erreicht wurden. So werden folgende Tendenzen statistisch bestätigt:

1. Ein hoher Eisgehalt (ausgewiesen durch das Neutron-Neutron-Log, N-N) vermindert die Formationsgeschwindigkeit (über das ganze Bohrloch). Der Fels weist eine Geschwindigkeit von über 5'000 m/s auf, Eis eine solche von knapp 4'000 m/s.
2. In spez. dichterer Formation (γ–γ) ist die γ-Zählrate erhöht. Die natürliche Gamma-Strahlung stammt aus den Gesteinen, nicht aber aus dem Eis.
3. In spez. dichterer Formation (γ–γ) ist der Eisgehalt (N-N) kleiner. Ein hoher Eisgehalt reduziert die Dichte der Formation.
4. In spez. leichterer Formation (γ–γ resp. eisreich) ist der spez. Widerstand grösser. Der hohe spezifische Widerstand im Permafrost ist primär durch den Eisgehalt bestimmt.
5. Formationen mit viel Gesteinsanteilen (γ) weisen höhere seismische Geschwindigkeiten auf. Vergleiche Punkt 1.
6. In spez. dichterer Formation (γ–γ) ist die seismische Geschwindigkeit grösser. Vergleiche Punkt 1 und 5.

Die Tatsache, dass die Temperatur mit allen anderen Grössen schlecht korreliert, ist weiter nicht erstaunlich: Das Temperaturprofil ist von den lithologischen Bedingungen weitgehend unabhängig. Der höchste Wert wird mit dem Sonic-Log erreicht (0.52), denn wie die Temperatur nimmt auch die seismische Geschwindigkeit mit der Tiefe zu. Es handelt sich also um eine Schein- oder Unsinnskorrelation (Kreyszig 1979).

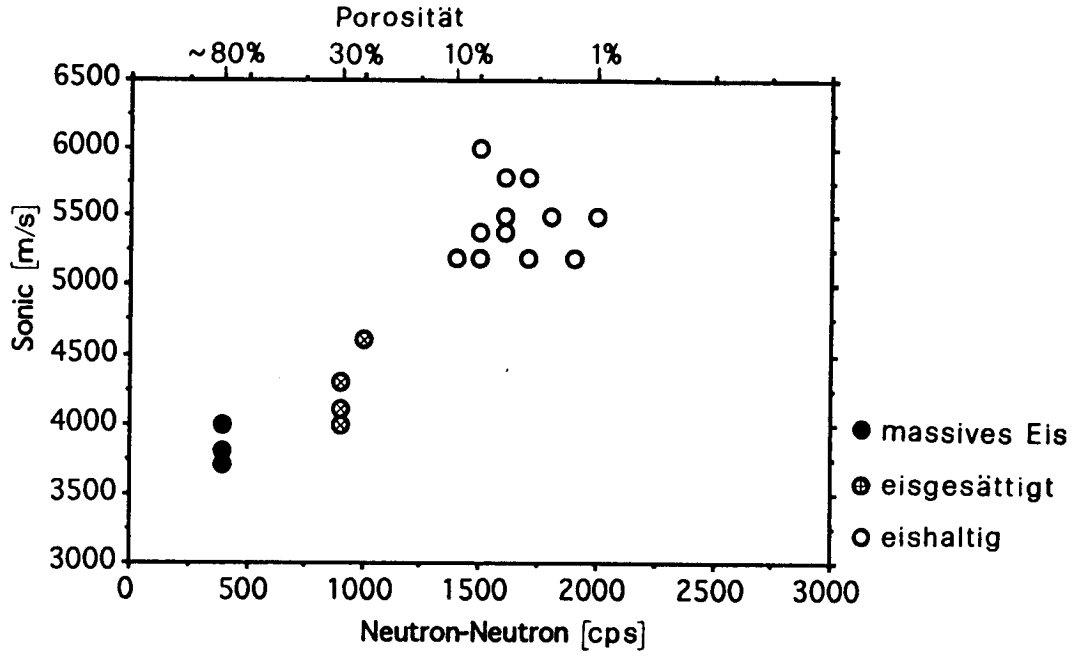
Die grössten Korrelationen im gefrorenen Schutt gehen aus der Kombination des γ–γ-Logs mit dem Sonic, dem Neutron-Neutron und dem Resistivity hervor. γ–γ und Neutron-Neutron repräsentieren beide den Eisgehalt und die Formationsdichte, das Sonic die P-Wellen-Geschwindigkeit. Somit darf erwartet werden, dass mit einer gekoppelten Korrelation der Dichte und der P-Wellen-Geschwindigkeit auf den Eisgehalt geschlossen werden kann.



Figur 75. Crossplot der Daten von γ–γ– und Resistivity-Log im Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg. Der lineare Korrelationkoeffizient r^2 beträgt 0.74. In diesem Fall wäre eine Wurzelfunktion angepasster (vergleiche auch Text).

Figur 75 zeigt den Crossplot für die Korrelation der beiden Grössen γ–γ und Resistivity. Obwohl die lineare Regression einen relativ hohen Koeffizienten von 0.74 ergibt, wäre hier eine Potenz- resp. eine Wurzelfunktion angezeigter: Ist der Eisgehalt 0 Vol%, ergäbe die lineare Regression einen Widerstand von 3.9 kΩm, respektive resultierte ein negativer (!) Eisgehalt für kleinere Widerstände. Immerhin kann man für den anderen Extremfall (Eisgehalt 100 Vol%) abschätzen, dass der Widerstand im Bereich einiger Zehner von kΩm liegen muss. Dies stimmt mit den geoelektrischen Sondierungen überein, welche zeigten, dass am Schafberg der Permafrost relativ niederohmig (scheinbarer Widerstand kleiner als 20 kΩm) vorkommt. Der relativ tiefe Widerstand hängt wahrscheinlich mit der Entstehung des Eises zusammen (vgl. Kapitel 3.3.1.2).

In Figur 76 ist der Crossplot für die Korrelation von Neutron-Neutron (was der Dichte entspricht) und der Sonicgeschwindigkeit dargestellt. Es gehen dabei klar drei Gruppen hervor, wobei mir zunehmender Dichte die seismische Geschwindigkeit ansteigt.



Figur 76. Crossplot der Daten von Neutron-Neutron- und Sonic-Log im Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg. Der lineare Korrelationskoeffizient r^2 beträgt 0.84. Es gibt drei Gruppen von Punkten: sehr hoher Eisgehalt (N-N-Wert: 400 cps, v_P: 3'700-4'000 m/s), Eis-Schutt-Gemisch (N-N: 900 cps, v_P: 3'900-4'500 m/s) und vorwiegend Fels (N-N: über 1'400 cps, v_P: 5'200-6'000 m/s).

4.2.8 Schlussfolgerung Bohrloch-Logging

Der Eisgehalt des Permafrostes kann insbesondere mit Hilfe des Gamma-Gamma-Logs (über die Dichte), aber auch mittels Neutron-Neutron-Log (über den Wasserstoffionenanteil) bestimmt werden. Es zeigte sich, dass der Permafrost teilweise stark eisübersättigt ist (Eisgehalt 35 bis über 80 Vol%). Die seismische Geschwindigkeit von übersättigtem Permafrost ist erstaunlich konstant und liegt bei 3'700 bis 3'800 m/s. Der elektrische Gleichstromwiderstand ist in eisübersättigten Formationen erhöht und liegt bei maximal 15 kΩm, was mit den Werten der Oberflächenmessungen vergleichbar ist. Ausserdem nimmt er mit zunehmender Tiefe aufgrund der damit verbundenen Temperaturerhöhung stark ab.

Aufgrund von Gefrierpunktserniedrigung (FTP: Freezing point depression) durch Überlagerungsdruck, Salzgehalt oder Porendruck muss die Basis des eishaltigen Permafrostes nicht mit der 0°C-Isotherme zusammenfallen (Osterkamp and Payne 1981). Im Bohrloch Murtèl-Corvatsch wurde das letzte Stück Eis in 51 m Tiefe erbohrt. Die Temperatur beträgt dort -0.1°C. Somit ist der Effekt der FTP kleiner als 0.1°C.

Die Hauptschwierigkeit der Bohrlochgeophysik im Permafrost liegt darin, das Bohrloch mit Wasser zu füllen. Dazu müssen die Messungen vor dem Erreichen der Permafrostbasis durchgeführt werden.

4.3 Bohrlochseismik im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch)

4.3.1 Einleitung

Im 58 m tiefen Bohrloch 2/1987 auf dem Murtèl-Blockgletscher wurden im September 1989 durch die VAW in Zusammenarbeit mit der Firma Geotest, Zollikofen, bohrlochseismische Messungen durchgeführt. Neben einem mobilen Dreikomponentengeophon, im Bohrloch 2/1987 eingesetzt, standen fünf festinstallierte Geophone im Bohrloch 1/1987 zur Verfügung. Zu Testzwecken wurde in einem Graben ca. 50 m unterhalb des Bohrlochs direkt auf dem Permafrost gesprengt, wobei das Bohrlochgeophon in 58 resp. 28 m Tiefe plaziert wurde. Ziel der Messungen war es, über die vertikale Geschwindigkeitsverteilung (P- und S-Wellen) Erkenntnisse zu gewinnen.

4.3.2 Konzept der Messung

Im Bohrloch 1/1987, welches als Probebohrung bis in 39 m Tiefe vorgetrieben wurde (Bohrlochgeophysik bis 21 m), wurden fünf Vertikalgeophone eingefroren (Tiefen: 4 m, 8 m, 12 m, 16 m und 20 m). Sie sollten einerseits die Geschwindigkeitsverteilung im obersten Bereich dokumentieren, andererseits als Referenz für die Bohrlochseismik dienen. Im Bohrloch 2/1987 wurde ein Dreikomponentengeophon ins Slope-Rohr eingeführt und mit hydraulischen Schläuchen jeweils für die Messung an die Slope-Rohrwand gedrückt. Bei diesem Geophon standen neben der Vertikalkomponente zwei horizontale Kanäle zur Verfügung. Weil insbesondere über die Anregung von S-Wellen auf Eis oder Permafrost kaum Kenntnisse bestanden, wurden drei verschiedene Quellen verwendet:

1. Die Energie eines seismischen Zünders reichte aus, um die ganze Bohrlochlänge abzudecken (elektrische Triggerung). Es wurde also kein Sprengstoff benötigt.
2. Die vertikalen Schläge mit einem schweren Hammer, der einen Fallschalter zur Triggerung hat, wurden vorwiegend zur Anregung von P-Wellen eingesetzt.
3. Dass die Anregung von S-Wellen problematisch sein würde, wusste man im voraus. Deshalb wählte man als dritte Anregungsart die folgende: Mit dem Hammer wurde horizontal gegen einen grossen Block, welcher bis in den Permafrost reicht, geschlagen (Triggerung über den Fallschalter).

Das mobile 3-Komponenten-Bohrlochgeophon wurde bis auf 58 m gebracht und alle 4 m angekoppelt. Registriert wurden neben den drei Komponenten auch die fünf festinstallierten Geophone im Bohrloch 1/1987, von welchen allerdings jenes bei 16 m defekt war. In jeder Tiefe wurden alle drei Anregungsarten angewendet.

4.3.3 Schwierigkeiten bei der Auswertung der bohrlochseismischen Daten

Bei der Auswertung trat neben den bekannten Schwierigkeiten (Herauslesen des Ersteinsatzes im Rauschen bei kleinem Nutzsignal, Unterscheidung zwischen P- und S-Wellenanteilen im Signal) auch ein gravierendes Problem auf: die Bestimmung der Nullzeit.

4.3.3.1 Bestimmen der Nullzeit

Da die Geophone im Bohrloch 1/1987 ortsfest sind und der Anregungsort nicht verändert wurde, sollte die Zeitdifferenz der Ersteinsätze zwischen den Geophonen immer gleich sein (siehe Figur 77). Ein systematisch verfrühter oder verspäteter Einsatz derselben Quelle kann allenfalls auf eine unterschiedliche Triggerung der verwendeten Anregungsarten zurückgeführt werden.

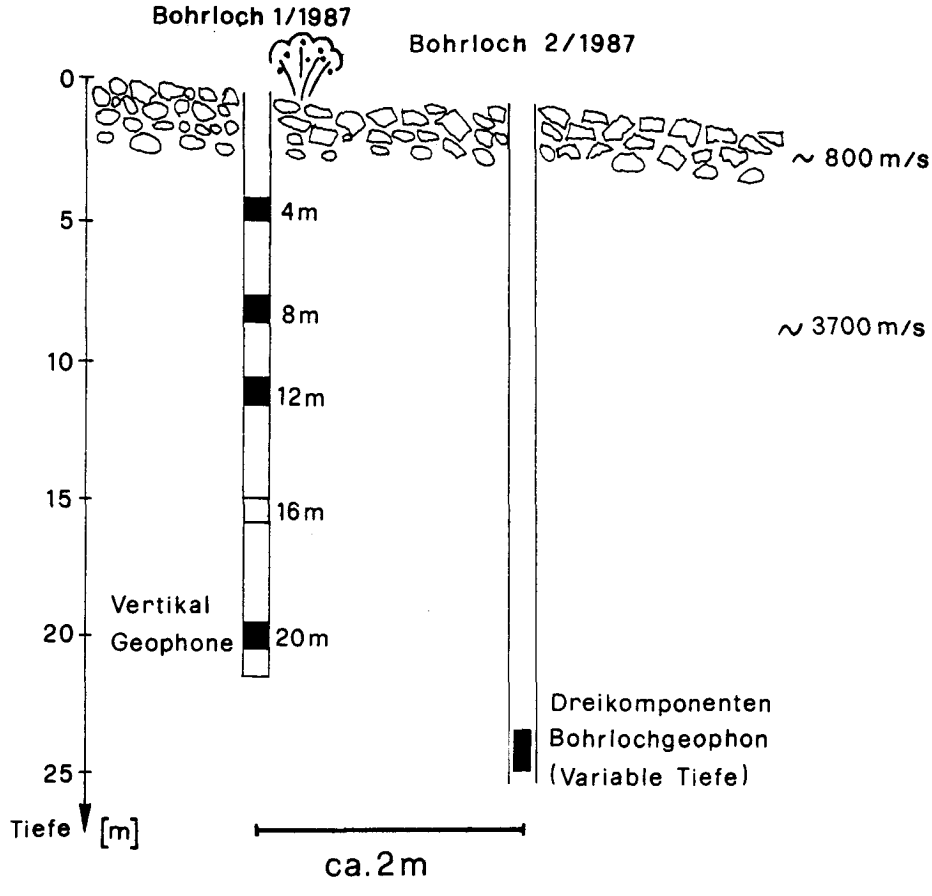
Wie Tabelle 6 zeigt, variieren aber die Laufzeiten von einem Geophon zum anderen stark und sind je nach Anregungsart unterschiedlich. Dabei spielt sicher eine Rolle, dass der Anregungspunkt nicht genau oberhalb des Bohrloches liegt. Dass aber negative Laufzeiten auftreten, ist unbefriedigend (der Einsatz bei 8 m erfolgt früher als bei 4 m!). Ein Abweichen der Laufzeitdifferenzen von bis zu ±1.5 ms ist bei der kleinen Dimension (P-Wellenlaufzeit im Bohrloch 2/1987: weniger als 20 ms) für die Bestimmung der Nullzeit beträchtlich.

Tabelle 6. Laufzeitdifferenzen der Ersteinsätze zwischen festinstallierten Geophonen für dieselbe Quelle.

Bereich	*Hammer vertikal [ms]*	*Hammer horizontal [ms]*	*Zünder [ms]*
4 m - 8 m			
Mittel:	1.4 ± 0.4	1.3 ± 0.6	-0.3 ± 0.4
Minimum:	0.5	-0.2	-0.9
Maximum:	2.5	2.2	+0.3
8 m - 12 m			
Mittel:	1.2 ± 0.1	1.1 ± 0.2	1.2 ± 0.2
Minimum:	1.0	0.8	1.0
Maximum:	1.4	1.5	1.6
4 m - 12 m			
Mittel:	2.6 ± 0.4	2.4 ± 0.7	0.8 ± 0.3
Minimum:	1.8	0.6	0.2
Maximum:	3.8	3.2	1.4

Das Geophon an der Oberfläche und dasjenige in 20 m Tiefe wurden wegen der schlechten Qualität der Einsätze nicht berücksichtigt. Tabelle 6 dokumentiert, wie schwierig die Praxis in theoretisch klaren Bereichen sein kann.

Die grossen Unterschiede in den Laufzeiten je nach Anregungsart und insbesondere deren Inkonsistenz (Zünder: 4 m grösste , 8 m und 12 m kleinste Laufzeit) verdeutlicht die Schwierigkeit, welche beim Definieren der Nullzeit aufgetreten ist.



Figur 77. Schematischer Aufbau der Bohrlochseismik. Im Bohrloch 1/1987 sind fünf festinstallierte Bohrlochgeophone (je eine Vertikalkomponente), im Bohrloch 2/1987 kann eine variables Dreikomponentengeophon in beliebiger Tiefe angekoppelt werden.

4.3.3.2 Herauslesen der Ersteinsätze

Für die Bohrlochseismik gelten grundsätzlich die gleichen Kriterien wie für die Refraktionsseismik. Die Einsätze wurden teils quantitativ mit einem Unsicherheitsintervall in Millisekunden beurteilt, teils wurden sie qualitativ mit a (scharfer, klarer Einsatz), b (erkennbar) oder c (schleppend, schwierig) bezeichnet. Ein Beispiel ist in Figur 78 gegeben. Bei den Horizontaleinsätzen des Bohrlochgeophons wurde zusätzlich beurteilt, ob die Signalcharakteristik der Vertikalkomponente stark gleicht (z), ob das Signal eine Mischung aus P- und S-Welle ist (y), oder ob das Signal eine eigene, von der P-Welle losgelöste S-Wellencharakteristik aufweist (x).

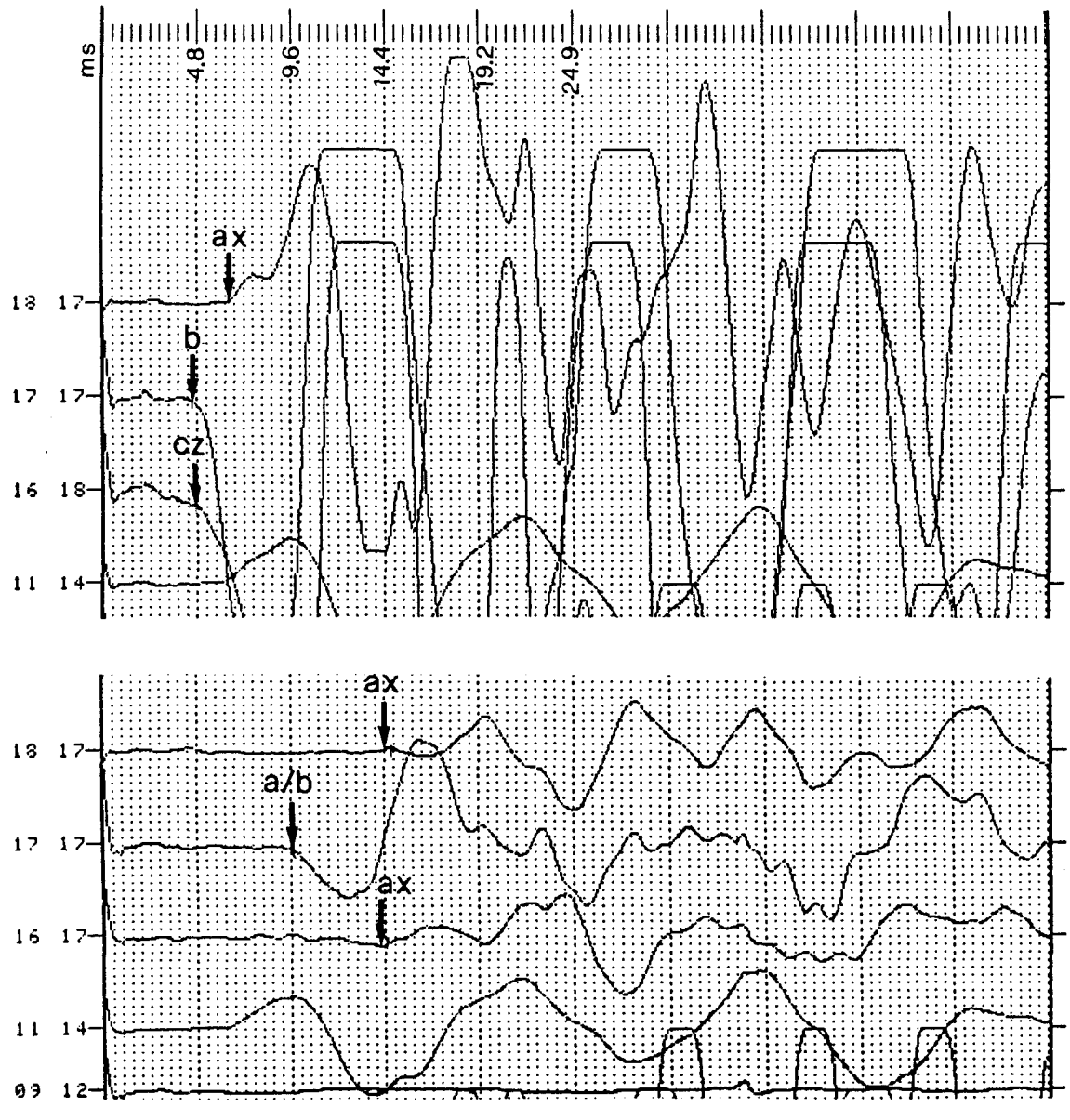
4.3.3.3 Korrektur der Einsatzzeiten

Die Einsatzzeiten wurden auf eine gemeinsame Nullzeit korrigiert. Als Laufzeit vom Anregungspunkt zum betreffenden Referenzgeophon wurde jeweils der Mittelwert der 16 Registrierungen (eine für jede Tiefe des Bohrlochgeophons) angenommen. Die Werte sind in Tabelle 7 zusammengestellt.

Für die Berechnungen wurde der Mittelwert aus den drei korrigierten Laufzeiten gebildet. Für die Zünderanregung wurde der Mittelwert aus den korrigierten Zeiten der Geophone von 8 m und 12 m verwendet, weil die Laufzeit zum Geophon in 4 m Tiefe aus unerklärlichen Gründen grösser war als jene in 8 m.

Tabelle 7. Mittlere Einsatzzeiten der festinstallierten Geophone [ms].

Anregungsart	*4m*	*8m*	*12m*
Hammer vertikal	2.4 ± 0.9	3.8 ± 0.9	5.0 ± 0.9
Hammer horizontal	3.2 ± 0.6	4.5 ± 0.8	5.6 ± 0.9
Zünder	3.84± 0.6	3.5 ± 0.3	4.7 ± 0.4



Figur 78. Ein Beispiel für die Qualifizierung der Ersteinsätze am Bohrlochgeophon (Anregung: Zünder, Geophontiefe: 16 m und 32 m). Die Klarheit des Ersteinsatzes wird mit a, b oder c beurteilt, die 'Reinheit' der S-Welle mit x, y oder z. Kanalbelegung: 18 und 16: Horizontalkomonenten Bohrlochgeophon, 17: Vertikalkomponente Bohrlochgeophon, 11: Vertikalgeophon Bohrloch 1/1987 (20 m Tiefe).

4.3.4 Berechnung der seismischen Geschwindigkeiten

4.3.4.1 P-Wellen

Die P-Wellen wurden zweimal unabhängig voneinander herausgelesen, um die Reproduzierbarkeit der Werte zu testen. Die Abweichungen der Geschwindigkeiten lagen bei ±50 m/s.

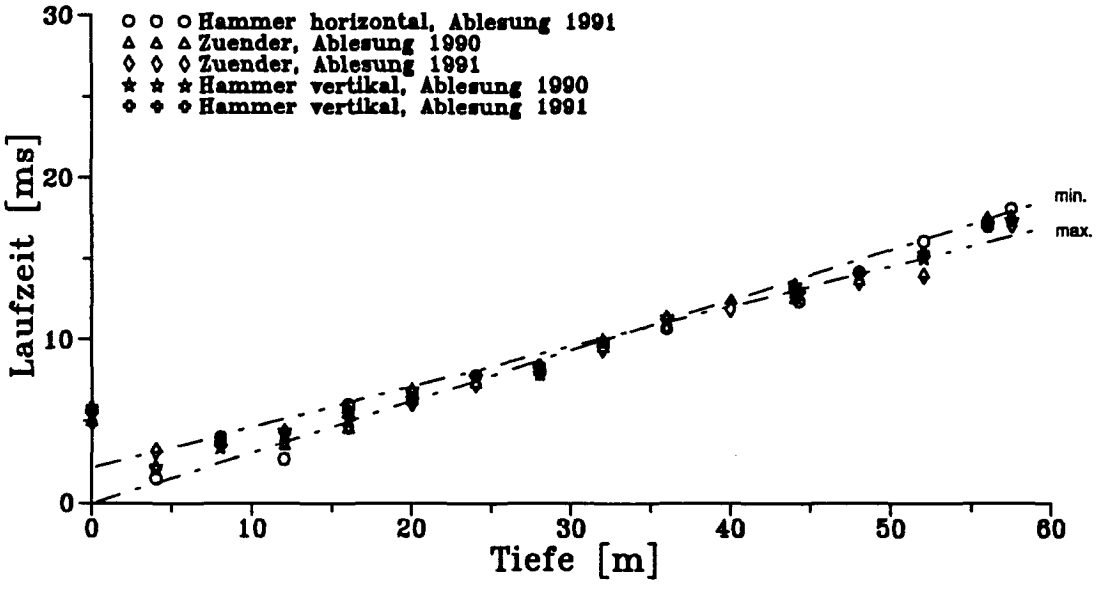
Intervall-Geschwindigkeit der P-Wellen im Bohrloch (interval velocity)

Die Laufzeitäste im Zeit-Tiefen-Diagramm wurden in Stücke mit ungefähr gleicher Steigung unterteilt und die Steigung durch die beteiligten Punkte gerechnet. Dies ergab für jedes Intervall je einen Wert für die seismische Geschwindigkeit. Allerdings standen auf den 8 m bis 16 m langen Intervallen meist nur einige wenige Punkte zur Verfügung. Entsprechend sind die Resultate vorsichtig zu werten.

Es resultieren Werte zwischen 1'500 m/s und 6'900 m/s. Obwohl einige Geschwindigkeitsänderungen mit stratigraphischen Grenzen der Bohrkerne zusammenfallen, ist die Streuung zu gross, um konkrete Angaben über Variationen mit der Tiefe machen zu können.

P-Wellen-Geschwindigkeit über die ganze Bohrlochlänge (average velocity)

Werden alle P-Welleneinsätze zusammengenommen, egal welcher Art die Anregung war, erhält man eine Geschwindigkeit von 3'521 ± 45 m/s (Offset von 0.94 ms, was auf die etwas langsamere Auftauschicht zurückzuführen sein dürfte). Die grafisch



Figur 79. Zusammenfassung sämtlicher P-Welleneinsätze ungeachtet der Anregungsart. Die berechnete Geschwindigkeit beträgt 3'521 ± 45 m/s, die Extremwerte liegen bei 3'350 m/s resp. 3'790 m/s.

bestimmten minimal und maximal möglichen Werte liegen bei 3'350 m/s resp. 3'790 m/s (siehe Figur 79). Wird die Geschwindigkeit für jede Anregungsart separat berechnet, resultiert für 'Hammer horizontal' 3'374 ± 75 m/s, für 'Hammer vertikal' 3'664 ± 83 m/s und für den Zünder 3'891 ± 120 m/s.

Somit kann der P-Welle ein Intervall zwischen 3'500 und 3'800 m/s zugeordnet werden. Innerhalb der Bohrlochlänge kann mit nur einem Bohrlochgeophon keine Geschwindigkeitsvariation zuverlässig ausgemacht werden. Interessant wäre es, wenn mehrere Bohrloch-Dreikomponentengeophone verwendet werden könnten, weil dann die Ersteinsätze in den verschiedenen Spuren verfolgt werden könnten. Das vereinfachte das Herauslesen der Ersteinsätze wesentlich, und zudem wäre die Quelle identisch.

4.3.4.2 S-Wellen (average velocity)

Die S-Wellen-Einsätze wurden nach x-, y- und z-Qualität eingestuft (siehe oben), wobei die Anregung 'Hammer horizontal' speziell zur Anregung von S-Wellen eingesetzt wurde. Für die Geschwindigkeitsbestimmung wurden nur die x- und y-Qualitäten, je nachdem sogar nur die x-Werte berücksichtigt.

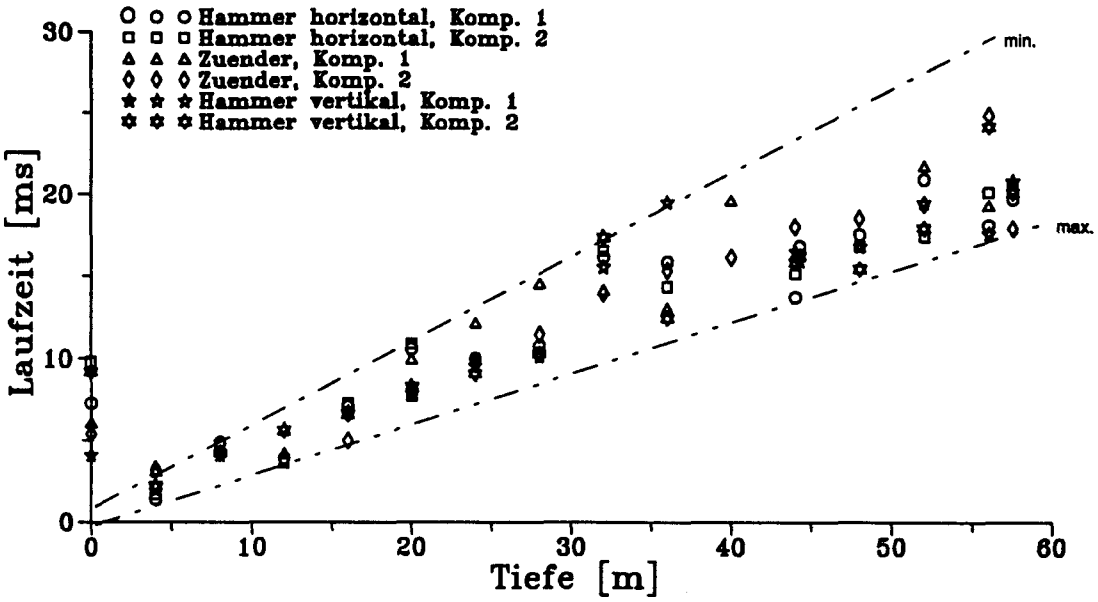
Tabelle 8. S-Wellen-Geschwindigkeit getrennt nach Anregung.

Anregung	v [m/s]	Bemerkung
Hammer horiz	2'930	x- und y-Werte
Hammer vert.	3'120	ausschliesslich x-Werte (!)
Zünder	2'860	x- und y-Werte

Die grosse Streuung konnte also trotz der Selektion der Daten nicht verhindert werden.

Das Zusammenziehen sämtlicher S-Wellen-Einsätze unabhängig von der Anregung (Figur 80) ergibt einen Geschwindigkeitswert von 2'971 ± 88 m/s (grafisch bestimmtes Minimum 1'960 m/s, Maximum 3'220 m/s).

Röthlisberger (1972) gibt zwar eine tabellarische Zusammenstellung der P-Wellen-Geschwindigkeit verschiedener Gesteinsformationen im Permafrost, Hinweise auf S-Wellen-Geschwindigkeiten gibt er aber lediglich für Eis. Bei einem Poissonverhältnis von 0.30 bis 0.33 und v_P-Werten von 3'700 bis 3'900 m/s liegt die zu erwartende Geschwindigkeit der S-Wellen im Eis zwischen 1'900 und 2'000 m/s. Die berechneten Werte der S-Wellen-Geschwindigkeit sind also vergleichsweise hoch. Es ist denkbar, dass trotz der qualitativen Selektion (x, y, z) die S-Wellen später einsetzten und die Ablesungen in einer Schwingung der P-Welle erfolgten.



Figur 80. Sämtliche S-Wellen-Einsätze im Bohrloch 2/1987. Die mittlere Geschwindigkeit liegt bei 2'971 ± 88 m/s, die Extremwerte betragen 1'960 m/s und 3'220 m/s.

4.3.5 Spezialexperiment

Während der Bohrlochseismik wurden ungefähr 50 m unterhalb des Bohrlochs in einem Graben zwei spezielle Schüsse gezündet. Die Detonation erfolgte dabei direkt auf dem Permafrost, das Bohrlochgeophon war beim ersten in 50 m, beim zweiten in 28 m Tiefe plaziert. Unter der Annahme, dass der Strahlengang ausschliesslich im Eis verläuft, ergeben sich die folgenden (hohen) Geschwindigkeiten (= Laufzeit dividiert durch die räumliche Distanz Schuss-Geophon):

Record-Nummer 514: (Geophon in 50 m Tiefe): 4'150 m/s

Record-Nummer 515: (Geophon in 28 m Tiefe): 3'810 m/s

Die Fehlerabschätzung beschränkt sich auf den Hinweis, dass der Strahlengang möglicherweise nicht geradlinig ist. Wäre er gekrümmt, resultierten noch grössere Werte. Die Geschwindigkeit scheint mit der Tiefe zuzunehmen. Die grössere Geschwindigkeit für den ersten Schuss könnte jedoch möglicherweise auch aufgrund von Refraktion im Fels erklärt werden (Felstiefe: ca. 57 m).

4.3.6 Schlussfolgerungen Bohrlochseismik

Die Auswertung ist ziemlich heterogen und zeigt kein klares Bild. Das Hauptproblem bestand darin, die Nullzeit exakt zu bestimmen. Die Herstellerfirma (Schaffler, Wien) garantiert für die seismischen Zünder eine Zündgenauigkeit von weniger als 1 ms. Obwohl das normalerweise eine hervorragende Qualität darstellt, reicht es für die Bohrlochseismik nicht aus. Die Anregung mit dem Hammer ergab jedenfalls keine deutlich schlechtere Qualität.

Trotzdem können die folgenden Punkte festgehalten werden:

- Das Hauptproblem der Auswertung liegt in der Bestimmung der Nullzeit. Dies erforderte aufwendige und eventuell auch unsichere Korrekturen.
- Neben den elektrischen, seismischen Zündern wurden die Wellen auch mittels eines schweren Hammers angeregt. Er eignet sich gut als Quelle von Kompressionswellen (vertikaler Schlag). Die Scherwellen werden durch horizontale Hammerschläge besonders gut angeregt, wobei wichtig ist, dass der Block bis unter die Auftauschicht reicht.
- Die Werte der P-Wellen-Geschwindigkeit im eisübersättigten sowie im gesättigten Permafrost des Blockgletschers Murtèl-Corvatsch liegen zwischen 3'500 und 3'800 m/s, was gut mit den refraktionsseischmischen Oberflächenmessungen übereinstimmt.
- Entlang des Bohrlochs Murtèl-Corvatsch variiert die P-Wellen-Geschwindigkeit innerhalb der Messgenauigkeit. Es konnte insbesondere beim Übergang vom eisübersättigten zum eisgesättigten Teil, wo auch die Hauptdeformation des Bohrlochs auftritt, kein Geschwindigkeitskontrast festgestellt werden.
- Die Bestimmung der S-Wellen-Geschwindigkeit wird durch die Überlagerung von P- und S-Wellen erschwert und teilweise verunmöglicht. Der Wert liegt aber zwischen 2'000 und 3'000 m/s.
- Bei kommenden, ähnlichen Messungen sollten möglichst mehrere Bohrlochgeophone zum Einsatz kommen. Dadurch können einerseits die Signale über mehrere Kanäle verfolgt, andererseits das Problem der Nullzeitbestimmung gelöst werden.

5 Temperaturmessungen im Permafrost

5.1 Einleitung

Permafrost ist definitionsgemäss ein Teil der Lithosphäre, der während der Zeitdauer von mindestens einem Jahr Temperaturen unter 0°C aufweist. Daraus resultiert je nachdem eine Eisbildung im Untergrund. Das Bodeneis ist folglich eine Konsequenz und nicht die Ursache des Permafrostes, denn die Definition bezieht sich ausschliesslich auf die Temperatur, nicht aber auf den Eisgehalt. Eisfreier Fels bei negativen Celsiustemperaturen wird demzufolge auch zum Permafrost gezählt.

Somit ist die Temperatur die wichtigste Grösse bei der Untersuchung des Permafrostes, weil sie als einzige direkt in der Definition auftritt. Alle anderen Parameter wie Eisgehalt aber auch punktuelle Messungen der Basistemperatur der hochwinterlichen Schneedecke (BTS), Refraktionsseismik, Geoelektrik, Georadar, VLF oder bohrlochgeophysikalische Messungen sind indirekte Methoden: Über die Erfassung einer physikalischen Grösse (seismische Geschwindigkeit, elektrischer Widerstand, Verhalten elektromagnetischer Wellen, radioaktive Charaktere in einem Bohrloch) werden die Auswirkungen der andauernd tiefen Temperaturen untersucht.

Der grosse Nachteil der Temperaturmessung besteht darin, dass dazu Bohrlöcher benötigt werden. Sie sind im allgemeinen teuer, und wenn die Bohrung der speziellen Situation im Permafrost gerecht werden soll (Infrastruktur, relativ langsamer Bohrvortrieb, Arbeiten witterungsbedingt lediglich während ca. drei Monaten pro Jahr möglich), steigen die zusätzlichen Kosten sehr schnell an.

Temperatur-Tiefen-Profile werden insbesondere auch zur Rekonstruktion von Veränderungen der Oberflächentemperatur verwendet. Umgekehrt ermöglicht eine Beobachtung aktueller Profile eine Anpassung künftiger Temperaturszenarien. Durch zirkulierende Tiefenwässer kann jedoch das Temperaturprofil gestört werden. Dieses Problem entfällt vor allem im eisreichen Permafrost weitgehend. Die Wärmeleitung (Konduktion) dominiert im hydraulisch praktisch undurchlässigen Material die Effekte des Wärmetransportes (Konvektion) bei weitem. Im Gleichgewichtszustand hängt die Permafrostmächtigkeit in erster Linie von der Oberflächentemperatur ab. Allerdings schmilzt das Eis des Permafrostes verzögert aus, sodass nicht direkt aus der mittleren Oberflächentemperatur und geschätzten Werten für den Gradienten und die Wärmeleitfähigkeit auf die Gesamtmächtigkeit geschlossen werden kann.

Im kontinuierlichen Permafrost Alaskas und Sibiriens existieren tiefe Bohrlöcher, in welchen auch Temperaturmessungen durchgeführt wurden. Die meisten Bohrungen wurden aus wirtschaftlichen Interessen (Öl, Gas, Erze und andere Rohstoffe) erstellt. Es gab in Alaska aber auch ein Wärmeflussmessprogramm, welches vom Departement of Energy mit Unterstützung der Ölgesellschaften durchgeführt wurde. Sämtliche Bohrungen befinden sich im kontinuierlichen Permafrost und sind zwischen 200 m und 1'700 m tief. Die weltweit grösste Permafrostmächtigkeit wurde mit 1'500 m im Markhinskaya-Loch in Ostsibirien entdeckt.

Gold and Lachenbruch (1973) geben einen Überblick über die wichtigen Aspekte der thermischen Bedingungen im Permafrost. Nützliche Hinweise über praktische Erfahrungen sind in Brown (1972) zusammengestellt. Lachenbruch et al. (1966) untersuchten die Cape Thompson Region in Alaska, wo die mittlere Jahrestemperatur heute bei -7.5°C liegt, und die obersten 100 m des Temperaturprofils stark vom Klima des letzten Jahrhunderts und vom früheren Verlauf der Küste beeinflusst sind. Lachenbruch et al. (1982) stellten in Prudhoe Bay (Alaska) in einer Tiefe von ca. 600 m, an der Permafrostuntergrenze, einen markanten Wechsel des Temperaturgradienten fest. Er lässt sich mit dem Phasenwechsel an der Permafrostbasis erklären (Wasser hat eine viermal kleinere Wärmeleitfähigkeit als Eis). Judge (1973) hebt hervor, dass das Abklingen der Bohrstörung durch die latente Wärme stark gestört ist. Die Temperatur 'verweilt' bei 0°C, bis das Wasser die latente Wärme abgegeben hat (vergleiche auch Lachenbruch et al. 1962). Die Dauer des sogenannten 'zero curtain' gibt einen Anhaltspunkt für die Porosität. Judge stellt eine Erwärmung um 2°C bis 4°C in den letzten hundert Jahren fest. Balobaev et al. (1983) teilen die Temperaturprofile aus der Sowjetunion in drei Gruppen ein: (1) steady-state Profile, (2) Zunahme des Wärmeflusses mit der Tiefe und (3) Instationäre Temperaturfelder aufgrund latenter Wärme. Der Permafrost taut von unten auf, was auf ein kälteres Paläoklima (Eiszeiteffekt) schliessen lässt. Lachenbruch et al. (1988) dokumentieren die Temperaturprofile verschiedener Ölbohrungen in Alaska und beobachten nebst der Erwärmung seit dem letzten Jahrhundert eine überlagerte Abkühlung in den letzten Jahrzehnten.

Über die Temperaturverteilung in Blockgletschern ist bisher wenig bekannt. Barsch et al. (1979) erfassten die Temperaturen in einem 7 m-Bohrloch auf dem Gruben-Blockgletscher bis in eine Tiefe von 3 m. Unterhalb 2 m wurden bei den periodischen Messungen ausschliesslich negative Temperaturen registriert. Johnson and Nickling (1979) konnten in einem 17 m tiefen Bohrloch nahe des Kluane Lake (Yukon Territory, Kanada) Temperaturen messen. Während in den ersten beiden Jahren nach der Bohrung die Werte unterhalb 4 m immer zwischen -0.7°C und 0°C lagen, wurden nach sieben Jahren (1976) kaum mehr negative Temperaturen gemessen. Zwischen 7 m und 13 m Tiefe lagen praktisch alle gemessenen Werte bei 0°C. Gleichzeitig konnte auf dem Blockgletscher eine Neubildung von Thermokarstlöchern beobachtet werden. Dieses Beispiel zeigt, dass Permafrost, welcher Temperaturen knapp unter 0°C aufweist, innert weniger Jahren destabilisiert werden kann. Die Messungen in einem 150 m tiefen Bohrloch in Plateau Mountain (Alberta, Kanada; Harris and Brown 1978, Harris 1988), welches nicht auf einem Blockgletscher liegt, zeigten praktisch isotherme Verhälnisse bei einer Temperatur von -1°C. Erste Auswertungen der Temperaturen sowie die thermischen Eigenschaften im 58 m tiefen Bohrloch 2/1987 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch sind in Vonder Mühll (1988) und Vonder Mühll and Haeberli (1990) diskutiert. Die Temperaturen werden einerseits mit am Sloperohr befestigten, festinstallierten Thermistoren, andererseits mit einer mobilen Thermistorenkette gemessen.

Die Temperaturmessungen in den Permafrostbohrlöchern bilden die Grundlage für einen Teil eines VAW-Forschungsprojektes im Rahmen des NFP 31 (Klimaveränderungen und Naturkatastrophen). Dabei wird die Stabilität von Steilhängen, welche im Permafrost liegen, sowie von Hängegletschern hinsichtlich thermischer Effekte untersucht.

5.2 Ausrüstung und Messgenauigkeit

Für sämtliche Temperaturmessungen auf dem Murtèl-Corvatsch und dem Pontresina-Schafberg wurden NTC-Thermistoren (Negative Temperature Coefficient) verwendet. Im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) handelt es sich um Fenwal UUA 41J1 und um Yellow Springs Instrument YSI 44006, auf dem Pontresina-Schafberg kamen Fenwal UUB 31J1 und ein Datalogger (Campbell CR10) zum Einsatz. Die Messungen wurde jeweils mit einem 4½-stelligen, digitalen Multimeter (Fluke 8060A) durchgeführt. Mit Hilfe der Steinhart-Hart-Gleichung und den drei Kalibrierungkoeffizienten A(0), A(1) und A(3) erhält man aus dem Widerstand R [Ω] die Temperatur T [°K]:

$$\frac{1}{T} = A(0) + A(1) \cdot \ln R + A(3) \cdot (\ln R)^3$$

Die Thermistoren im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) wurden vom Bundesamt für Messwesen (Wabern, BE) geeicht, jene vom Pontresina-Schafberg wurden in einem Eis-Wasser-Bad an der VAW kalibriert. Es standen dazu acht präzis geeichte Thermistoren zur Bestimmung der Eichtemperatur zur Verfügung. Auf diese Weise konnte die Verschiebung der Eichkurve für jeden Thermistor ermittelt werden.

Weil die Thermistorenkalibrierung der beiden Bohrlochstandorte nicht identisch ist, muss die Genauigkeit separat betrachtet werden:

1. Bohrloch 2/1987, Murtèl-Corvatsch (Fenwal UUA 41J1, YSI 44006): Die Abweichung des Polynoms, welches auf den fünf Stützwerten -20°C, -10°C, 0°C, +10°C und +20°C basiert, ist geringer als ±0.005°C. Dieser Wert gilt unter Laborbedingungen. Zur Ermittlung der Genauigkeit im Feld stehen drei Möglichkeiten zur Verfügung:

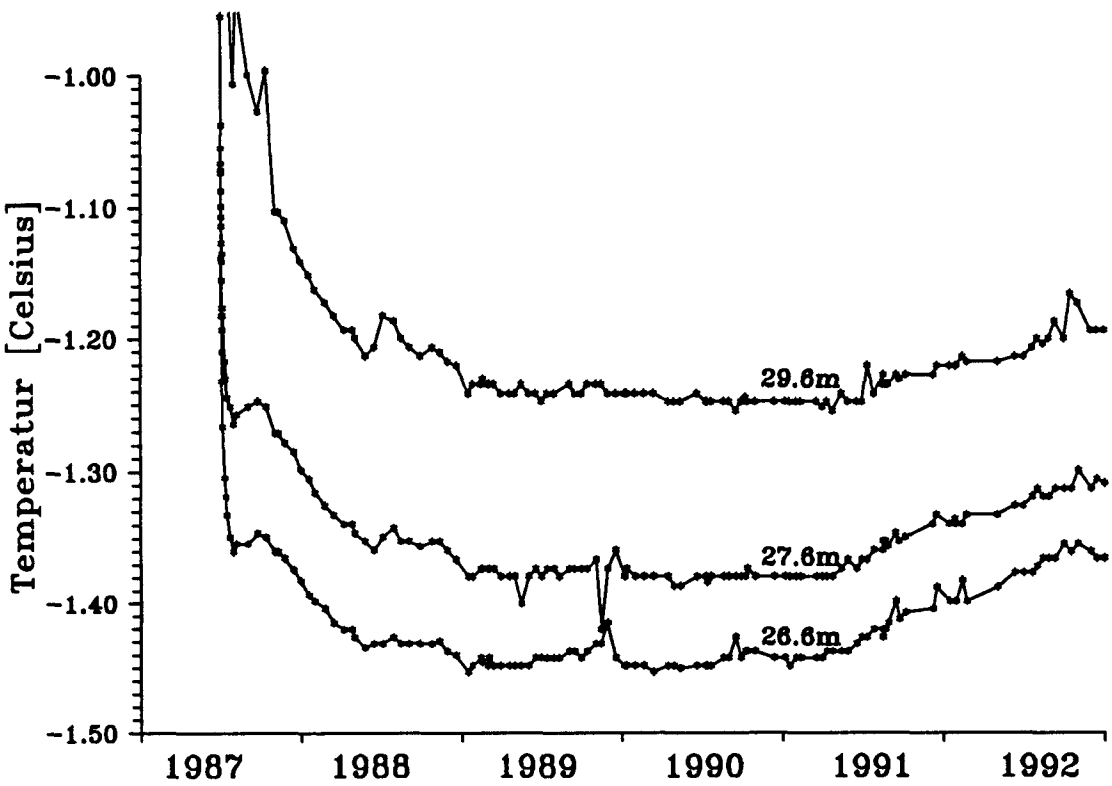
   a) Die hydraulische Leitfähigkeit des eisreichen Permafrostes liegt zwischen 10^{-10} und 10^{-12} m/s (Haeberli 1985). Unterhalb der Tiefe, in welcher die jahreszeitlichen Schwankungen kleiner als 0.1°C sind (Harris et al. 1988), der sogenannten 'zero annual amplitude' (ZAA), sind ausser den langfristigen klimatischen Veränderungen keine Temperaturschwankungen zu erwarten. Im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) befindet sich die ZAA in einer Tiefe von 20 m. Folglich sind die hochfrequenten Schwankungen unterhalb der ZAA auf Messungenauigkeiten zurückzuführen. Figur 81 zeigt die Messwerte dreier Thermistoren. Neben dem Abklingen der Störung durch die Bohrung ist ab Mitte 1991 eine allgemeine Erwärmungstendenz zu vermerken. Vereinzelte, grösste Abweichungen vom mittleren Wert betragen ±0.03°C. Der Relativfehler, d.h. der Fehler verschiedener Messungen mit demselben Thermistor, wird unter diesen Umständen mit ±0.02°C angegeben.

   b) Die Temperaturen im Bereich zwischen 32 m Tiefe und der Bohrlochsohle werden zweimal jährlich mittels einer ins Slope-Rohr eingeführten Thermistorenkette gemessen. Der Thermistorenabstand an der Kette beträgt 2 m. Bei den Messungen sind einige Thermistoren der Kette in derselben Tiefe wie die festinstallierten Thermistoren oberhalb 32 m Tiefe. Die Kette wird dabei

viermal um je 1 m hochgezogen und der Temperaturangleich abgewartet. Somit stehen für verschiedene Tiefen unabhängige Temperaturmessungen (an der Kette innen und an den festinstallierten Thermistoren aussen am Slope-Rohr) zum selben Zeitpunkt zur Verfügung.Wie aus der Figur 82 hervorgeht, beträgt die grösste Abweichung knapp 0.04°C. Der absolute Fehler dürfte also geringer als ±0.05°C sein.

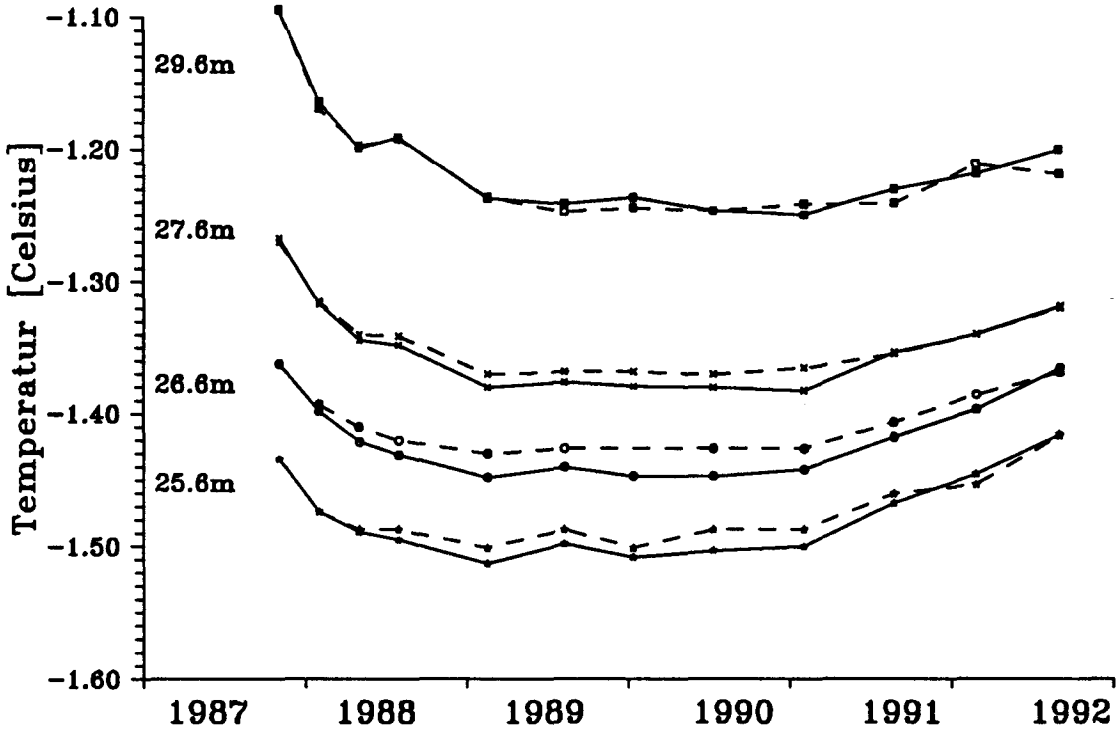
c) Zwei voneinander unabhängige Temperaturmessungen werden auch in 55.0 m und 58.0 m Tiefe gemacht: Aufgrund von saisonalen Temperaturschwankungen in ca. 52 m Tiefe (siehe unten) wurden im Slope-Rohr in diesen Tiefen zwei Thermistoren installiert, welche zweimal monatlich abgelesen werden. Deren Temperatur unmittelbar vor dem Einbringen der Thermistorenkette kann mit den Messungen mit der Kette in 57.6 m, 56.6 m, 55.6 m und 54.6 m verglichen werden. Die Differenzen sind durchwegs kleiner als ±0.05°C.

Nach Haeberli und Funk (1991) ist der relative Fehler bei Thermistorenmessungen etwa viermal geringer als der absolute. Bei einem absoluten Fehler von ±0.05°C dürften die Messungen mit demselben Thermistor also innerhalb von ±0.02°C stimmen.



Figur 81. Temperaturmessungen im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) mit speziell geeichten Thermistoren der Typen Fenwal UUA 41J1 und YSI 44006. Das Abklingen der durch die Bohrung zugeführten Wärme dauert bis Mitte 1988. Mitte 1991 setzt eine erneute Erwärmung ein, welche auf die relativ warmen 1980er-Jahre zurückzuführen sein dürfte. Die Messungen schwanken um ±0.02°C um den mittleren Wert.

2. Bohrloch 1/1990 und Bohrloch 2/1990, Pontresina-Schafberg (Fenwal UUB 31J1): Die Genauigkeit der verwendeten Thermistoren beträgt ohne spezielle Eichung ±0.2°C (Katalogangabe des Herstellers). Durch die Bestimmung der Thermistorenwiderstände bei einer bekannten Temperatur kann die Verschiebung der Eichkurve ermittelt werden. Sämtliche Thermistoren wurden mindestens zweimal im Eis-Wasser-Bad geeicht. Die daraus resultierenden Fehler dürften etwas grösser sein als jene der vom Bundesamt für Messwesen geeichten Thermistoren. Bei vorsichtiger Schätzung kann mit einem absoluten Fehler von ±0.1°C und einem Relativfehler von ±0.05°C gerechnet werden. Die Auflösung des Dataloggers beträgt 0.04°C.



Figur 82. Temperaturmessungen im Bohrloch 2/1987 in vier Tiefen mit der Thermistorenkette (gestrichelt) und im Vergleich dazu die Werte der festinstallierten Thermistoren (ausgezogene Linie). Die Abweichungen sind kleiner als der absolute Fehler von ±0.05°C.

5.3 Temperaturen im Bohrloch Murtèl-Corvatsch

Die Bohrung 2/1987 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch ermöglichte erstmals eine Temperaturerfassung in einem alpinen Blockgletscher. Als Ursprung für die Tiefenmessung wurde die Oberkante des Sloperohres definiert, welches etwa einen halben Meter aus dem Boden ragt. Die Messungen wurden nach dem Abklingen der Bohrstörung mindestens zweimal monatlich durchgeführt. Seit der Installation der Thermistoren wurden 150 Temperaturmessungen durchgeführt (Stand: 1. Januar

1993). Bei feuchten Witterungsbedingungen, insbesondere bei Nieselregen, starkem Nebel oder Schneefall bei positiven Temperaturen, verursachten Kriechströme am digitalen Multimeter systematisch abweichende Messwerte. Diese 'Fehlmessungen' (ungefähr 10% der Messungen) wurden für die im Anhang dargestellten Figuren eliminiert. In Tabelle 9 sind die entsprechenden Tage aufgelistet.

Es fällt auf, dass vor allem während der Frühlingsmonate die Messungen problematisch sein können. Dies bestärkt die Vermutung, dass die Witterungsverhältnisse der Grund für die fehlerhaften Messungen darstellen. Leider liegt die Information über die jeweiligen Witterungsverhältnisse, insbesondere bei den als 'fraglich, ungenau' bezeichneten Messungen, nicht lückenlos vor. Eine Häufung von Messausfällen ist leider im Frühling 1992 zu verzeichnen, als sämtliche Messungen zwischen Anfang März und Mitte April ausfielen. Ausserdem wurden vereinzelte, eindeutige Ausreisser eliminiert.

Tabelle 9. Tage, an welchen die Messungen im Bohrloch 2/1987 eliminiert wurden.

Datum	Grund, Bemerkung
15. 09. 87	Messung während einer Slopemessung.
23. 10. 87	Wetter: neblig, Schneefall bei warmen Temperaturen.
10. 12. 88	Wetter: bedeckt.
01. 02. 89	Systematischer Widerstandsoffset von 40-50 Ω, letzte Messung: 25.1.89.
18. 02. 89	Messung kurz nachdem die Thermistorenkette im Bohrloch war.
01. 03. 89	Messung fraglich, ungenau.
03. 03. 90	Thermistorenkabel vereist.
02. 04. 90	Messung fraglich, ungenau.
06. 06. 90	Wetter: Schneefall bei warmen Temperaturen.
26. 02. 91	Batteriespannung zu gering.
08. 05. 91	Wetter: Schneefall bei warmen Temperaturen.
23. 11. 91	Messung fraglich, ungenau.
05. 03. 92	Messung nach einer Slopemessung.
12. 03. 92	Messung fraglich, ungenau.
03. 04. 92	Wetter: neblig, Schneefall bei warmen Temperaturen.
13. 04. 92	Wetter: Schneefall

5.3.1 Analyse der Jahreszeitenschwankungen

Die Temperaturdaten des ersten Beobachtungjahres sind in Vonder Mühll (1988) und Vonder Mühll and Haeberli (1990) diskutiert. Dabei wurde ausschliesslich die Wärmeleitung berücksichtigt, welche durch die Differentialgleichung:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \cdot \nabla^2 T$$

gegeben ist, wobei T für die Temperatur, t für die Zeit und κ für die Temperaturleitfähigkeit steht. Mit der Randbedingung einer sinusförmigen (Jahres-) Schwankung der Frequenz ω und der AmplitudeT_0 an der Oberfläche:

$$T(0,t) = T_0 \cdot \sin \omega t$$

resultiert die Lösung:

$$T(z,t) = T_0 \cdot e^{-z\sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}}} \cdot \sin(\omega t - z\sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}})$$

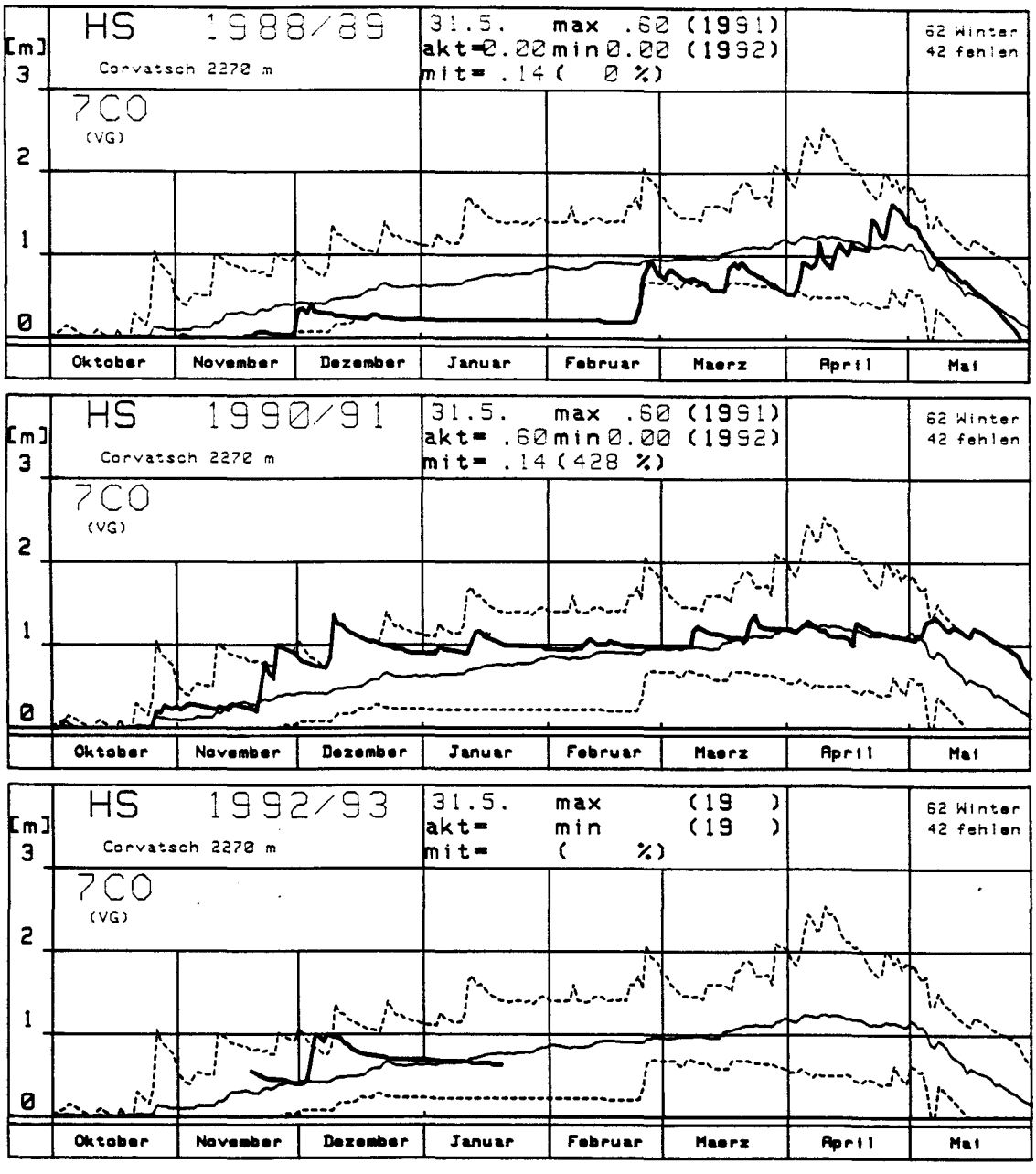
Die Prozesse an der Oberfläche und in der Auftauschicht und insbesondere die Übergangsprozesse zwischen der Atmosphäre und dem Permafrost wurden nicht berücksichtigt. Aufgrund der Amplitudenabnahme und der Phasenverschiebung mit der Tiefe wurden Temperatur- und Wärmeleitfähigkeiten berechnet, mit Labormessungen der Wärmeleitfähigkeit verglichen und der Wärmefluss bestimmt. Aus dem Temperatur-Tiefen-Profil geht durch Extrapolation eine Oberflächentemperatur von -3°C hervor. Die Tiefe der ZAA (zero annual amplitude) liegt bei 20 m. Der Temperaturgradient zwischen 20 m und 30 m Tiefe beträgt 69±11°C km^{-1}, zwischen 30 m und 50 m liegt er bei 47±5°C km^{-1}. Durch diese grossen Temperaturgradienten resultiert bei einer Wärmeleitfähigkeit von 2.5 - 3.0 W $m^{-1}°C^{-1}$ ein hoher Wärmefluss von ungefähr 150 mW m^{-2}. Zwischen 52 m und 56 m wurden mit Hilfe der Thermistorenkettenmessungen saisonale Temperaturschwankungen festgestellt. Um diesen Bereich besser erfassen zu können, wurde im Januar 1989 in 55.0 m und 58.0 m Tiefe je ein Thermistor installiert. Diese beiden Thermistoren werden zweimal monatlich abgelesen (siehe unten).

5.3.2 Kommentar zu den Temperaturreihen im Bohrloch 2/1987

Die Temperaturreihe umfasst in der Zwischenzeit Messungen aus fünfeinhalb Jahren. Die Temperaturentwicklungen in den einzelnen Tiefen sind im Anhang dargestellt. Im folgenden wird auf einige spezielle Aspekte eingegangen:

5.3.2.1 Temperaturentwicklung in 1.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 9°C)

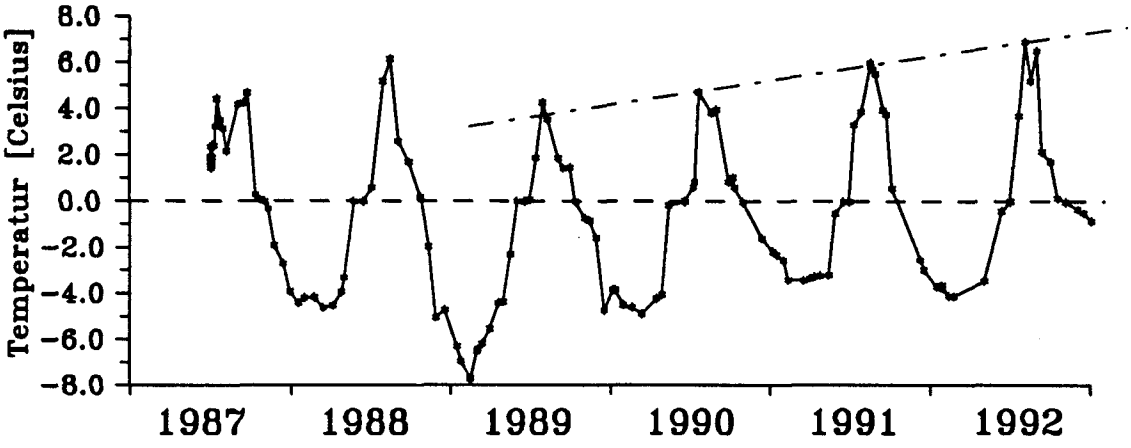
Der Thermistor befindet sich 1.6 m unter der Oberkante des Sloperohres in den Hohlräumen zwischen den Blöcken. Die Abtastrate ist mit einmal pro zwei bis drei Wochen vor allem in der Zeit der positive Temperaturen, wenn die Schwankungen einen grossen Hochfrequenzanteil aufweisen, viel zu klein. Trotzdem scheinen die Sommertemperaturen ab 1989 zuzunehmen (Figur 84). Die Wintertemperaturen liegen durchschnittlich bei -4°C, ein typischer Wert für Permafrostgebiete. Die Wintertemperaturen hängen stark von der Schneehöhe in den Monaten November und Dezember, aber auch von einer allfälligen dünnen Schneedecke im September/Oktober ab (Herbstschneeffekt): Grosse Schneehöhen zu Beginn des Winters verhindern ein



Figur 83. Schneehöhenentwicklung im Winter 1988/89 (oben) und 1990/91 (mitte) und 1992/93 (unten). Gestrichelt dargestellt sind die Maxima und Minima, dünn ausgezogen das langjährige Mittel und dick ausgezogen der Verlauf während des jeweiligen Winters. Zu beachten sind insbesondere die Werte in den Monaten November und Dezember, welche 1990/91 und 1992/93 überdurchschnittlich hoch, 1988/89 weit unterdurchschnittlich sind. Quelle: Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos (EISLF).

Eindringen der Kälte in den Boden, eine dünne Herbstschneedecke fördert die Abstrahlung und führt dadurch zu einer starken Auskühlung des Bodens (Keller and Gubler 1993, Keller in Vorb.). Der Winter 1988/89 war im Engadin schneearm: Bis Ende Februar lagen die Schneehöhen deutlich unter dem langjährigen Mittelwert, denn bis dahin schneite es praktisch nur anfangs Dezember 30 cm (siehe Figur 83). Entsprechend sanken die Temperaturen bis auf -6°C hinunter. Demgegenüber fiel Ende November 1990 überdurchschnittlich viel Schnee, so dass auf dem Versuchs-

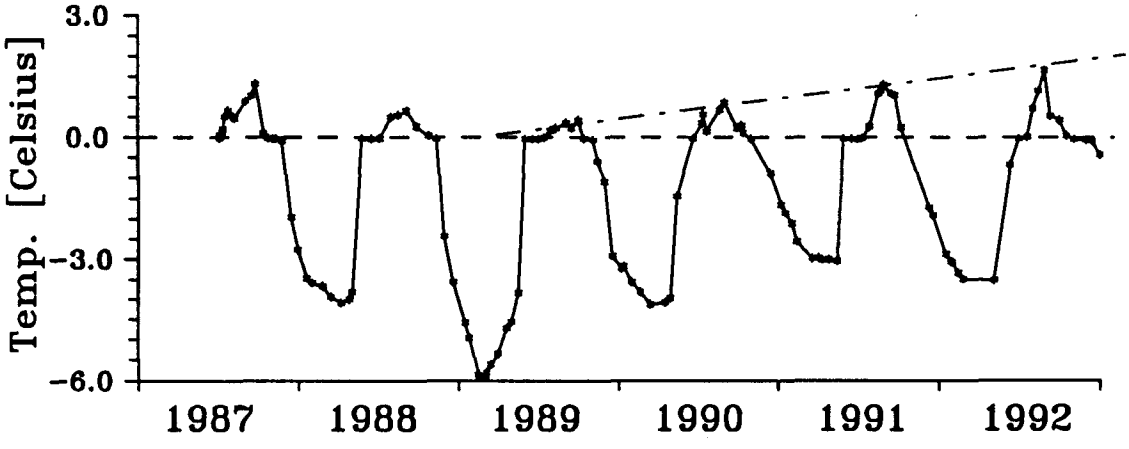
feld Corvatsch des Eigenössischen Instituts für Schnee und Lawinenforschung (EISLF, Weissfluhjoch-Davos) bereits 1 m Schnee lag (langjähriges Mittel: knapp 30 cm). Die Temperaturen in 1.6 m Tiefe lagen den ganzen Winter über den Werten der anderen Jahre. Auch Ende 1992 erhielt das Engadin relativ viel Schnee. Der normalerweise starke Temperaturabfall im Dezember ist 1992 stark abgeschwächt.



Figur 84. Temperaturentwicklung im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) in 1.6 m Tiefe. Während der schneearme Winter 1988/89 relativ kalt ausfällt, ist der schneereiche Winter 1990/91 der wärmste. Die Sommertemperaturen steigen seit 1989 an.

5.3.2.2 Temperaturentwicklung in 2.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 5°C)

Dieser für die Aktivschicht typische Temperaturverlauf zeigt die ausgeprägte Form des 'zero curtain' im Frühling und im Herbst (Figur 85). Die Dauer des 'zero curtain' hängt von der Schneemenge resp. vom Wasser/Eis-Angebot ab. So tritt der Effekt jeden Frühling auf, weil dann die Schneedecke während gut eines Monats durchnässt ist, bevor der

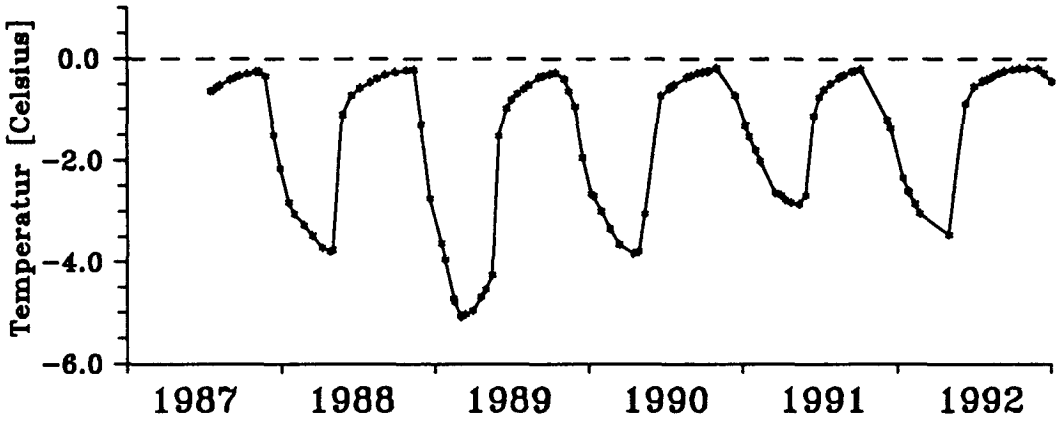


Figur 85. Temperaturentwicklung im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) in 2.6 m Tiefe. Jeweils im Frühling und im Herbst bleibt die Temperatur aufgrund des Phasenüberganges Eis/Wasser für einige Zeit bei 0°C (zero curtain).

letzte Schnee schmilzt. Im Herbst bleiben die Temperaturen nur bei 0°C, wenn nach einem Schneefall die Lufttemperaturen nochmals ansteigen. Die beiden Winter 1988/89 (kalt, schneearm) und 1990/91 (warm, viel Schnee) zeichnen sich auch in dieser Tiefe ab. Ebenso fällt auf, dass die Temperatur im November 1992 weniger stark abnahm als in den Jahren zuvor.

5.3.2.3 Temperaturentwicklung in 3.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 3.5°C)

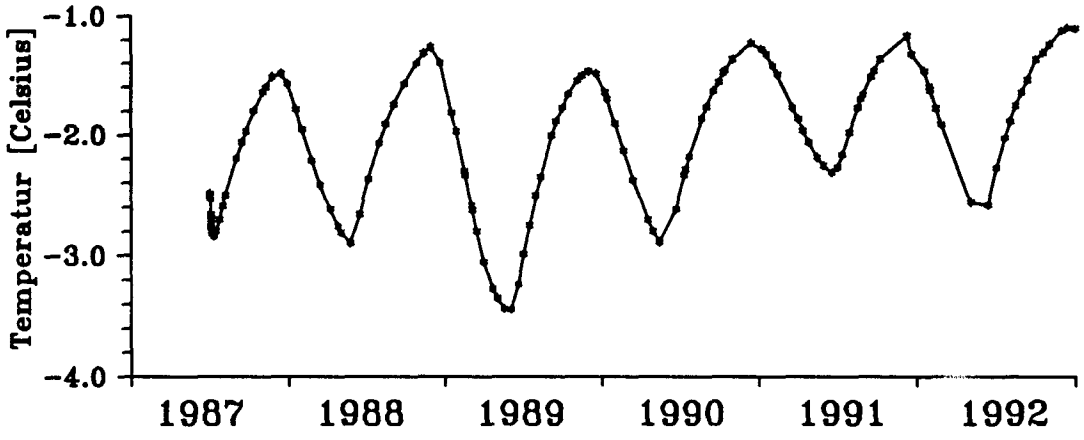
Wie Figur 86 zeigt, liegt in dieser Tiefe die Temperatur während der ganzen Beobachtungszeit unter 0°C. Der Permafrostspiegel befindet sich also in einer Tiefe von etwa 3 m. Neben den bereits oben beschriebenen Phänomenen der Winter 1988/89 und 1990/91 sowie des Novembers 1992 fällt die starke Asymmetrie der Jahresschwankungen auf. Während des Sommers nähern sich die Temperaturen langsam der 0°C-Grenze, sinken aber, bevor diese erreicht wird, rasch wieder ab.



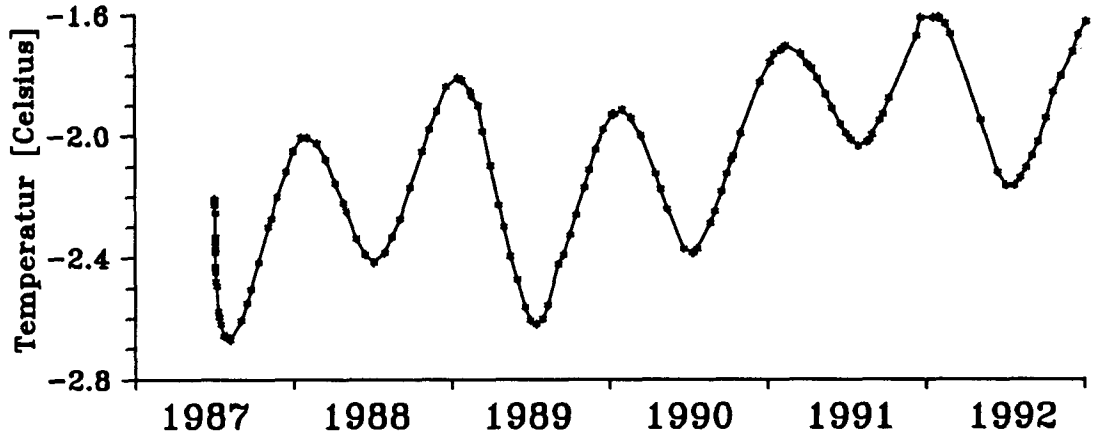
Figur 86. Temperaturentwicklung im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) in 3.6 m Tiefe. Die jahreszeitlichen Schwankungen weisen eine stark asymmetrische Form auf.

5.3.2.4 Temperaturentwicklung in 7.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 1.5°C)

In 7.6 m Tiefe sind die hochfrequenten Anteile des Temperatursignals bereits zum grössten Teil herausgefiltert (Figur 87). Die Schwingungen sind wohl noch etwas spitzig, dies ist jedoch teilweise auf die zwei- bis dreiwöchigen Ableseintervalle zurückzuführen. Ausserdem wird eine Phasenverschiebung beobachtet: Die wärmsten Temperaturen werden jeweils am Ende des Jahres gemessen. Die Effekte der Winter 1988/89, 1990/91 wirken sich auch in dieser Tiefe aus.



Figur 87. Temperaturentwicklung im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) in 7.6 m Tiefe. Die hochfrequenten Anteile der jahreszeitlichen Schwankungen sind weitgehend herausgefiltert. Aufgrund der Phasenverschiebung werden die wärmsten Werte jeweils im November/Dezember registriert.



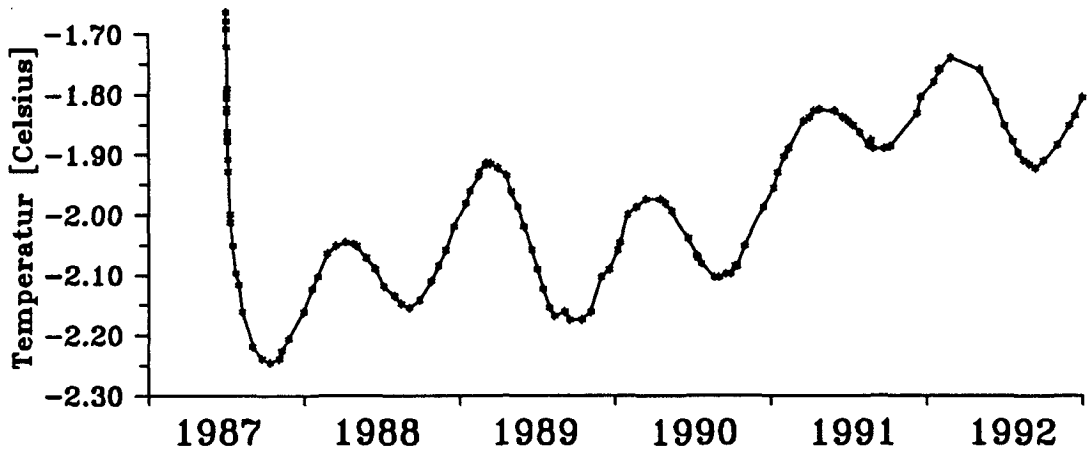
Figur 88. Temperaturentwicklung im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) in 11.6 m Tiefe. Die jahreszeitlichen Schwankungen sind symmetrisch. In den gut fünf Beobachtungsjahren beträgt die Erwärmung ca. 0.3°C.

5.3.2.5 Temperaturentwicklung in 11.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 0.6°C)

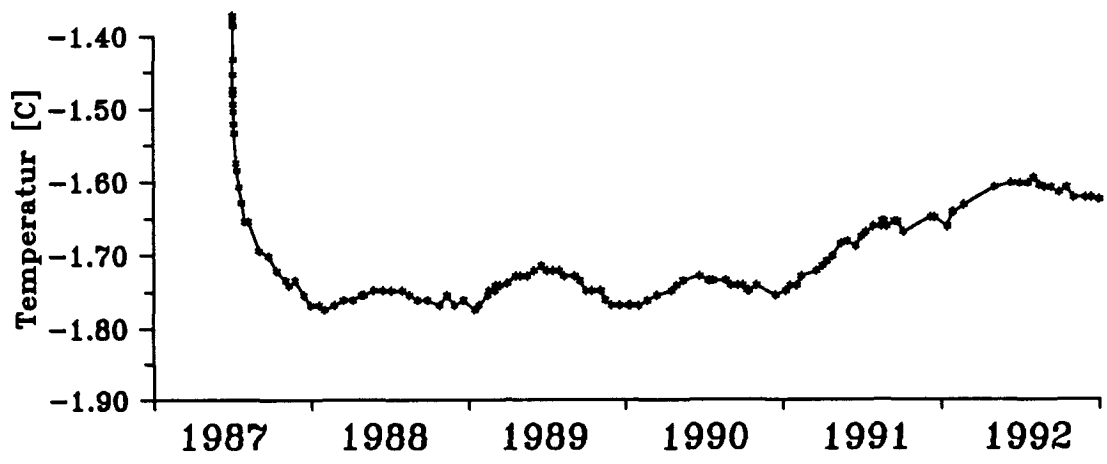
Die Temperaturschwankungen sind grundsätzlich symmetrisch; allerdings sind durch Störeinflüsse Abweichungen von einer Sinuskurve zu vermerken: Die Phasenverschiebung beträgt in dieser Tiefe rund ein halbes Jahr (Figur 88). Der kalte Winter 1988/89 und der warme Winter 1990/91 führen dazu, dass insbesondere in den Jahren 1989 bis 1992 eine bereits vorher sich abzeichnende Erwärmung verstärkt wird. Die 1992er Temperaturen liegen durchwegs um zirka 0.3°C höher als die 1988er Werte. Dieser Trend ist typisch für die Bereiche, welche unterhalb 8 m Tiefe liegen. Der Betrag der Erwärmung hängt dabei von der Tiefe ab (vgl. auch Temperatur-Tiefe-Profile).

5.3.2.6 Temperaturentwicklung in 15.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: 0.2°C)

In 15.6 m Tiefe äussert sich die Erwärmung bereits derart, dass die kältesten Temperaturen der Jahre 1991/92 wärmer sind als die Temperaturmaxima der drei vorangegangenen Jahre (Figur 89). Der grosser Temperatursprung erfolgte anfangs 1991.



Figur 89. Temperaturentwicklung im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) in 15.6 m Tiefe. Die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen sind, obwohl die mittlere Differenz der Extremwerte nur noch 0.2°C beträgt, deutlich zu erkennen, ebenso die markante Erwärmung ab 1991.



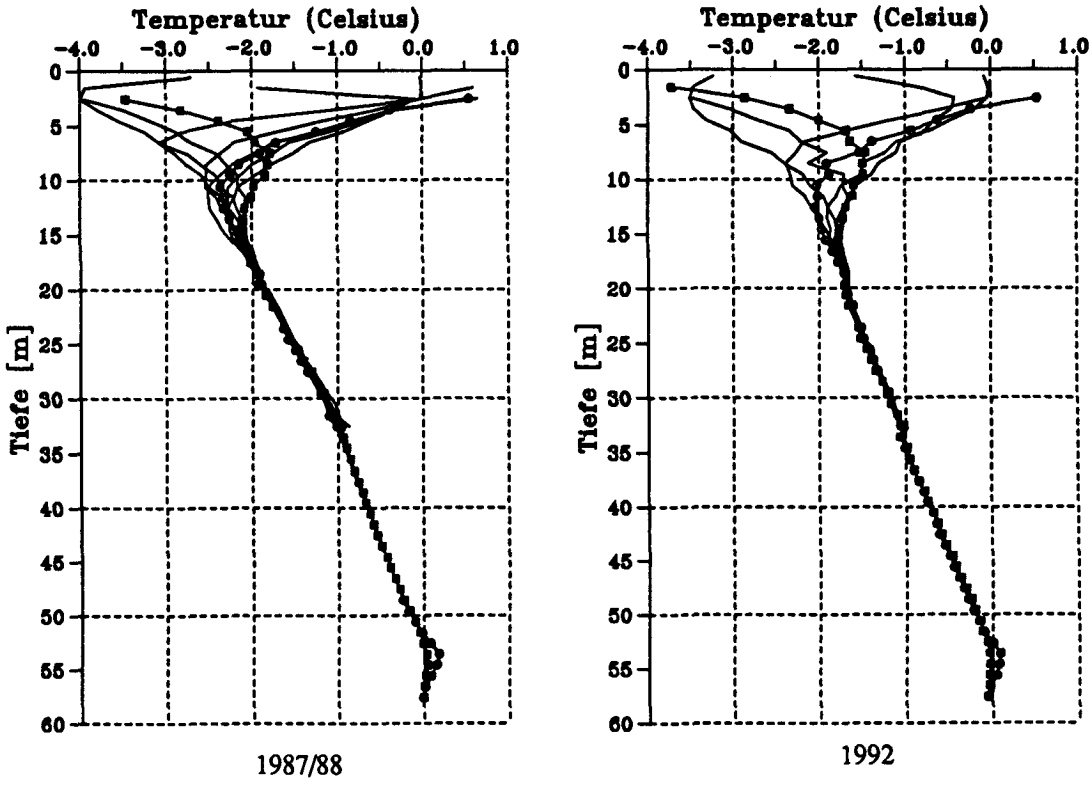
Figur 90. Temperaturentwicklung im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) in 21.6 m Tiefe. Die jahreszeitlichen Schwankungen sind trotz der geringen Amplitude noch erkennbar. Seit 1991 stiegen die Temperaturen ca. 0.1°C an.

5.3.2.7 Temperaturentwicklung in 21.6 m Tiefe (mittlere Differenz der Extremwerte: < 0.1°C)

Definitionsgemäss befindet sich dieser Thermistor unterhalb der ZAA, denn die mittlere Differenz der Extremwerte der Jahresschwankungen beträgt etwa 0.06°C; trotzdem sind die Schwankungen beobachtbar (Figur 90). Während die mittlere Temperatur von 1988 bis 1990 -1.75°C beträgt, ist auch in dieser Tiefe ab 1991 eine markante Erwärmung den jahreszeitlichen Schwankungen überlagert. Dies gilt mit einer entsprechenden Phasenverschiebung ebenfalls für die grösseren Tiefen (vgl. auch Figur 81 und 82).

5.3.3 Vertikale Temperaturverteilung im Bohrloch 2/1987

Nebst der zeitlichen Temperaturentwicklung in verschiedenen Tiefen interessiert auch deren Verteilung mit der Tiefe. Figur 91 zeigt verschiedene Temperaturprofile aus den Jahren1987/88 und 1992. Der Bereich der schwankenden Temperaturen verengt sich trichterförmig mit der Tiefe. Während im ersten Jahr nach der Fertigstellung der Bohrung zwischen 10 m und 17 m die Werte dauernd unter -2°C lagen,



Figur 91. Temperatur-Tiefenprofile im Bohrloch 2/1987 aus dem Jahr nach der Bohrung (links) und aus dem Jahre 1992 (rechts) in einem zeitlichen Abstand von ca. zwei Monaten. Die Daten von Januar/Februar (Quadrate) und vom August (Kreise) sind speziell gekennzeichnet. Neben der Erwärmung in den obersten 30 m fallen jahreszeitliche Schwankungen in 52 - 55 m Tiefe auf, welche in allen Beobachtungsjahren registriert wurden.

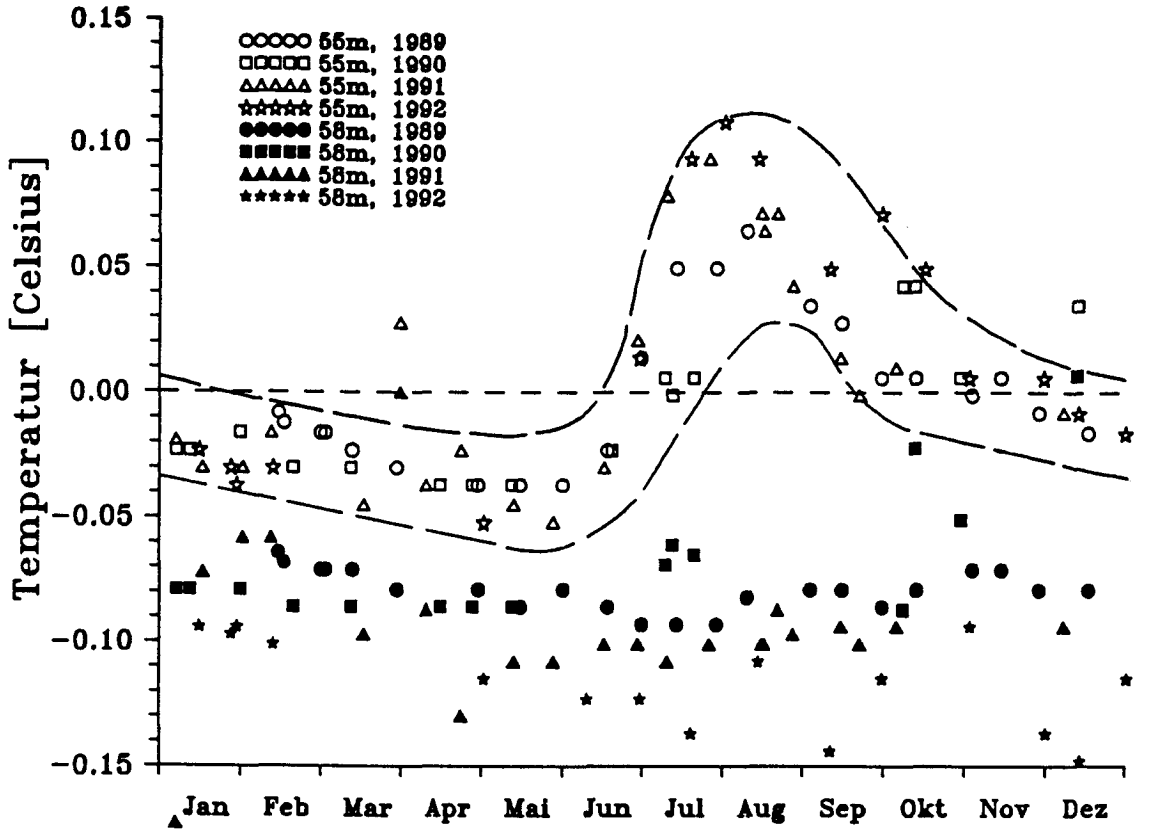
wurde 1992 diese Temperatur lediglich während einer kurzen Phase erreicht. Generell ist der Temperaturtrichter aus dem Jahre 1992 gegenüber jenem aus den Jahre 1987/88 deutlich zu wärmeren Temperaturen hin verschoben. Daraus geht hervor, dass der Betrag der Erwärmung von der Tiefe abhängt. Die Erwärmung dürfte auf die Häufung extrem warmer Sommer in den 80er und 90er Jahre zurückzuführen sein. Hinzu kommen Variationen der Oberflächenbedingungen wie z. B. Schneehöhe oder Herbstschneeffekt.

5.3.4 Saisonale Temperaturschwankungen zwischen 52 m und 56 m Tiefe

Die Messungen mit der Thermistorenkette, welche anfangs viermal, später zweimal jährlich durchgeführt wurden, zeigen, dass die Temperatur im Bereich zwischen 50 m und 56 m nahe bei 0°C liegt und übers Jahr nicht konstant ist. In der Folge wurden zwei Thermistoren (55.0 m und 58.0 m Tiefe) installiert, welche zweimal pro Monat abgelesen werden. Im Jahre 1990 verursachte das beschädigte Thermistorenkabel Kriechströme, was sich auf die Qualität der Messungen niederschlug. Figur 92 zeigt die Daten der Jahre 1989 bis 1992. Es fällt auf, dass jedes Jahr sehr ähnliche Temperaturverläufe auftreten. In 58.0 m Tiefe bleiben die Temperaturen ganzjährig leicht unter 0°C und liegen zwischen -0.05°C und -0.15°C. Während der vier Jahre ist sogar eine leichte Tendenz zu kälteren Werten festzustellen. Die Temperaturen in 55.0 m Tiefe liegen ebenfalls in einem engen Band von 0.05°C. Zwischen Dezember und Juni sind die Werte durchwegs leicht negativ (minimal -0.05°C). Ende Juni erfolgt ein schneller Temperaturanstieg auf +0.10°C (Ende Juli), und erreicht anfangs Oktober 0°C. Im Oktober und November tritt ein eigentlicher 'zero curtain' auf, was darauf hindeutet, dass Wasser mit im Spiel sein muss. Dieses Phänomen wird als Grundwasserzirkulation interpretiert, die im Sommer aktiv ist. Im Herbst versiegt der Zufluss, um im darauffolgenden Sommer wieder aktiviert zu werden (Vonder Mühll 1992).

Weil das Bohrloch nur bis zu einer Tiefe von 53.3 m mit Wasser gefüllt werden konnte, beträgt der hydrostatische Druck in 58.0 m Tiefe ungefähr 0.5 bar, was eine Gefrierpunktsdepression von rund 0.004°C verursacht (Osterkamp and Payne 1981). Da die Temperatur in 58 m signifikant kleiner ist, herrschen im tiefsten Teil des Bohrlochs offensichtlich wiederum Permafrostbedingungen, was darauf hindeutet, dass die Permafrostmächtigkeit grösser als 50 m ist.

Aufgrund der interpretierten Grundwasserzirkulation muss die Temperatur in der entsprechenden Tiefe (52 m - 56 m) bei 0°C liegen. Dies ist eine Randbedingung für das Temperaturfeld im Blockgletscher. Die andere ist die mittlere Oberflächentemperatur, welche beim Bohrloch bei -3°C liegt. Der daraus resultierende Temperaturgradient (ca. 3°C/50 m) ist verantwortlich für den hohen Wärmefluss. Der Wärmefluss im Bohrloch 2/1987 ist mit ungefähr 150 mW m^{-2} fast doppelt so gross wie der Mittelwert der Schweiz, der bei 85 mW m^{-2} liegt (Bodmer and Rybach 1984, 1985). Die Werte der beiden nächstgelegenen Bohrungen (Vereina und Lavin), welche für die Wärmeflusskarte zur Verfügung standen, sind mit 70 resp. 73 mW m^{-2} knapp unterdurchschnittlich. Unterhalb des Aquifers treten offensichtlich wiederum ganzjährig gefrorene Schichten auf. Die Permafrostmächtigkeit kann mit der Oberflächentemperatur T_0, dem Wärmefluss q und der Wärmeleitfähigkeit K ganz grob abgeschätzt



Figur 92. Temperaturmessungen im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch) in 55 m und 58 m Tiefe. Während die Temperaturen in 55 m (offene Symbole) in allen vier Beobachtungsjahren von Dezember bis Juni knapp unter 0°C liegen und von Juli bis September deutlich positiv sind, bleiben die Werte in 58 m Tiefe (ausgefüllte Symbole) das ganze Jahr negativ.

werden. Aus den Werten T_0 = -3°C, q = 85 mW m^{-2} (in Anbetracht fehlender Informationen aus nahegelegenen Bohrlöchern wird der schweizerische Mittelwert eingesetzt) und K = 2.7 W $m^{-1}°C^{-1}$ resultiert eine Mächtigkeit von ungefähr 100 m. Unter diesem Aspekt könnte die Grundwasserzirkulation als Talik, eine Zone innerhalb des Permafrostes, die nicht gefroren ist, interpretiert werden. Diesem Umstand ist bei zeitabhängigen Temperaturmodellierungen Rechnung zu tragen.

5.4 Temperaturen in den Bohrlöchern am Pontresina-Schafberg

Die Projekte am Pontresina-Schafberg entwickelten sich aus den Fundationsproblemen der Lawinenverbauungen in einem Steilhang, welcher teilweise im Permafrost liegt. Erste Untersuchungen (VAW 1988, 1990) beurteilten auch das Gefährdungspotential durch Murgänge. In der Folge wurden zwei Bohrlöcher realisiert. Das

Bohrloch 1/1990, welches bis in eine Tiefe von 65 m reicht, wurde dabei besonders im Hinblick auf die Erfassung des Temperatur-Tiefen-Profils angelegt, da der Fels beim Bohrstandort in einer Tiefe von weniger als 20 m erwartet wurde. Im Gegensatz zum Bohrloch auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch ist die Lokalität vor allem während der Wintermonate kaum zugänglich. Aus diesem Grund wurden die Messungen mittels eines Dataloggers erfasst. Wie sich nach der Installation herausstellte, waren die eingesetzten Thermistoren nicht ideal, weil sie zu geringe Widerstände aufweisen. Zudem gab es Probleme mit der Stromversorgung des Loggers, durch Blitzschlag und einen Kabelriss. Dies führte dazu, dass die Messreihe nicht vollständig ist, und dass insbesondere die zweite Hälfte des Jahres 1991 fehlt. Weil noch keine vollständige Jahresperiode zur Verfügung steht, wird im folgenden lediglich auf die vertikalen Temperaturprofile eingegangen.

5.4.1 Vertikale Temperaturverteilung auf dem Pontresina-Schafberg

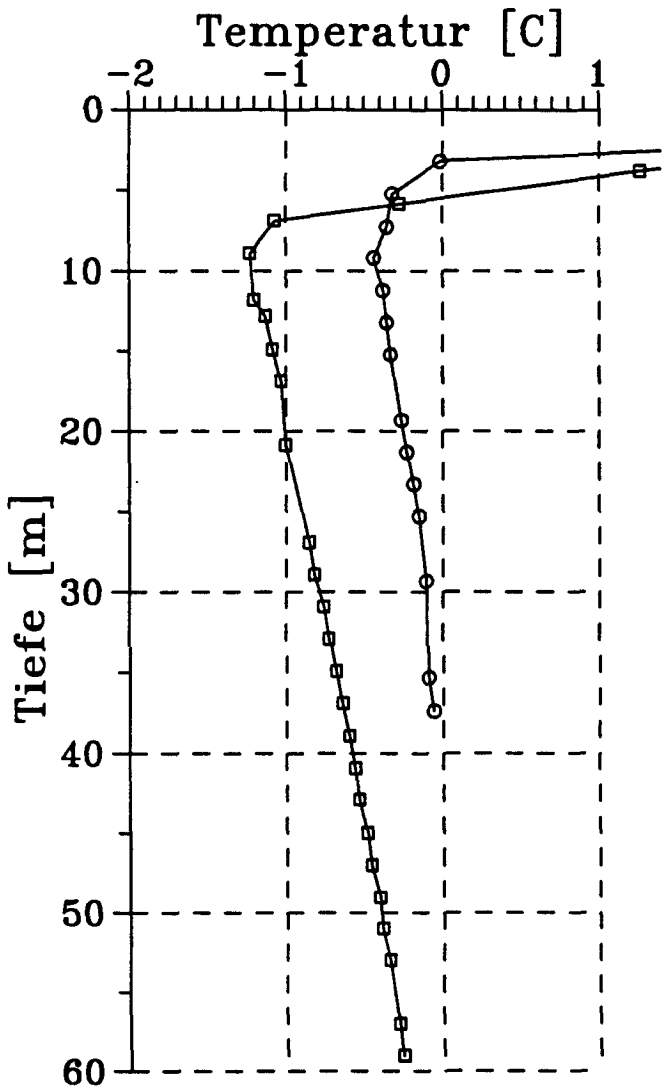
Der Temperaturverlauf in den beiden Bohrlöcher ist in Figur 93 dargestellt. Die Daten sind ziemlich unterschiedlich: Wenn das Temperatuprofil aus der Tiefe linear an die Oberfläche extrapoliert wird, resultiert für das Bohrloch 1/1990 eine Jahresmitteltemperatur von -1.4°C. Beim Bohrloch 2/1990, oberhalb des Steilhanges, beträgt die mittlere Oberfächentemperatur lediglich -0.7°C. Der Temperaturgradient zwischen 20 und 30 m Tiefe beträgt im Bohrloch 1/1990 ungefähr 20 °C km^{-1}, im Bohrloch 2/1990 liegt er unter 15°C km^{-1}. Die Tatsache, dass die Werte leicht unterhalb des schweizerischen Mittelwertes liegen, kann folgenden Gründen zugeordnet werden: In den Bergen ist der Temperaturgradient generell kleiner als in den Tälern. Ein hoher Eisgehalt hat eine höhere Wärmeleitfähigkeit (der Wert für Eis ist ca. viermal grösser als für Wasser) und somit einen reduzierten Temperaturgradienten zur Folge.

Im Bohrloch 1/1990 ist gemäss den Temperaturdaten die Auftauschicht etwa 6 m mächtig. Die negativen Temperaturwerte reichen bis zu den untersten Thermistoren in einer Tiefe von 60 m. Der Permafrost wurde also auch mit diesem Bohrloch nicht vollständig durchbohrt. Die Temperaturen weichen ausser im obersten Bereich der jahreszeitlichen Schwankungen kaum von einer Geraden ab. Das bedeutet, dass keine grösseren internen Wärmequellen (z.B. Grundwasserzuflüsse) auftreten. Andererseits blieb die Oberflächentemperatur während der letzten Jahrzehnte mehr oder weniger stabil. Der Effekt, der durch die warmen 1980er und 1990er Jahre erwartet werden muss, liegt noch innerhalb der Messungenauigkeit und kann (noch?) nicht beobachtet werden. Die Gesamtmächtigkeit des Permafrostes dürfte an dieser Stelle ungefähr 70 m betragen.

Im Bohrloch 2/1990 ist die Temperatur unterhalb einer Tiefe von 3 m ganzjährig negativ. Die Werte liegen zwar bis in einer Tiefe von 37 m unter dem Gefrierpunkt des Wassers, sind jedoch durchwegs höher als -0.5°C. Die Mächtigkeit der gefrorenen Zone beträgt zirka 40 m. Die Abnahme des ohnehin geringen Temperaturgradienten (~ 15°C km^{-1}) unterhalb 20 m Tiefe zwischen 1991 und 1992 deutet auf eine Erwärmung in den letzten Jahren hin.

Die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen können in beiden Bohrlöchern bis in eine Tiefe von knapp 20 m nachgewiesen werden. Das entspricht ungefähr den Werten der langjährigen Messungen im Bohrloch Murtèl-Corvatsch. Interessant wird vor

allem die Entwicklung der Temperatur in den kommenden Jahren sein. Die Messungen vom Murtèl-Corvatsch widerspiegeln in einer Tiefe von 10 m die Erwärmung des Permafrostes um ca. 0.5°C während der Beobachtungsperiode von fünfeinhalb Jahren. Die achziger Jahre gehören allerdings statistisch zu den wärmsten überhaupt in diesem Jahrhundert. Eine ähnliche Entwicklung am Pontresina-Schafberg hätte zur Folge, dass der Permafrost, insbesondere beim Bohrloch 2/1990, sich aufwärmen und bald zu schmelzen beginnen würde. Die Messungen von Johnson and Nickling (1979) zeigen, dass die Permafrostdegradation in solchen Fällen innert weniger Jahre vonstatten gehen kann.



Figur 93. Vertikale Temperaturprofile auf dem Pontresina-Schafberg: Beim Bohrloch 1/1990 (links) beträgt die mittlere Oberflächentemperatur -1.4°C, beim Bohrloch 2/1990 (rechts) liegt sie bei -0.7°C. In den Bohrlöchern nimmt die Temperatur mit 0.20°C resp. 0.15°C pro 10 m Tiefe zu.

5.5 Auswirkungen von Variationen der Oberflächentemperaturen auf vertikale Temperaturprofile

Das Temperaturfeld im Untergrund hängt von verschiedenen Grössen ab: thermische Charakteristik der Formationen (Temperatur- und Wärmeleitfähigkeit), Wärmequellen und -senken, Advektion von Energie, Sedimentation oder Erosion, Topographie und insbesondere auch die Oberflächentemperatur und deren Variation mit der Zeit. Schwankungen der Temperatur, insbesondere klimatisch bedingte, werden an der Oberfläche als Randbedingung aufgeprägt. Die Effekte wirken sich durch Wärmeleitung je nach Amplitude und Dauer (resp. Frequenz) bis in grosse Tiefen auf die Temperaturverteilung aus. Für ein homogenes, eindimensionales Modell kann die Temperatur-Tiefen-Funktion wie folgt berechnet werden (Lachenbruch et al. 1988):

$$\theta(z,t) = \theta_0 + \Gamma_0 z + T(z,t)$$

Im Gleichgewichtszustand nehmen die Werte von der Oberflächentemperatur θ_0 mit dem Gradienten Γ_0 mit der Tiefe z zu. Der letzte Term berücksichtigt die Temperaturveränderungen in der Tiefe mit sich ändernder Oberflächentemperatur. Er unterliegt der allgemeinen, eindimensionalen Wärmeleitungsgleichung (mit der Temperaturleitfähigkeit κ):

$$\kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{\partial T}{\partial t}$$

Im Falle der jahreszeitlichen Schwankungen ist die Randbedingung an der Oberfläche eine Sinusfunktion (siehe Kapitel 5.3.1). Für die Simulation der Klimaänderungen, welche nicht periodisch, sondern eher stufenartig erfolgen, eignet sich eine aus drei Parametern bestehende Potenzfunktion besser:

$$T(0,t) = D\left(\frac{t}{t^*}\right)^{\frac{n}{2}} \qquad \text{für } 0 < t \leq t^* \qquad n = 0, 1, 2, ...$$

Während der Zeit t^* verändert sich die Oberflächentemperatur um den Betrag D. Mit der Anfangsbedingung T(z,t) = 0 erhält man für den Zeitpunkt $t=t^*$ (Lachenbruch et al. 1982, Carslaw and Jaeger 1959):

$$T(z) = D \cdot 2^n \Gamma\left(\frac{1}{2}n+1\right) i^n erfc \frac{z}{\sqrt{4\kappa t^*}}$$

wobei $i^n erfc\beta$ das n-te Integral der Errorfunktion von β ist und $\Gamma(\beta)$ die Gamma-Funktion mit dem Argument β darstellt. Es resultiert der Temperaturunterschied T(z) am Ende der Erwärmungs- oder Abkühlungsphase, welche t^* dauerte und während der sich die Oberflächentemperatur um D erhöhte. Die Form des Temperaturanstiegs kann mit dem Parameter n gewählt werden: So ist beispielsweise für eine Stufenfunktion n=0, für eine lineare Zunahme ist n=2.

Verändert sich die Oberflächentemperatur in m Stufen der Zeitdauer t_m und der Temperaturdifferenz zum Gleichgewichtszustand T_m, erhält man T(z,t) durch Überlagerung der Error-Funktionen der einzelnen Stufen (Carslaw and Jaeger 1959, Haeberli et al. 1984):

$$T(z,t) = T_1\left[1 - erf\left(\frac{z}{\sqrt{4\kappa t_1}}\right)\right] + T_2\left[erf\left(\frac{z}{\sqrt{4\kappa t_1}}\right) - erf\left(\frac{z}{\sqrt{4\kappa t_2}}\right)\right] + \ldots + T_n\left[erf\left(\frac{z}{\sqrt{4\kappa t_{n-1}}}\right) - erf\left(\frac{z}{\sqrt{4\kappa t_n}}\right)\right]$$

Haeberli and Funk (1991) modellieren den Einfluss der Temperaturschwankungen an der Oberfläche in einem Gletscher und vergleichen die berechneten Daten mit Bohrlochmessungen. Neben der reinen Wärmeleitung werden dabei das Geschwindigkeitsfeld $\vec{v}$ sowie interne Wärmequellen Q berücksichtigt. Die Gleichung heisst dann (ρ steht für die Dichte, c für die spezifische Wärmekapazität):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\kappa \cdot T) - \vec{v} \cdot \nabla T + \frac{Q}{\rho c}$$

Folgende Randbedingungen sind zu berücksichtigen:

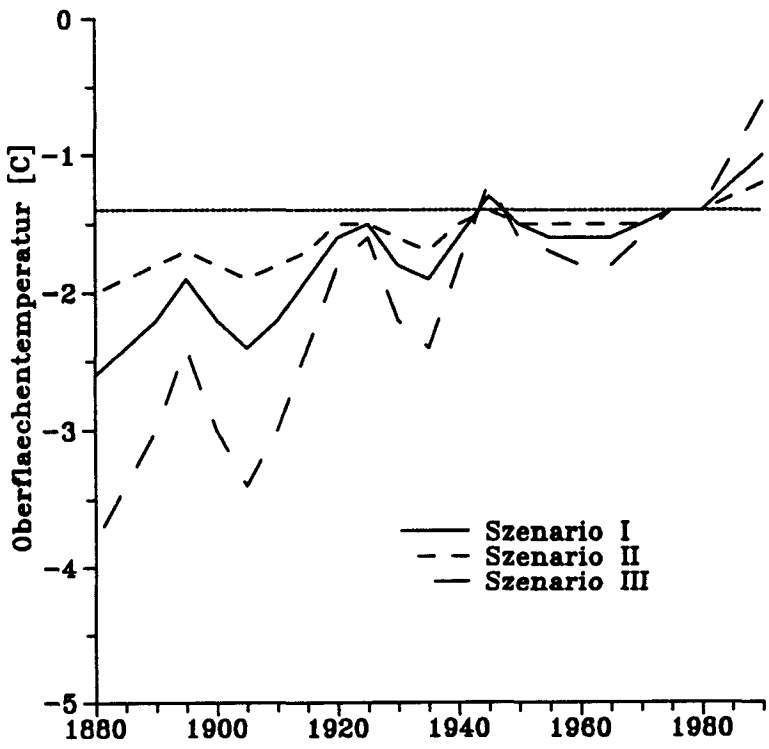
1. Oberflächentemperatur: $T_S = T_S(t)$.
2. Die Temperaturleitfähigkeit κ ist eine Funktion der Dichte.
3. Der Temperaturgradient am unteren Modellende (ca. die doppelte Gletscherdicke) ist konstant.
4. Vertikale Oberflächengeschwindigkeit (aufgrund von Pegelmessungen).
5. Die interne Deformation des Eises verursacht die Wärmequellen Q.

Die Temperatur-Tiefen-Verteilung wird mittels finiter Differenzen numerisch berechnet.

Im Permafrost entfallen durch die kleine hydraulische Leitfähigkeit die advektiven Störungen weitgehend. In den Bohrlöchern Alaskas haben Lachenbruch et al . (1982), Lachenbruch et al. (1988) einen Temperaturanstieg um 2 bis 4°C im zwanzigsten Jahrhundert festgestellt, wobei sich auch die kältere Periode um 1940/1950 abzeichnet. Taylor (1991) berechnete für die Queen Elisabeth Inseln (nordöstliches Kanada) ein Erwärmung der Oberflächentemperatur in den letzten 100 Jahren um 2 bis 5°C.

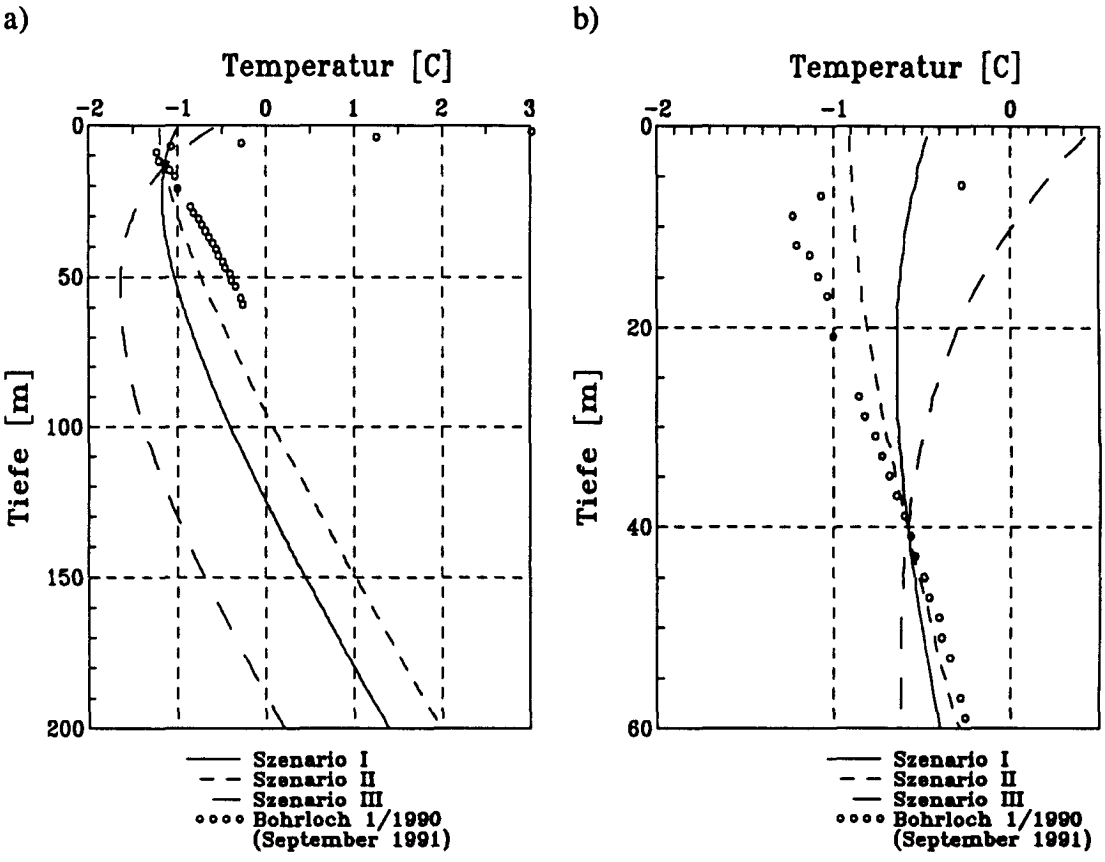
Aus unseren Gebieten sind keine derart grossen Variationen bekannt. Haeberli (1985) berechnete aus der Lufttemperaturreihe des Säntis die Oberflächentemperatur im Gruben-Blockgletscher zwischen 1880 und 1980. Die Differenz der Extremwerte beträgt gut 1°C.

Mit dem Programm von Dr. M. Funk (Haeberli and Funk 1991) wurde für verschiedene Szenarien die Temperatur mit der Tiefe am Bohrstandort Pontresina-Schafberg 1/1990 berechnet (siehe Figur 95). Als Grundlagen dienten für die Temperaturvariation das Szenario von Haeberli (1985) sowie die Oberflächentemperatur von -1.4°C, welche durch Extrapolation der Temperaturdaten von Bohrloch 1/1990 hervorgeht (Szenario I). Die Amplitude der Schwankungen wurde, bezogen auf die -1.4°C von 1980, im Szenario II halbiert, im Szenario III verdoppelt (Figur 94). Für die Temperaturleitfähigkeit κ wurde konstant $1.2 \cdot 10^{-6}$ m^2/s eingesetzt. Der Wert geht aus der Amplitudenabnahme und Phasenverschiebung im Bohloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch, Vonder Mühll 1988, Vonder Mühll and Haeberli 1990) und aus der Literatur (Carslaw and Jaeger 1959) hervor. Als Temperaturgradient in 900 m Tiefe wurde 0.020°C/m angenommen. Die Randbedingungen 4 (Bewegungsfeld) und 5 (interne Wärmequellen) wurden null gesetzt resp. nicht berücksichtigt. In Figur 95 sind die resultierenden Temperaturprofile dargestellt. Um die berechneten Werte der Szenarien mit den Messwerten im Bohrloch 1/1990 besser vergleichen zu können, wurden diese verschoben, so dass in 40 m Tiefe die Temperatur der Szenarien mit derjenigen der Messung übereinstimmen. Es interessiert insbesondere die Krümmung der Temperaturprofile, denn der Gradient selbst hängt von der Temperaturleitfähigkeit ab; diese wurde jedoch nicht gemessen. Selbst Szenario II, bei welchem sich die Oberflächentemperatur in den letzten fünfzig Jahren lediglich um wenige Zehntelgrade erhöhten, weist eine zu grosse Erwärmung auf. Das Temperaturprofil im Bohrloch 1/1990



Figur 94. Drei Szenarien der Oberflächentemperatur am Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg. Als Grundlagen dienten das Szenario von Haeberli (1985) und die Messdaten aus dem Bohrloch für die Oberflächentemperatur von 1980 (Szenario I). Die Amplitude der Variationen wurde beim Szenario II halbiert, bei Szenario III verdoppelt.

dürfte sich also mehr oder weniger im Gleichgewicht mit Oberflächentemperatur von ca. -1.4°C seit Mitte dieses Jahrhunderts befinden. Bei diesen Betrachtungen sind allerdings die obersten 20 m aufgrund der saisonalen Schwankungen und der wenigen Messungen nicht berücksichtigt. Die Resultate aus dem Bohrloch 2/1987 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch zeigen jedoch, dass in diesem Tiefenbereich eine erhebliche Erwärmung stattfindet, was auf die sehr warme Periode im letzten Jahrzehnt zurückzuführen ist.



Figur 95. a) Temperaturprofile aufgrund der Szenarien I, II und III (Figur 94) berechnet mit dem Programm von Haeberli und Funk (1991). b) Um die berechneten Werte besser mit den Messdaten vergleichen zu können, wurde die Temperatur der Szenarien in 40 m Tiefe gleichgesetzt.

5.6 Schlussfolgerungen Permafrosttemperaturen

Im Permafrost des Oberengadins stehen drei Bohrlöcher für Temperaturmessungen zur Verfügung. Die Auswertungen erbrachten folgende Ergebnisse:

- Unter einer wenige Meter dicken Auftauschicht liegen die Temperaturen ganzjährig unter 0°C. Somit befinden sich die Bohrungen definitionsgemäss im Permafrost.

- Die Gesamtmächtigkeit des Permafrostes ist an allen drei Bohrstandorten grösser als die maximale Bohrtiefe. Die Permafrostbasis wurde also bei keiner Bohrung erreicht.

Im Bohrloch 2/1987 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch:

- beträgt die mittlere Oberflächentemperatur rund -3°C, und der Temperaturgradient liegt zwischen 50°C km^{-1} und 70°C km^{-1}.
- befindet sich in einer Tiefe von 52 - 56 m ein Aquifer, der im Sommer Wärme zuführt und im Herbst versiegt. Darunter sind die Temperaturen wiederum über das ganze Jahr negativ, was darauf hindeutet, dass die Permafrostmächtigkeit 100 m oder mehr umfassen könnte. Das Wasser zirkuliert also in einem Talik.
- hängen die Permafrosttemperaturen in den obersten Metern stark von der Schneehöhe in den Monaten November und Dezember ab.
- wird in der Auftauschicht im Herbst und vor allem im Frühling jeweils ein 'zero curtain' beobachtet.
- sind die Temperaturen in den obersten 30 m während den letzten fünf Jahren systematisch angestiegen. In 10 m Tiefe erhöhen sich die Werte in dieser Zeit um 0.5°C.

Im Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg:

- liegt die Temperatur zwischen -1.5°C und 0°C. Die mittlere Oberflächentemperatur beträgt -1.4°C, der Temperaturgradient 20°C km^{-1}.
- dürfte der Permafrost eine Mächtigkeit von ungefähr 70 m aufweisen.

Im Bohrloch 2/1990 auf dem Pontresina-Schafberg:

- werden Temperaturen zwischen -0.8°C und 0°C gemessen. Die mittlere Oberflächentemperatur liegt bei -0.7°C, der Temperaturgradient von 15°C km^{-1} von 1991 reduzierte sich im darauffolgenden Jahr.
- liegt die Permafrostmächtigkeit bei ungefähr 40 m.
- besteht die Möglichkeit, dass der Permafrost auftaut, wenn in den kommenden Jahren eine ähnliche Temperaturentwicklung stattfindet wie in den letzten fünf Jahren im Bohrloch 2/1987 auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch.

6 Schlussfolgerungen

Die Anwendung verschiedener geophysikalischer Methoden an vier Lokalitäten im Blockgletscher-Permafrost des Oberengadins haben gezeigt, dass jede Methode ihre spezifischen Vor- und Nachteile hat:

Die **Refraktionsseismik** ermöglicht eine gute Tiefenbestimmung des Permafrostspiegels. Dieser liegt mehr oder weniger oberflächenparallel in einer Tiefe zwischen 1 m und 8 m, wobei er unter konkaver Topographie eher weniger tief, unter konvexer eher tiefer liegt. Die Refraktionsseismik eignet sich deshalb gut, weil ein deutlicher Geschwindigkeitskontrast besteht: die Werte liegen in der grobblockige Oberflächenschicht zwischen 400 und 1'300 m/s, im eishaltigen Permafrost zwischen 2'600 und 4'000 m/s. Die Bestimmung der Permafrostmächtigkeit erwies sich als schwierig.

Mit der **Gleichstrom-Geoelektrik** kann primär abgeklärt werden, ob unter der Oberflächenschicht eine schlechter leitende Schicht liegt (Permafrost) oder nicht. Die Grössenordnung des spezifischen Widerstandes erlaubt Rückschlüsse auf die Art der Eisbildung: Sedimentär gebildetes Eis weist einen um Grössenordnungen grösseren Widerstand auf als Eis, welches im Untergrund entstanden ist. Die Form der Sondierkurve ermöglicht zusammen mit den entsprechenden Auswertungsprogrammen eine grobe Abschätzung der Mächtigkeit des Permafrostes resp. der eisreichen Schicht. Vergleiche mit ähnlichen Messungen im wassergefüllten Bohrloch (Resistivity-Log) zeigen, dass die direkt gemessenen Werte in derselben Grössenordnung liegen.

Obwohl für die **Georadarmessungen** nicht die ideale Frequenz verwendet wurde, konnte zwischen Reflexionen aus dem Untergrund (bis 25 m Tiefe) und solchen von Objekten an der Oberfläche unterschieden werden. Eine eindeutige Zuweisung von Reflexionen zu den im Bohrloch 2/1987 erbohrten Schichten ist nicht möglich.

Die **gravimetrischen Messungen** auf dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch bestätigten, dass das Schwerefeld durch den hohen Eisgehalt im Untergrund deutlich beeinflusst ist. Aufgrund der Informationen aus dem Gamma-Gamma-Log im Bohrloch ist die Dichteverteilung an einem Punkt bekannt. Von diesem ausgehend, konnte die Ausdehnung der Schichten im Blockgletscher modelliert werden. Offensichtlich weist der Fels unter dem Blockgletscher Murtèl-Corvatsch die Form einer Schüssel auf. Stehen zur Modellierung keine Bohrlochinformationen zur Verfügung, kann kleinräumig mit Hilfe der gravimetrischen Anomalie die Existenz von übersättigtem Permafrost nachgewiesen werden, falls die Gesamtmächtigkeit des Eises 10 m übersteigt.

Erste **VLF-R-Messungen** auf Blockgletschern zeigten wohl eine Systematik in den $\delta\varphi_{min}$-Richtungen und den Anisotropiekoeffizienten. Die Bestimmung der stratigra-

phischen Schichtabfolge im Permafrost ist jedoch nicht möglich. Die Widerstände des Untergrundes sind im Permafrost nicht direkt mit den Gleichstromwiderständen vergleichbar.

Das **Bohrloch-Logging** im wassergefüllten Bohrloch 1/1990 auf dem Pontresina-Schafberg zeigt in einer Tiefe zwischen 11 m und 16 m in allen Logs einen erhöhten Eisgehalt. Dieser kann mittels dem Gamma-Gamma- und dem Neutron-Neutron-Log auf ca. 80 Vol% quantifiziert werden. Die Sonic-Geschwindigkeit ist in diesem Bereich äusserst konstant. Selbst wenn ein Bohrloch wie am Murtèl-Corvatsch nicht mit Wasser gefüllt werden kann, erlaubt das Dichtelog quantitative Rückschlüsse auf den Eisgehalt. Die Werte des Resistivity-Logs liegen etwa im selben Rahmen wie diejenigen der geoelektrischen Tiefensondierung.

Auch mit der **Bohrlochseismik** konnte eine P-Wellen-Geschwindigkeit von 3'500 bis 3'800 m/s für den Permafrost ermittelt werden. Eine signifikante Änderung vom übersättigten zum eisgesättigten Teil im Blockgletscher Murtèl-Corvatsch konnte jedoch nicht beobachtet werden. Als problematisch erwies sich die Bestimmung der genauen Nullzeitfür die Schussauslösung bei der angestrebten hohen Auflösung.

Wie die **Temperaturdaten** zeigen, ist die Gesamtmächtigkeit des Permafrostes bei allen vier Bohrlöchern grösser als die maximale Bohrtiefe. Die Auftauschicht ist zwischen 2 m und 5 m dick. Der Temperaturgradient ist am Murtèl-Corvatsch sehr hoch, weil in einer Tiefe von 52 m bis 56 m eine Wärmequelle in Form eines Aquifers auftritt. Dieser konnte aufgrund von saisonalen Temperaturschwankungen in diesem Tiefenbereich entdeckt werden. Die Temperaturen in den obersten 30 m sind in der Zeit seit der Fertigstellung der Bohrung (1987) signifikant angestiegen. In einer Tiefe von 10 m beträgt die Erwärmung in diesen fünf Jahren etwa 0.5°C. Die Temperaturgradienten in den Bohrlöchern auf dem Pontresina-Schafberg entsprechen mit 15 bis 20°C km^{-1} den Erwartungen. Der geringe Gradient im Bohrloch 2/1990 und insbesondere die Abnahme zwischen 1991 und 1992 weisen auf einen schnellen Temperaturanstieg des Permafrostes hin. Die Temperaturen in diesem Bohrloch liegen um wenige Zehntel unter 0°C und entsprechend rasch könnte der Permafrost destabilisiert werden. Die Oberflächentemperatur hat sich bei Bohrloch 1/1990 in den letzten fünfzig Jahren nur unbedeutend verändert (weniger als 0.5°C). Es ist deshalb wichtig, die Bohrlochtemperaturen kontinuierlich über einen längeren Zeitraum zu erfassen.

Die Kombination der verschiedenen Methoden ergibt ein konsistentes Bild des Permafrostes, welches zeigt, dass es sich an den untersuchten Standorten mehrheitlich um eisreichen Permafrost handelt, der nicht punktuell, sondern flächenhaft auftritt. Die Temperaturen im Untergrund liegen zwischen -2°C und 0°C.

Bei einer Untersuchung im Permafrost sollte nicht nur eine einzige geophysikalische Methode angewendet werden, weil einzelne physikalische Grössen nicht eindeutige Rückschlüsse über die Permafrostexistenz zulassen. Eine Kartierung mittels BTS-Messungen vermittelt ein Bild über die lokale Permafrostverbreitung. Kleinere Ge-

biete können anschliessend durch die Kombination der Refraktionsseismik, der Gleichstrom-Geoelektrik und der Gravimetrie, allenfalls durch gezielte Georadarmessungen untersucht werden. Für die Präsenz von eisreichem Permafrost sind eindeutige Anzeichen gegeben, wenn gleichzeitig:

- die BTS-Werte zumindest teilweise tiefer als -3°C sind,
- die Seismik einen oberflächennahen Refraktor mit einer Geschwindigkeit zwischen 2'500 m/s und 4'000 m/s ergibt,
- der spezifische Widerstand unter der Oberflächenschicht zwischen 10 kΩm und 2'000 kΩm liegt,
- die Residualanomalie des Schwerefeldes über dem Gebiet negativ ist.

Die Entwicklung der Temperatur des Permafrostes in den kommenden Jahren ist im Zusammenhang mit der Stabilität steiler, im Permafrost gelegener Schutthalden von entscheidender Bedeutung. Es wäre deshalb angezeigt, weitere Bohrungen mit langjährigen Temperaturbeobachtungen im Permafrost anzusetzen. Die Analyse der Temperaturprofile und die Beobachtung der Temperaturreihen in Bohrlöchern verschiedener Regionen der Alpen ermöglichten zudem einen Vergleich der Temperaturentwicklung über grössere Gebiete.

7 Literaturverzeichnis

Anderson, D.M. and Morgenstern, N.R. (1973): Physics, chemistry, and mechanics of frozen ground: a review. Second International Conference on Permafrost, Yakutsk. Proceedings. 257-288.

Annan, A.P. and Davis, J.L. (1976): Impulse radar sounding in permafrost. Radio Science, 11 (4). 383-394.

Arnason, K. and Hersir, G.P. (1988): One dimensional inversion of Schlumberger resistivity soundings. Computer program, description and user's guide. Geothermal Training Programme, Reykjavik, Iceland. Report 8. 59.

Bächler, E. (1930): Der verwünschte oder verhexte Wald im Brüeltobel. Appenzellerkalender 209. Jg.

Balobaev, V.T., Devyatkin, V.N. and Kutasov, I.M. (1983): Contemporary geothermal conditions of the existance and development of permafrost. Fourth International Conference on Permafrost, Fairbanks. Final Proceedings. 8-12.

Barsch, D. (1973): Refraktionsseismische Bestimmungen der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, IX (1-2). 143-167.

Barsch, D. (1977): Ein Permafrostprofil aus Graubünden, Schweizer Alpen. Zeitschrift für Geomorphologie, NF 21. 79-86.

Barsch, D. and Hell, G. (1975): Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtèl I, Oberengadin, Schweizer Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, XI (2). 111-142.

Barsch, D. and King, L. (1989): Origin and geoelectrical resistivity of rock glaciers in semiarid subtropical mountains (Andes of Mendoza, Argentinia). Zeitschrift für Geomorphologie, NF 33. 151-163.

Barsch, D. und Schneider, A. (1972, unpubl.): Blockgletscher-Geoelektrik. Unveröffentlichte Messdaten von verschiedenen Blockgletschern in der Schweiz. Das Projekt wurde vom Schweizerischen Nationalfond mitfinanziert.

Barsch, D., Fierz, H. and Haeberli, W. (1979): Shallow core drilling and borehole measurements in permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. Arctic and Alpine Research, 11 (2). 215-228.

Bently, C.R. (1964): The structure of Antarctica and its ice cover. In: Research in Geophysics, 2, Odishaw, H., Ed.,. M.I.T. Press. 335-389.

Bodmer, Ph. and Rybach, L. (1984): Geothermal map of Switzerland (heat flow density). Commission Suisse de Géophysique. Materiaux pour la géologie de la Suisse, 22. Kümmerli & Frey, Bern. 47.

Bodmer, Ph. and Rybach, L. (1985): Heat flow maps and deep ground water circulations: examples from Switzerland. Journal of Geodynamics, 4. 233-245.

Brown, R.J.E. (1972): Proceedings of a seminar on the thermal regime and measurements in permafrost. National Research Council Canada. Technical Memorandum 108. 85.

Cady, J.W. (1980): Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. Geophysics, 45 (10). 1507-1512.

Caflisch, R. und Meyer, A. (1992, unpubl.): Photogrammetrische Vermessung des Blockgletschers Suvretta, Graubünden. Diplomarbeit an der IBB Muttenz. 45.

Carslaw, H.S. and Jaeger, J.C. (1959): Conduction of heat in solids. Oxford Science Publications, 2nd ed. 510.

Cheng, G. (1983): Vertical and horizontal zonation of high-altitude permafrost. Fourth International Conference on Permafrost, Fairbanks. Proceedings, 1. 136-141.

Davis, J.L. and Annan, A.P. (1989): Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. Geophysical Prospecting, 37. 531-551.

Domaradzki, J. (1951): Blockströme im Kanton Graubünden. Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen des schweizerischen Nationalparks. Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, III (24). 177-235.

Dresen, L., Gebrande, H., Harjes H-P., Hubral, P. und Miller, H. (1985): Seismische Verfahren. In: Angewandte Geowissenschaften, ed. F. Bender, Band 2. Enke-Verlag, Stuttgart. 156-298.

EAEG, (1990): Tidal gravity correction for 1991. European Association of Exploration Geophysicists. Special issue. 53.

Ellis, D.V. (1986): Neutron porosity devices - What do they measure? First Break, 4. 11-17.

Evin, M. (1987): Dynamique, réparation et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud. Thèse de doctorat d'état. 309.

Evin, M. and Fabre, D. (1990): The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France). Geomorphology, 3. 57-71.

Evin, M., Assier, A. et Fabre, D. (1990a): Les glaciers rocheux du Marinet (Haute-Ubaye, F). Revue de géomorphologie dynamique, XXXIX (4). 139-155.

Evin, M., Fabre, D. et Tenthorey, G. (1990b): Mesures de résistivité électrique sur les glaciers rocheux de Murtèl (Engadine-Suisse). Réunion annuelle de la Commission pour l'étude des phénomènes périglaciaires du Comité National de Géographie. 54-60.

Fisch, W. Sen. und Jun. (1967): Anwendungsmöglichkeiten der Geoelektrik. Strasse und Verkehr, 4/1967. 7.

Fisch, W. Sen., Fisch, W. Jun. and Haeberli, W. (1977): Electrical soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 13 (1/2). 239-260.

Fischer, G., Le Quang, B.V. and Müller, I. (1983): VLF ground surveys, a powerfull tool for the study of shallow two-dimensional structures. Geophysical Prospecting, 31. 977-991.

Flathe, H. (1955): A practical method of calculating geoelectrical model graphs for horizontally stratified media. Geophysical Prospecting, 3. 268-294.

Flathe, H. et Leibold, W. (1976): La courbe nette de sondage geoélectrique. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover. 78.

Frauenknecht, A. und Schlatter, A. (1990, unpubl.): Blockgletscher Val Muragl. Diplomarbeit Photogrammetrie. Ingenieurschule beider Basel, Muttenz. 43.

Funk, M. and Röthlisberger, H. (1989): Forecasting the effects of a planned reservoir which will partially flood the tongue of Unteraargletscher. Annals of Glaciology, 13. 76-81.

Geotest (1979, unpubl.): Bohrlochmessungen vom 15./16. April 1978 (Colle Gniffetti). Bericht, Nr. 77098. 6.

Geotest (1990, unpubl.): Schafberg (Pontresina). Geophysikalische Untersuchungen im Rahmen des Permafrostprojektes. Bericht Nr. 89035. 9.

Geotest (1991, unpubl.): Schafberg (Pontresina). Geophysikalische Bohrlochmessungen. Bericht Nr. 90069. 10.

Gerber E. (in Vorb.): Die Morphogenese des Pas de Lona (Wallis, Schweizer Alpen) unter besonderer Berücksichtigung der periglazialen Phänomene. Dissertation der Universität Freiburg.

Glen, J.W., Homer, D.R., Paren, J.G. (1977): Water at grain boundaries: its role in the purification of temperate glacier ice. Isotopes and Impurities in Snow and Ice. IAHS-Publ. 118. 263-271.

Gold, L.W. and Lachenbruch, A.H. (1973): Thermal conditions in permafrost - a review of North American literature. Second International Conference on Permafrost, Yakutsk. North American Contribution. 3-25.

Gretillat, P.A. and Müller, I. (1990): Cartographie géologique dans la Vallée des Ponts (Jura Neuchâtelois) assistée par la géophysique électromagnetique. Bulletin de la soc. Neuchâteloise des sciences naturelles, Tome 113. 99-106.

Haeberli, W. (1973): Die Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9 (1-2). 221-227.

Haeberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Mitteilung der VAW/ETH Zürich, Nr. 17. 221.

Haeberli, W. (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. Mitteilung der VAW/ETH Zürich, 77. 142.

Haeberli, W. (1992a): Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. Permafrost and Periglacial Processes, 3 (2). 111-124.

Haeberli, W. (1992b): Zur Stabilität von Moränenseen in hochalpinen Gletschergebieten. Wasser, Energie, Luft. 84. Jg., Heft 11/12. 361-364.

Haeberli, W. (Ed.) (1990): Pilot analysis of permafrost cores from the active rock glacier Murtèl I, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps. Arbeitsheft der VAW/ETH Zürich, 9. 38.

Haeberli, W. and Epifani, F. (1986): Mapping the distribution of buried glacier ice - an example from Lago Delle Locce, Monte Rosa, Italian Alps. Annals of Glaciology, 8. 78-81.

Haeberli, W. and Fisch, W. (1984): Electrical resistivity soundings of glacier beds: a test study on Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. Journal of Glaciology, 30 (106). 373-376.

Haeberli, W. and Funk, M. (1991): Borehole temperatures at the Colle Gnifetti core-drilling site (Monte Rosa, Swiss Alps). Journal of Glaciology, 37 (125). 37-46.

Haeberli, W. and Schmid, W. (1988): Aerophotogrammetrical monitoring of rock glaciers. Fifth International Conference on Permafrost, Trondheim N. Proceedings, 1. 764-769.

Haeberli, W. und Patzelt, G. (1982): Permafrostkartierung im Gebiet der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, XVIII (2). 127-150.

Haeberli, W., Huder, J., Keusen, H.-R., Pika, J. and Röthlisberger, H. (1988a): Core drilling through rock glacier-permafrost. Fifth International Conference on Permafrost, Trondheim N. Proceedings, 2. 937-942.

Haeberli, W., Rellstab, W. and Harrison, W.D. (1984): Geothermal effects of 18 ka BP ice conditions in Swiss Plateau. Annals of Glaciology, 5. 56-60.

Haeberli, W., Rickenmann, D., Zimmermann, M. and Rösli U. (1990): Investigation of 1987 debris flows in the Swiss Alps: General concept and geophysical soundings. Hydrology in Mountainous Regions. Artific. Reservoirs; IAHS Publ. no. 194. 303-310.

Haeberli, W., Rickenmann, D., Zimmermann, M. und Rösli, U. (1991): Murgänge. Ursachenanalyse der Hochwasser 1987. Ergebnisse der Untersuchungen. Mitt. des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, Bern, Nr. 4; Mitt. der Landeshydrologie und -geologie, Bern, Nr. 14. 77-88.

Haeberli, W., Schmid, W. and Wagenbach, D. (1988b): On the geometry, flow and age of firn and ice at the Colle Gnifetti core drilling site (Monte Rosa, Swiss Alps). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 24 (1). 1-19.

Haeberli, W., Wächter, H.P., Schmid, W. und Sidler, C. (1982): Erste Erfahrungen mit dem US Geological Survey - Monopuls Radioecholot im Firn, Eis und Permafrost der Schweizer Alpen. Arbeitsheft der VAW/ETH Zürich, 6. 23.

Hagedoorn, J.G. (1959): The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. Geophysical Prospecting, 7. 158-182.

Hales, F.W. (1958): An accurate graphical method for investigating seismic refraction lines. Geophysical Prospecting, 6. 285-294.

Harris, S.A and Brown, R.J.E. (1978): Plateau Mountain: A case study of Alpine permafrost in the Canadian Rocky Mountains. Third International Conference on Permafrost, Edmonton. Proceedings, 1. 385-391.

Harris, S.A. (1988): The alpine periglacial zone. In: Clark, M.J. (ed.), Advances in periglacial geomorphology. John Wiley and Sons. 369-413.

Harris, S.A., French, H.M., Heginbottom, J.A., Johnston G.H., Ladanyi, B, Sego, D.C. and van Everdingen, R.O. (1988): Glossary of permafrost and related ground-ice terms. Permafrost subcommittee. Associate committee on geotechnical research. National Research Council of Canada. Technical Memorandum 142. 156.

Hochstein, M. (1967): Electrical resistivity measurement on ice sheets. Journal of Glaciology, 6 (47). 623-633.

Hoekstra, P. and MCNeill, D. (1973): Electromagnetic probing of permafrost. Second International Conference on Permafrost, North American Contribution. 517-526.

Hoelzle, M. (1988, unpubl.): Permafrostverbreitung im Gebiet Corvatsch-Furtschellas. Semesterarbeit an der VAW/ETH Zürich. 31.

Hoelzle, M. (1989, unpubl.): Untersuchungen zur Permafrostverbreitung im Oberengadin. Diplomarbeit an der Abteilung für Naturwissenschaften der ETH Zürich. 79.

Hoelzle, M. (1992): Permafrost occurance from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes, 3 (2). 143-147.

Hoelzle, M. (in Vorb.): Gletscher und Permafrost im Oberengadin. Dissertation an der ETH Zürich.

Johnson, J.P. and 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 (12). 2275-2283.

Judge, A.S. (1973): Deep temperature observations in the Canadian North. Second International Conference on Permafrost, Yakutsk. North American Contribution. 35-40.

Kawasaki, K., Osterkamp, T.E., Jurik, R.W. and Kienle, J. (1983): Gravity measurements in permafrost terrain containing massive ground ice. Annals of Glaciology, 4. 133-140.

Keller, F. (1987): Permafrost im schweizerischen Nationalpark. Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden, 104. 35-53.

Keller, F. (1988, unpubl.): Permafrost in der Steinschlagverbauung Grosswang, Täsch (VS). Interner Arbeitsbericht der VAW/ETH Zürich. 7.

Keller, F. (1990): Permafrost im Baugrund. Berichte und Forschungen, Geographisches Institut Freiburg, 3. 115-115.

Keller, F. (1992): Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. Permafrost and Periglacial Processes, 3 (2). 133-138.

Keller, F. (in Vorb.): Schnee und Permafrost: Eine Grundlagenstudie im Oberengadin. Dissertation an der ETH Zürich.

Keller, F. and Gubler, H.U. (1993): Interaction between snow cover and high mountain permafrost, Murtèl-Corvatsch, Swiss Alps. Sixth International Conference on Permafrost, Beijing. Proceedings.

Keller, G.V. and Frischknecht, F.C. (1960): Electrical resistivity studies on the Athabasca Glacier, Alberta, Canada. Journal of Research of the National Bureau of Standards-D Radio Propagation, 64D (5). 439-448.

Keys, W.S. and MacCary, L.M. (1971): Application of borehole geophysics to water-resources investigations. US Government Pronting Office, Washington, D.C.. 126.

King, L. (1982): Qualitative und quantitative Erfassung von Permafrost in Tarfala (S-Lappland) und Jotunheimen (N) mit Hilfe geoelektrischer Sondierungen. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.-Band 43. 139-160.

King, L. (1984): Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane. Heidelberger Geographische Arbeiten, 76. 174.

King, L. and Seppälä, M. (1987): Permafrost thickness and distribution in Finnish Lappland - results of geoelectrical soundings. Polarforschung 57 (3). 127-147.

King, L., Fisch, W., Haeberli, W. and Wächter, H.P. (1987): Comparison of resistivity and radio-echo soundings on rock glacier permafrost. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 23 (2). 77-97.

King, L., Gorbunov, A.P. and Evin, M. (1992): Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. Permafrost and Periglacial Processes, 3 (2). 73-81.

King, S.M., Zimmerman, R.W. and Corwin, R.F. (1988): Seismic and electrical properties of unconsolidated permafrost. Geophysical Prospecting, 36. 349-364.

Kiss, B. and Toth, J. (1985): Well log interpretation of metamorphic hydro-bearing formations. EAG-Conference issue. First Break, 3 (5). 24-31.

Klingelé, E. and Kahle, H.-G. (1977): Gravity profiling as a technique for determiming the thickness of glacier ice. Pure and Applied Geophysics, 115, 989-998.

Klingelé, E. et Olivier, R. (1980): La nouvelle carte gravimétrique de la Suisse (Anomalies de Bouguer). Matérieaux pour la géologie de la Suisse, Série géophysique, 20, Kümmerly & Frey, Berne. 93.

Koefoed, O. (1979): Geosounding principles, 1: Resistivity sounding measurements. Elsevier scientific. 276.

Koll, J. und Müller, I. (1989): Elektromagnetische Very Low Frequency-Resistivity (VLF-R) Prospektion zur Erkundung von Grundwasserleitern im paläozoischen Mittelgebirge am Beispiel des Oberharzes. Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 40. 103-122.

Kreyszig, E. (1979): Statistische Methoden und ihre Anwendungen. 7. Auflage. Vandenhoeck und Ruprecht, Göttingen. 451.

Krummenacher, B. and Budmiger, K. (1992): Monitoring of periglacial phenomena in the Furggentälti Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes, 3 (2). 149-155.

Kündig, R. (1982, unpubl.): Geologie und Petrographie der Bernina V, Furtschellas Ultrabasica. Diplomarbeit an der Abteilung Naturwissenschaften der ETH Zürich. 91.

Kunetz, G. (1966): Principles of direct current resistivity prospecting. Bornträger, Berlin. 103.

Lachenbruch, A.H., Brewer, M.C., Greene, G.W. and Marshall, B.V. (1962): Temperatures in permafrost. Temperature - its measurement and control in science and industry, 3 (1). 791-802.

Lachenbruch, A.H., Cladouhos, T.T. and Saltus, R.W. (1988): Permafrost temperature and the changing climate. Fifth International Conference on Permafrost, Trondheim N. Proceedings, 3. 9-17.

Lachenbruch, A.H., Greene, G.W. and Marshall, B.V. (1966): Permafrost and the geothermal regimes. Environment of the Cape Thompson region, Alaska. USAEC Division of Technical Information. 149-165.

Lachenbruch, A.H., Sass, J.H., Marshall, B.V. and Moses Jr, T.H. (1982): Permafrost, heat flow, and geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska. Journal of Geophysical Research, 87 (B11). 9301-9316.

Lafleche, P.T., Judge, A.S. and Pilon, J.A. (1988): The use of ground probing radar in the design and monitoring of water retaining embankments in permafrost. Fifth International Conference on Permafrost, Trondheim N. Proceedings, 2. 971-976.

Lawson, D.E., Arcone, S.A. and Collins, C.M. (1991): Geophysical investigations of an anomalous unfrozen zone, Caribou Peak, Alaska. CRELL Report, 91-17. 23.

Lichtenhahn, C. (1971): Zwei Stollenbauten: Stollen im Eis zur Verhinderung von Ausbrüchen eines Sees im Grubengletschergebiet (Wallis) und Stollen im Felsen zur unterirdischen Entwässerung des Rutschgebietes von Campo Vallemaggia (Tessin). Interpraevent 1971, Villach, 3. 465-475.

Mackay, D.K. (1969): Electrical resistivity measurements in frozen ground, MacKenzie delta area, Northwest Territories. Association Internationale d'hydrologie scientifique, Col. Bucar/Par. 363-375.

Maisch, M. und Suter, J. (1982): Exkursionsführer Teil A: Ostschweiz. Physische Geographie Geographisches Institut der Universität Zürich, 6. 30.

Meyer, A.U. and Röthlisberger, H. (1962): Electrical D-C resistivity measurements on glacier ice near Thule, Greenland. CRREL, Technical report 87. 34.

Meyer, G. (1985): Detektion von Inhomogenitäten in einseitig zugänglichen dielektrischen Stoffen. Dissertation ETH, Nr. 7922. 205.

Militzer, H. und Weber, F. (1985): Angewandte Geophysik. Geoelektrik - Geothermik - Radiometrie - Aerogeophysik, Band 2. Springer Verlag. 371.

Müller, G. (1961): Geschwindigkeitsbestimmung elastischer Wellen in gefrorenen Gesteinen und die Anwendung akustischer Messungen auf Untersuchungen des Frostmantels in Gefrierschächten. Geophysical Prospecting, 9. 276-295.

Mundry E., Greinwald, S., Knödel, K., Losecke, W., Meiser, P. und Reitmayr, G. (1985): Geoelektrik. In: Angewandte Geowissenschaften, Ed. F. Bender, Band 2. Enke-Verlag, Stuttgart. 299-434.

Mundry, E. and Homilius, J. (1979): Three-layer model curves for geoelectrical resistivity measurements (Schlumberger-Array). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Geologische Landesämter in der BRD, Hannover. 19.

Nagy, D. (1966): The gravitational attraction of a right rectangular prism. Geophysics, 31 (2), 362-371.

Ostenso, N.A., Sellmann, P.V. and Péwé, T.L. (1965): The bottom topography of Gulkana Glacier, Alaska Range, Alaska. Journal of Glaciology, 5. 651-660.

Osterkamp, T.E. and Jurick, R.W. (1980): Geophysical investigations at the Engineer Creek road cut, Fairbanks, Alaska. National Research Council Canada, Technical Memorandum 128, 46-49.

Osterkamp, T.E. and Payne, M.W. (1981): Estimations of permafrost thickness from well logs in northern Alaska. Cold Regions Science and Technology, 5. 13-27.

Østrem, G. (1967): Laboratory measurement of resistivity of ice. Journal of Glaciology, 6 (47). 643-650.

Palmer, D. (1980): The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa. 104.

Palmer, D. (1981): An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. Geophysics, 46 (11). 1508-1518.

Palmer, D. (1986): Refraction seismics. Handbook of Geophysical Exploration, Section I, Seismic Expl. By Klaus Helblig and Sven Treitel, Volume 13, Geophysical Press. 269.

Pancza, A. (1989): Un pergélisol actuel dans le Jura neuchâtelois. Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie, 32-33. 129-140.

Pilon, J.A., Allard, M. and Séguin, M.K. (1992): Ground probing radar in the investigation of permafrost and subsurface characteristics of surficial deposits in Kangiqsualujjuaq, northern Quebec. In: Ground Penetration Radar, ed. J.Pilon: Geological Survey of Canada. Paper 90-4. 165-175.

Plouff, D. (1966): Digital terrain correction based on geographic coordinates. Paper presented at the 36th meeting of the Society of Exploration Geophysicists.

Rampton, V.N. and Walcott, R.I. (1974): Gravity profiles across ice-cored topography. Canadian Journal of Earth Sciences, 11 (1). 110-122.

Reynolds, J.M. and Paren, J.G. (1984): Electrical resistivity of ice from the Antarctic Peninsula, Antarctica. Journal of Glaciology, 30 (106). 289-295.

Röthlisberger, H. (1967): Electrical resistivity measurements and soundings on glaciers: introductory remarks. Journal of Glaciology, 6 (7). 599-606.

Röthlisberger, H. (1971): Massnahmen gegen die Ausbrüche eines Gletschersees ob Saas Balen (Grubengletscher). Schweizerischer Bauzeitung, 89 (40). 999-1003.

Röthlisberger, H. (1972): Seismic exploration in cold regions. Cold Regions Science and Engineering, Hanover. Monograph II-A2a. 139.

Röthlisberger, H. and Vögtli, K. (1967): Recent D.C. resistivity soundings on Swiss glaciers. Journal of Glaciology, 6 (47). 607-621.

Salomon, W. (1929): Arktische Bodenformen in den Alpen. Sitzungsbericht der Heidelberger Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse 5. Abhandlung Walter de Gruyter, 31.

Schweizer, J. (1985, unpubl.): Stabilität steiler Gletscher. Diplomarbeit an der Abteilung Naturwissenschaften der ETH Zürich. 96.

Scott, W.J., Sellmann, P.V. and Hunter, J.A. (1979): Geophysics in the study of permafrost. Third International Conference on Permafrost, Edmonton. Proceedings, 2. 93-115.

Séguin, M.-K., Gahe, E., Allard, M. and Ben-Mikoud K. (1988): Permafrost geophysical investigation at the new airport site of Kangiqsualujjuaq, Northern Quebec, Canada. Fifth International Conference on Permafrost, Trondheim, N. Proceedings, 2. 980-987.

Séguin, M.K. (1974): The use of geophysical methods in permafrost investigation: iron ore deposits of the central part of the Labrador Trough, Northwestern Canada. Geoforum, 18. 55-67.

Séguin, M.K. and Frydecki, J. (1990): Geophysical detection and possible estimation of ice content in permafrost in northern Quebec. Geophysics: the leading edge of exploration, 25-29.

Sellmann, P.V., Delaney, A.J. and Arcone, S.A. (1988): D.C. resistivity along the coast at Prudhoe Bay, Alaska. Fifth International Conference on Permafrost, Trondheim N. Proceedings, 2. 988-993.

Shumskii, P.A. (1964): Principles of structural glaciology. Dover Publications, Inc., New York. 497.

Speck, Ch. (1991, unpubl.): Tracerversuche im Val Suvretta. Unveröffentlichter Bericht an der VAW/ETH Zürich.

Stäubli, A. (1982, unpubl.): Geologie und Petrographie der Bernina IV, Furtschellas Basica. Diplomarbeit an der Abteilung Naturwissenschaften der ETH Zürich. 85.

Taylor, A.E. (1991): Holocene paleoenvironmental reconstruction from deep ground temperatures: a comparison with paleoclimate derived from the $\delta^{18}O$ record in an ice core from the Agassiz Ice Cap, Canadian Arctic Archipelago. Journal of Glaciology, 137 (126). 209-219.

Thierrin, J. et Müller, I. (1988): La méthode VLF-Résistivité multifréquence, un exemple d'exploration hydrogéologique dans un synclinal crétacé à La Brevine (Jura neuchâteloise). Annales scientifiques de l'université de Besançon. Memoire hors serie 6. 8.

Turberg, P. (1991): Modes d'utilisation de la prospection géophysique électromagnétique very low frequency-resistivity (VLF-R). Bulletin du Centre d'hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel, 10. 27-33.

Unterberger, R.R. (1978): Subsurface dips by radar probing of permafrost. Third International Conference on Permafrost, NCR Ottawa. Proceedings, 1. 574-579.

Vander Velpen, B.P.A. (1988): Resist's users guide. ITC Delft (Nederlands). 41.

VAW (1985, unpubl.): Jahresbericht der VAW 1985, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich. 97.

VAW (1988, unpubl.): Permafrost im Bereich der Lawinenverbauungen Pontresina-Schafberg. Kurzbericht über die Messkampagne vom 23.2.1988. Bericht der VAW/ETH Zürich. 8.

VAW (1990, unpubl.): Pontresina - Bericht über die Gefährdung durch Rüfen aus dem Val Clüx und dem Val Giandains und über mögliche Gegenmassnahmen. Bericht der VAW/ETH Zürich, Nr. 4033. 35.

VAW (1991, unpubl.): Pontresina Schafberg. Bericht über die geophysikalischen Sondierungen im Permafrostbereich der Lawinenverbauungszone. VAW/ETH Zürich, Bericht Nr. 80.1. 63.

VAW (1992, unpubl.): Pontresina Schafberg. Bericht über die Bohrungen und Bohrlochmessungen im Permafrostbereich der Lawinenverbauungszone. VAW/ETH Zürich, Bericht Nr. 80.2. 28.

Vonder Mühll, D. (1988, unpubl.): Geothermische Studien zur Permafrostbohrung Murtèl-Corvatsch. Diplomarbeit an der Abteilung Naturwissenschaften der ETH Zürich. 75.

Vonder Mühll, D. (1992): Evidence of intrapermafrost groundwater flow beneath an active rock glacier in the Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes. 3 (2). 169-173.

Vonder Mühll, D. and Haeberli, W. (1990): Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). Journal of Glaciology, 36 (123). 151-158.

Vonder Mühll, D. and Holub, P. (1992): Borehole logging in Alpine permafrost, Upper Engadin, Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes, 3 (2). 125-132.

Vonder Mühll, D. and Schmid, W. (1993): Geophysical and photogrammetrical investigations of rock glacier Muragl I, Engadin, Swiss Alps. Sixth International Conference on Permafrost, Beijing, Proceedings.

Wagner, S. (1992): Creep of Alpine permafrost, investigated on the Murtèl rock glacier. Permafrost and Periglacial Processes, 3 (2). 157-162.

Wagner, S. (in Vorb.): Deformationsanalyse an Gletschern und eisreichem Permafrost. Dissertation an der ETH Zürich.

Wolff, E.W. and Paren, J.G. (1984): A two-phase model of electrical conduction in polar ice sheets. Journal of Geophysical Research, 89 (B11). 9433-9438.

Wyllie, M.R., Gregory, A.R. and Gardner, L.W. (1956): Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. Geophysics, 21 (1). 41-70.

Zimmermann, M. (1990): Debris flows 1987 in Switzerland: geomorphological and meteorological aspects. Hydrology in Mountainous Regions. Proceedings of two Lausanne Symopsia, IAHS Publ. No. 194. 387-393.

ANHANG

Geoelektrische Tiefensondierungen

Nachfolgend sind einige mögliche Modelle für die Interpretation der geoelektrischen Sondierungen aufgelistet. Die fett gedruckten Modelle werden als die am besten zutreffenden erachtet. Ihre theoretische Kurve ist in den Grafiken zusammen mit den Messwerten dargestellt. Die Sondierungen werden jeweils kurz charakterisiert, im Falle des Blockgletschers Murtèl wurden die beiden Teile wegen der extrem rauhen Topographie detailliert beschrieben.§

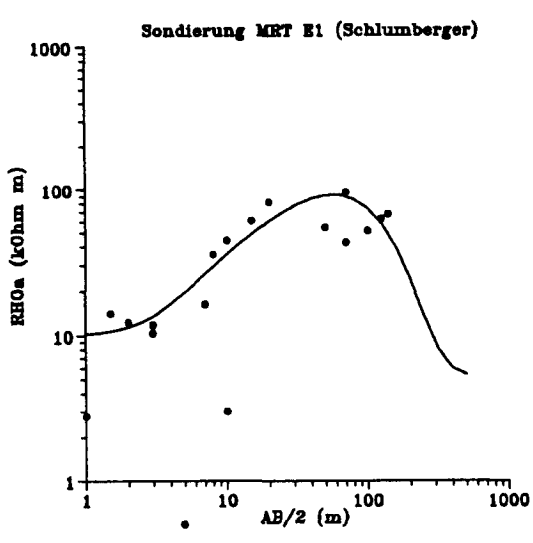
Blockgletscher Murtèl-Corvatsch

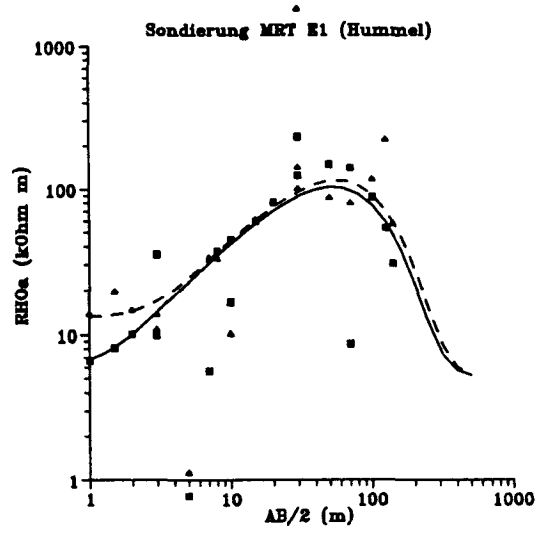
Sondierung MRT E1

Zentrum:	Bohrloch 2/1987
Profilrichtung:	Hangparalell, von Südwest nach Nordost leicht abfallend
Profillänge:	Südwest: 120 m
	Nordost: 140 m
Unendlichelektrode:	Nord (Marguns)

Südwestteil: Dieser Teil führt zunächst über den Rücken, auf welchem das Bohrloch liegt, überquert dann ohne Höhenverlust einen Graben und läuft auf dem nächstunteren Rücken hangaufwärts (70 m). Es ist zu beachten, dass der zweite von einer geschlossenen Schneedecke umgeben war. Das lässt sich auch an den Daten verfolgen: Die Messwerte dieses Profilteils sind gegenüber dem anderen Ast deutlich erhöht, was sich dann auch auf die klassischen Schlumbergerwerte auswirkt.

Nordostteil: Dieser verläuft um den eigentlichen Bogen des Rückens mit dem Bohrloch herum, geht weiter über einen Graben, um dann nochmals die Sequenz Rücken Graben Rücken zu durchlaufen. Schliesslich verlässt er den Blockgletscher (100 m) via das Randtäli und steigt dann hoch zur Skipiste (140 m). Diese wird vom Profil etwa in der Mitte zwischen den beiden Kurven geschnitten.





Murtèl	*Schicht 1*		*Teil A*	*Schicht 2*	*Teil B*		*Schicht 3*	*Error*
MRT E1	ρ *[kΩm]*	*d [m]*	ρ *[kΩm]*	*d [m]*	ρ *[kΩm]*	*d [m]*	ρ *[kΩm]*	*(Rasist87)*
Sym	*12*	*3.2*	*125*	*50*	-	-	*5*	*12.1*
Sym	*10*	*3.0*	*550*	*11*	-	-	*6*	*13.2*
Sym	*12*	*4.0*	*9'160*	*0.6*	-	-	*5*	*12.3*
Ost	*6*	*1.2*	*224*	*29*	-	-	*5*	*10.3*
Ost	*7*	*1.3*	*600*	*11*	-	-	*5*	*8.9*
Ost	*7*	*1.3*	*9'600*	*0.7*	-	-	*5*	*8.8*
West	*14*	*2.3*	*160*	*53*	-	-	*5*	*8.3*
West	*11*	*2.1*	*644*	*12*	-	-	*5*	*9.2*
West	*14*	*3.1*	*9'380*	*0.8*	-	-	*5*	*7.6*
Sym	*12*	*2.9*	*97*	*48*	*50*	*50*	*5*	*11.9*
Sym	***10***	***2.4***	***215***	***24***	***50***	***20***	*5*	***13.2***
Sym	*12*	*3.2*	*579*	*5.8*	*60*	*50*	*5*	*12.3*
Ost	***6***	***1.2***	***242***	***23***	***48***	***19***	*5*	***10.2***
Ost	*6*	*1.3*	*370*	*15*	*65*	*10*	*7*	*10.9*
Ost	*6*	*1.2*	*807*	*6.5*	*51*	*26*	*5*	*9.1*
West	***13***	***2.5***	***269***	***25***	***49***	***19***	*5*	***7.9***
West	*13*	*2.7*	*458*	*15*	*82*	*10*	*7*	*7.9*
West	*14*	*2.9*	*901*	*5.6*	*64*	*51*	*5*	*7.6*
Ost	*6*	*1.1*	*314 16 / 80 10 / 40 20*				*4*	*9.6*

● ——

■ ——

▲ - - -

Sondierung MRT E2

Zentrum: Bohrloch 2/1987

Profilrichtung: In Fliessrichtung; von Süd nach Nord

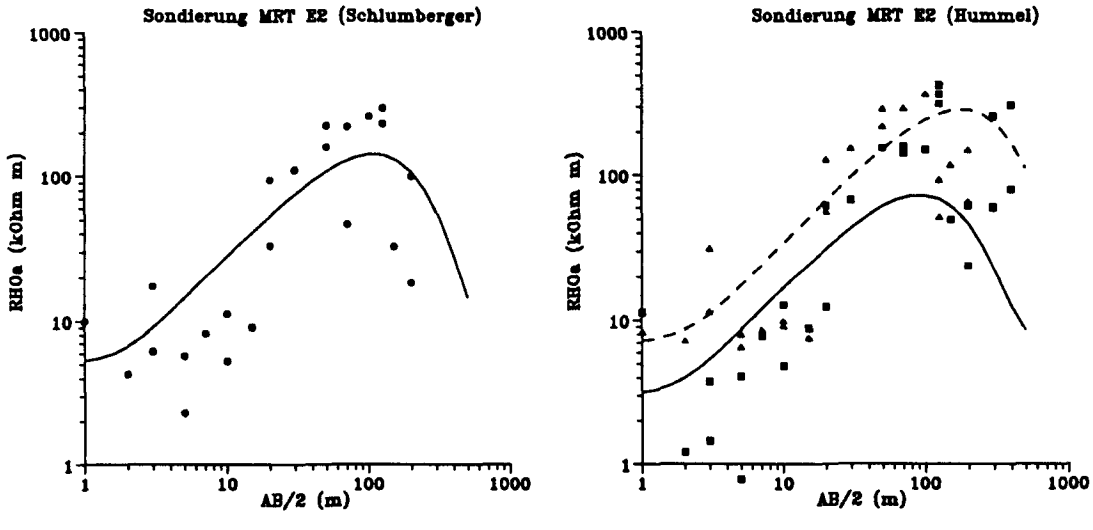
Profillänge: Süd: 200 m

Nord: 400 m

Unendlichelektrode: West (Chastelets)

Südsüdostteil: Beginnend beim Bohrloch führt er der Fliesslinie folgend durch den Graben hinter dem Bohrloch, auf den nächsten Rücken, durch den nächsten Graben, auf den folgenden Rücken, um nach dem letzten Graben in die gleichmässig geneigte Flanke zu ziehen. Etwas oberhalb des letzten Grabens (100 m) naht auf der linken und rechten Seite des Profils die kompakte Schneedecke sukzessive der Profillinie. Oberhalb 200 m ab Zentrum wären lediglich noch einzelne aus dem Schnee ragende Blöcke zur Verfügung gestanden.

Nordnordwestteil: Mit 400 m ist der Nordteil eines der längsten auf Blockgletschern gemessenen Profile. Er führt vom Bohrloch in der Fliesslinie über je ca. drei Gräben und Rücken über die zentrale Blockgletscherstirn (125 m, 150 m), der Piste entlang (200 m), um diese dann zu überqueren (300 m) und weiter talwärts, parallel zur Corvatschbahn bis auf eine Höhe von ca. 2550 m ü M. in der von starkem Alpenrasen bedeckten Zone zu enden.



Murtèl	Schicht 1		Teil A Schicht 2		Teil B		Schicht 3	Error	
MRT E2	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	(Resist87)	
Sym	5	1.7	566	33	-	-	5	32.5	
Sym	6	1.7	815	16	-	-	4	32.3	
Sym	6	1.7	9'360	1.4	-	-	5	32.3	
Nord	3	1.5	252	29	-	-	6	26.0	
Nord	3	1.6	462	16	-	-	6	25.8	
Nord	3	1.8	8'540	0.9	-	-	6	25.7	
Süd	7	2.0	803	87	-	-	5	23.2	
Süd	8	2.1	1'002	48	-	-	5	23.0	
Süd	7	2.0	10'600	3.2	-	-	5	23.5	
Sym	5	1.7	552	30	50	20	5	32.5	● ——
Sym	6	1.7	780	14	81	25	4	32.4	
Sym	6	1.7	1'510	7.3	78	29	4	32.4	
Nord	3	1.8	232	29	30	19	5	26.2	
Nord	3	1.7	333	20	48	18	6	25.9	■ ——
Nord	3	1.8	835	10	76	12	10	25.2	
Süd	7	2.0	917	54	64	21	5	23.1	
Süd	7	2.0	1'490	39	89	32	5	22.7	▲ - - -
Süd	7	2.0	4'690	14	50	35	5	22.6	

Sondierung MRT E3

Zentrum: ca. 50 m oberhalb des Bohrlochs 2/1987 im übernächsten Graben. Höhe: ca. 2680 m ü M

Profilrichtung: Hangparallel; von Westsüdwest nach Ostnordost

Profillänge: West: 94 m

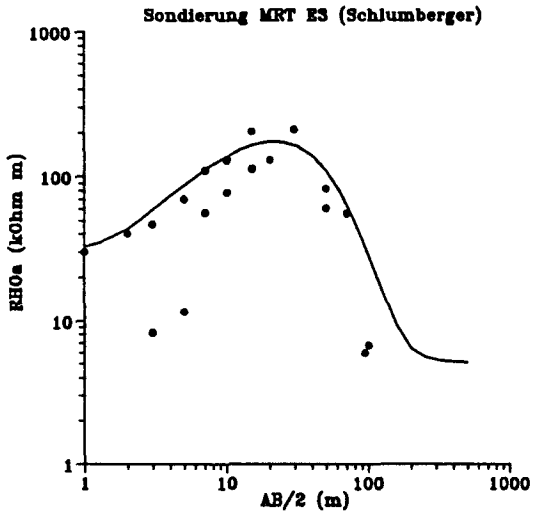
Ost: 150 m

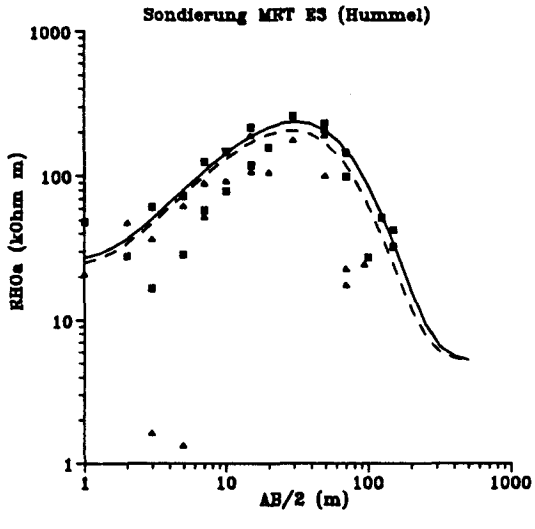
Unendlichelektrode: Nord (Marguns)

Westsüdwestteil: Er führt unterhalb des grossen Blockes (15 m, 20 m) horizontal zum Schneefeld (50 m) zwischen zwei Rücken (70 m). Danach gehts weiter ins Schneefeld zwischen Blockgletscher I und II. Bei 94 m konnte die Primärelektrode auf einem von Schnee umgebenen Stein angeschlossen werden. Weiter westwärts verhinderte die Schneedecke eine Verlängerung des Profils.

Ostnordostteil: Zunächst traversiert das Profil den Trog, in welchem das Zentrum des Profils liegt, um dann über den leicht ausgeprägten Rücken (30 m), ca. 15 m vom Bohrloch von 1975 (Barsch 1977) entfernt, in einen ersten, schneegefüllten Graben (50 m) weiterzuführen. Über einen nächsten (schneefreien) Rücken gehts dann in den schneegefüllten Graben, über den letzten Rücken zum grossen, perennierenden Schneeflecken (70 m) und anschliessend den steilen Abhang hoch (150 m).

Murtèl	Schicht 1		Teil A Schicht 2 Teil B				Schicht 3	Error
MRT E3	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	(Resist87)
Sym	29	1.3	383	14	-	-	3	15.3
Sym	28	1.4	708	7.6	-	-	4	14.9
Sym	30	1.6	10'290	0.5	-	-	4	14.7
Ost	26	1.3	241	38	-	-	5	7.9
Ost	26	1.3	882	20	-	-	5	7.7
Ost	36	1.9	1'830	8.8	-	-	25	8.8
West	22	1.2	330	23	-	-	5	15.1
West	24	1.5	802	9.4	-	-	5	14.4
West	23	1.7	8'320	0.4	-	-	5	16.4
Sym	**30**	**1.3**	**309**	**13**	**39**	**29**	**5**	**18.7**
Sym	28	1.3	597	8.1	30	16	4	15.1
Sym	29	1.4	1'000	4.8	33	20	4	15.6
Ost	24	1.3	319	23	57	41	5	7.4
Ost	**25**	**1.4**	**757**	**10**	**51**	**51**	**5**	**7.7**
Ost	22	1.5	2'170	2.7	87	43	5	7.7
West	24	1.5	291	16	67	9.2	8	14.2
West	**23**	**1.4**	**790**	**7.6**	**44**	**47**	**5**	**14.7**
West	22	1.2	473	12	61	32	5	14.8





Sondierung MRT E4

Zentrum: 70 m unterhalb des Bohrlochs 2/1987, auf dem zweiten Rücken im zentralen Teil des Blockgletschers.

Profilrichtung: hangparallel, von Westsüdwesten nach Ostsnordosten.

Profillänge: West: 130 m

Ost: 130 m

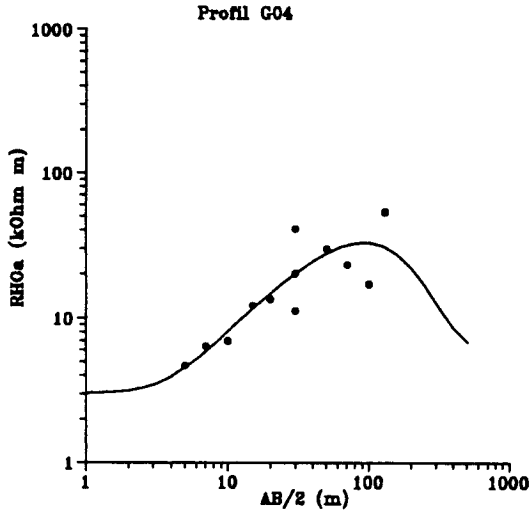
Unendlichelektrode: Nord (Marguns)

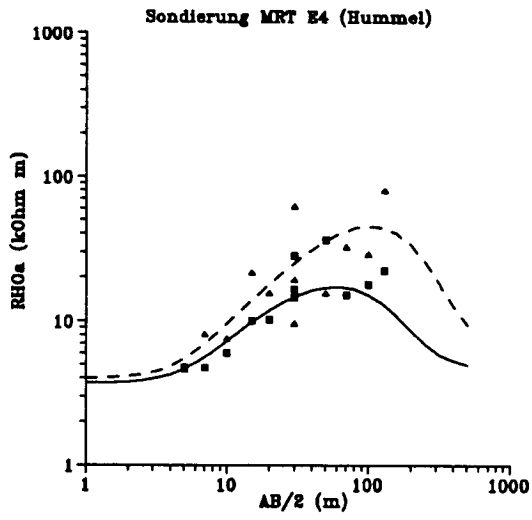
Westsüdwestteil: Vom Zentrum verläuft das Profil zunächst horizontal, bis es bei ca 40 m zu einem schneegefüllten Graben abtaucht (50 m). Danach übersteigt es einen Rücken (70 m), um dann ins Schneefeld zwischen den beiden Blockgletschern zu gelangen. Von da zu einem grossen Block unterhalb des Blockgletschers II (130 m).

Ostnordostteil: Zunächst verläuft das Profil auf dem Rücken mit dem Zentrum. Nach ca. 30 m fällt es in einen mit Schnee gefüllten Graben, steigt auf einen breiten Rükken (50 m, 70 m) und anschliessend über das Randtäli (schneegefüllt) zum Gegenhang (100 m), hinauf auf die Skipiste (130 m). Dort endet das Profil fast am selben Ort wie Profil MRT E1, nämlich in der Mitte zwischen den beiden Kurven der Skipiste.

Murtèl	*Schicht 1*		*Teil A*	*Schicht 2*	*Teil B*		*Schicht 3*	*Error*	
MRT E4	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*(Resist87)*	
Sym	*4*	*3.4*	*48*	*34*	-	-	*5*	*9.2**	
Sym	*4*	*4.7*	*157*	*16*	-	-	*11*	*13.2**	
Sym	*4*	*4.7*	*460*	*11*	-	-	*6*	*9.3**	
Ost	*6*	*4.2*	*37*	*26*	-	-	*5*	*20.0**	
Ost	*4*	*3.8*	*41*	*17*	-	-	*3*	*15.8**	
Ost	*4*	*5.0*	*190*	*4.7*	-	-	*6*	*19.7**	
West	*4*	*3.3*	*43*	*99*	-	-	*10*	*11.0**	
West	*4*	*3.9*	*117*	*48*	-	-	*7.4*	*14.7**	
West	*4*	*3.8*	*413*	*13*	-	-	*11*	*14.8**	
Sym	*4*	*4.1*	*77*	*27*	*26*	*51*	*5.8*	*13.7**	
Sym	*3*	*3.4*	*90*	*21*	*81*	*16*	*5.5*	*13.4**	● ——
Sym	*3*	*4.2*	*747*	*3.7*	*64*	*9.2*	*4.9*	*13.5**	
Ost	*2*	*3.0*	*91*	*14*	*59*	*10*	*5.1*	*10.9**	
Ost	*4*	*4.3*	*40*	*10*	*19*	*39*	*4.7*	*20.2**	■ ——
Ost	*4*	*4.9*	*129*	*6.3*	*24*	*50*	*10.1*	*10.8**	
West	*4*	*4.0*	*207*	*21*	*50*	*12*	*6.8*	*14.9**	▲ - - -
West	*3*	*3.0*	*433*	*11*	*81*	*10*	*5.4*	*14.9**	
West	*3*	*3.2*	*1'240*	*5.0*	*75*	*19*	*5.0*	*15.1**	

* Unterschiedliche Interpretation durch Einbezug resp. Weglassen von Ausreissern.





Sondierung MRT E5

Zentrum: ca. 50 m westlich des Bohrlochs 2/1987 auf einem randlichen Rücken; 2670 m ü M.

Profilrichtung: Parallel zur zentralen Fliesslinie; von Norden nach Süden

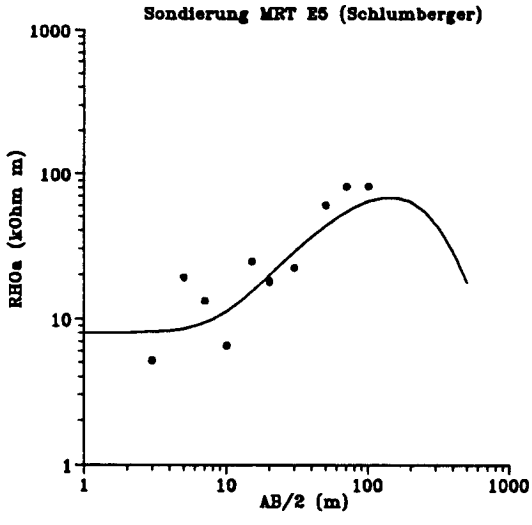
Profillänge: Süd: 100 m

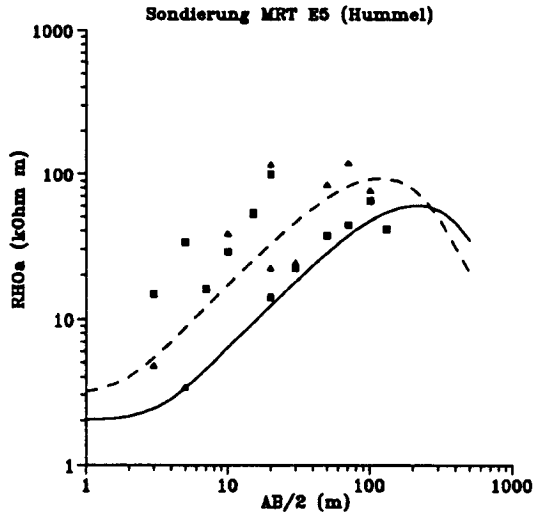
Nord: 130 m

Unendlichelektrode: West (Chastelets)

Südteil: Auf den in diesem Bereich beinahe der Fallinie folgenden Rücken bergwärts, zwischen dem Schnee in einem Graben und dem schneebedecktem Feld zwischen den beiden Blockgletschern (30 m) hinauf, auf die Höhe des grossen Blockes (70 m) und weiter bis auf eine Höhe von ca. 2790 m ü M.

Nordteil: Vom Zentrum aus auf den randlichen Rücken talwärts bis zu einem markanten, grossen Block, welcher direkt auf der Blockgletscherstirn sitzt.





Murtèl	Schicht 1		Teil A Schicht 2 Teil B				Schicht 3	Error
MRT E5	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	(Resist87)
Sym	9	7.2	394	43	-	-	11	17.9*
Sym	5	4.8	905	28	-	-	10	9.4*
Sym	5	4.9	10'380	2.1	-	-	10	9.7*
Nord	7	6.1	78	110	-	-	10	8.2*
Nord	6	7.1	374	16	-	-	5	7.1*
Nord	2	3.8	1'940	15	-	-	5	14.1*
Süd	10	6.0	157	156	-	-	5	16.6*
Süd	10	6.3	248	65	-	-	5	15.9*
Süd	3	1.7	1'160	11	-	-	5	21.8*
Sym	9	7.4	438	32	119	12	11	17.9*
Sym	8	7.7	1'000	8.7	103	21	5	9.8*
Sym	9	8.0	2'320	9.3	101	10	10	17.7*
Nord	6	6.6	138	21	102	28	5	9.3*
Nord	2	3.1	307	21	218	35	6	14.3*
Nord	2	3.5	1'400	11	105	16	5	14.1*
Süd	4	1.9	331	25	88	27	10	25.0*
Süd	3	1.7	520	18	140	20	11	24.9*
Süd	4	1.9	1'710	6.7	79	15	10	24.8*



* Unterschiedliche Interpretation durch Einbezug resp. Weglassen von Ausreissern.

Blockgletscher Muragl

Sondierung MGL E1

Zentrum: Zentrale Fliesslinie, am Ausgang des Kars. Höhe: 2'710 m ü. M.

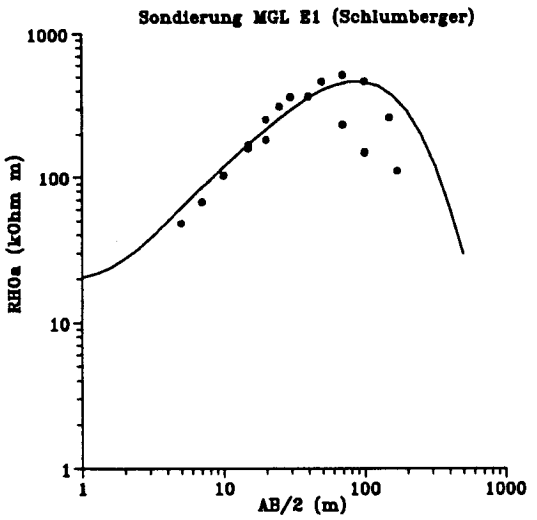
Profilrichtung: Fliessrichtung, Nordost - Südwest

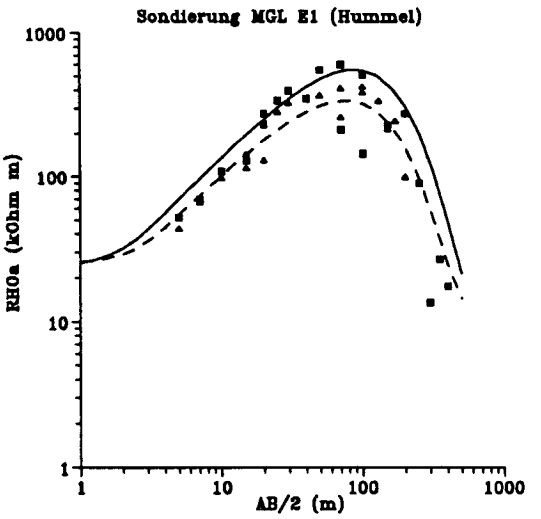
Profillänge: Nordost: 400 m

Südwest: 200 m

Unendlichelektrode: West

Muragl	*Schicht 1*		*Teil A* *Schicht 2*		*Teil B*		*Schicht 3*	*Error*
MGL E1	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*(Resist87)*
Sym	*28*	*2.1*	*807*	*64*	-	-	*10*	*9.9*
Sym	*27*	*2.0*	*1'070*	*46*	-	-	*10*	*10.5*
Sym	*26*	*2.2*	*12'560*	*3.8*	-	-	*10*	*9.2*
Nordost	*16*	*1.4*	*649*	*47*	-	-	*10*	*12.0*
Nordost	*15*	*1.3*	*940*	*32*	-	-	*9*	*11.1*
Nordost	*18*	*1.7*	*1'920*	*16*	-	-	*9*	*10.5*
Südwest	*31*	*1.9*	*1'090*	*50*	-	-	*9*	*18.0*
Südwest	*17*	*1.2*	*2'240*	*25*	-	-	*9*	*17.5*
Südwest	*29*	*2.0*	*7'530*	*7.5*	-	-	*10*	*17.5*
Sym	*16*	*1.2*	*1'240*	*24*	*635*	*31*	*10*	*9.7*
Sym	*19*	*1.5*	*1'680*	*21*	*218*	*79*	*10*	*9.6*
Sym	*19*	*1.6*	*3'120*	*10.1*	*270*	*72*	*10*	*9.5*
Nordost	*27*	*1.8*	*1'810*	*18*	*974*	*24*	*9*	*17.6*
Nordost	*24*	*1.7*	*3'980*	*13*	*96*	*53*	*9*	*17.6*
Nordost	*24*	*1.7*	*4'970*	*9.8*	*190*	*41*	*9*	*17.5*
Südwest	*25*	*2.2*	*865*	*18*	*458*	*34*	*10*	*11.6*
Südwest	*20*	*1.9*	*1'240*	*13*	*553*	*27*	*10*	*11.0*
Südwest	*18*	*1.7*	*2'700*	*8.7*	*168*	*45*	*10*	*10.7*





Sondierung MGL E2

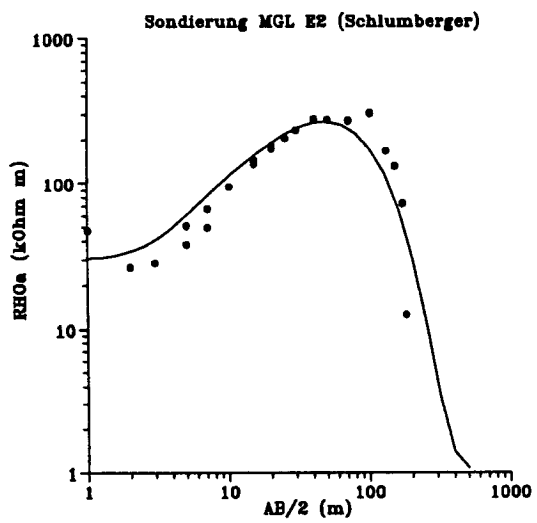
Zentrum: Kurvenbereich, Mitte Blockgletscher. Höhe: 2'653 m ü. M.

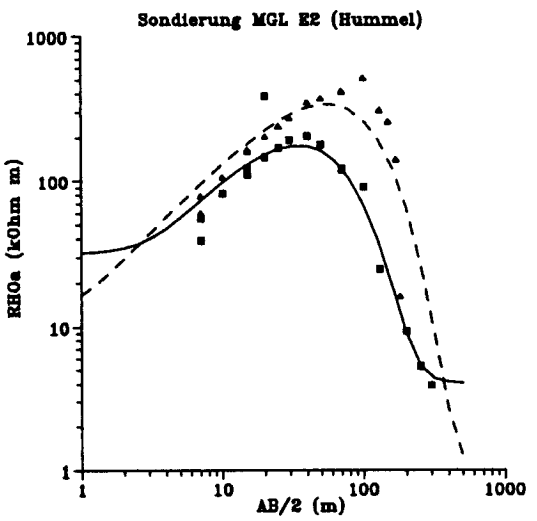
Profilrichtung: Nordwest-Südost

Profillänge: Nordwest: 300 m

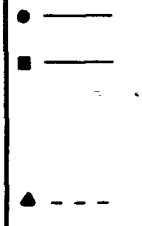
Südost : 180 m

Unendlichelektrode: Südwest





Muragl	Schicht 1		Teil A Schicht 2		Teil B		Schicht 3	Error
MGL E2	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	d [m]	ρ [kΩm]	(Resist87)
Sym	30	2.1	468	32	-	-	1	16.5
Sym	29	2.3	813	19	-	-	1	16.5
Sym	32	2.7	1'780	8.7	-	-	1	16.4
Nordwest	30	2.1	225	35	-	-	2	9.3
Nordwest	30	2.8	464	16	-	-	4	5.4
Nordwest	33	2.5	297	25	-	-	3	6.2
Südost	32	1.9	500	42	-	-	1	25.3
Südost	30	2.0	1'120	20	-	-	2	24.4
Südost	31	2.3	10'540	2.1	-	-	1	24.4
Sym	27	2.1	791	17	92	18	1	16.6
Sym	29	2.3	897	9.7	703	9.6	1	16.5
Sym	**30**	**2.4**	**1'260**	**10**	**107**	**24**	**1**	**16.5**
Nordwest	**32**	**2.7**	**579**	**10**	**79**	**20**	**4**	**5.6**
Nordwest	22	2.1	538	8.2	359	8	4	6.4
Nordwest	33	3.0	799	7.6	677	21	4	5.5
Südost	**12**	**0.8**	**941**	**17**	**353**	**19**	**1**	**24.6**
Südost	22	1.5	2'180	7.1	404	18	1	24.5
Südost	21	1.5	3'190	6.1	88	25	1	24.6



Sondierung MGL E3

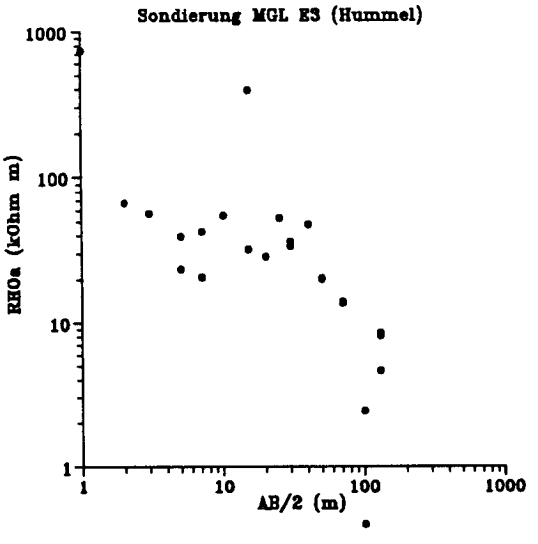
Zentrum: Unterer Teil des Blockgletschers. Höhe: 2'574 m ü. M.

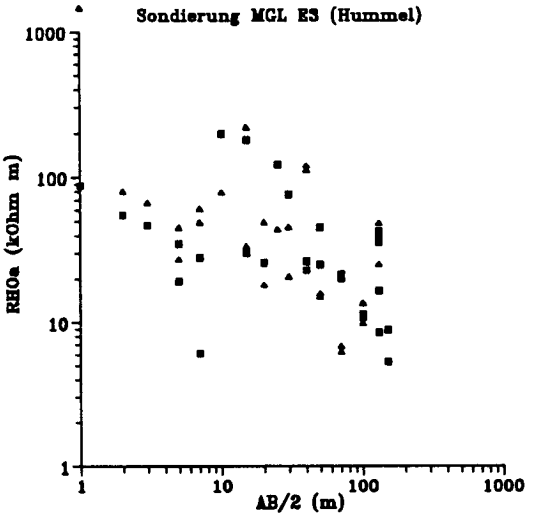
Profilrichtung: Westnordwest-Ostsüdost

Profillänge: Westnordwest: 150 m

Ostsüdost : 130 m

Unendlichelektrode: Nord





Blockgletscher Suvretta

Sondierung SUV E1

Zentrum: Im Kar, ca. 50 m hinter dem Geländeknick, der zum Steilhang überleitet. Höhe: 2'624 m ü. M.

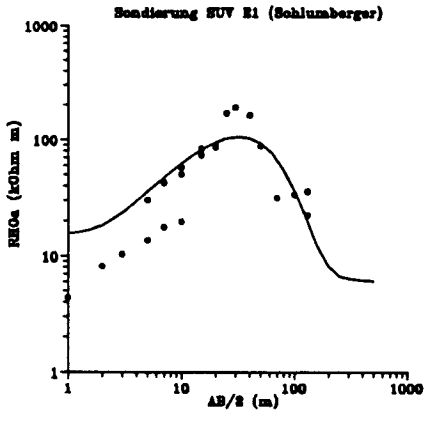
Profilrichtung: hangparallel, von Nordwest nach Südost.

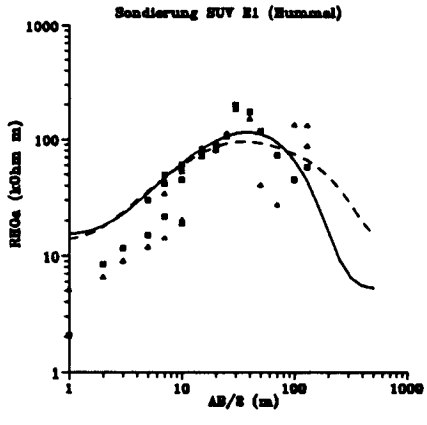
Profillänge: Nordwest: 130 m
Südost: 130 m

Unendlichelektrode: Nord

Suvretta	*Schicht 1*		*Teil A*	*Schicht 2*	*Teil B*		*Schicht 3*	*Error*	
SUV E1	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*(Resist87)*	
Sym	*15*	*1.7*	*183*	*22*	-	-	*5*	*14.7*	
Sym	*14*	*1.7*	*363*	*10*	-	-	*8*	*13.5*	
Sym	*15*	*2.0*	*9'990*	*0.4*	-	-	*5*	*13.6*	
Nordwest	*15*	*1.9*	*175*	*35*	-	-	*5*	*11.6*	
Nordwest	*14*	*1.8*	*273*	*22*	-	-	*6*	*10.9*	
Nordwest	*15*	*2.2*	*549*	*11*	-	-	*5*	*10.7*	
Südost	*13*	*1.6*	*219*	*52*	-	-	*10*	*5.9**	
Südost	*11*	*1.3*	*267*	*11*	-	-	*1*	*13.1**	
Südost	*13*	*1.5*	*124*	*60*	-	-	*8*	*21.1**	
Sym	*16*	*2.0*	*520*	*5.9*	*34*	*29*	*5*	*13.8*	
Sym	*15*	*1.9*	*325*	*9.0*	*80*	*13*	*6*	*13.8*	● ——
Sym	*15*	*1.8*	*255*	*9.6*	*159*	*9.4*	*5*	*13.9*	
Nordwest	*15*	*2.0*	*532*	*5.3*	*81*	*41*	*5*	*11.0*	■ ——
Nordwest	*15*	*2.0*	*194*	*15*	*167*	*20*	*5*	*11.4*	
Nordwest	*14*	*2.1*	*1'020*	*3.8*	*44*	*64*	*5*	*10.6*	
Südost	*13*	*1.8*	*438*	*13*	*127*	*43*	*5*	*5.0**	
Südost	*13*	*1.5*	*195*	*8.9*	*73*	*101*	*11*	*19.9**	▲ - - -
Südost	*13*	*2.0*	*637*	*12*	*85*	*39*	*5*	*4.9**	

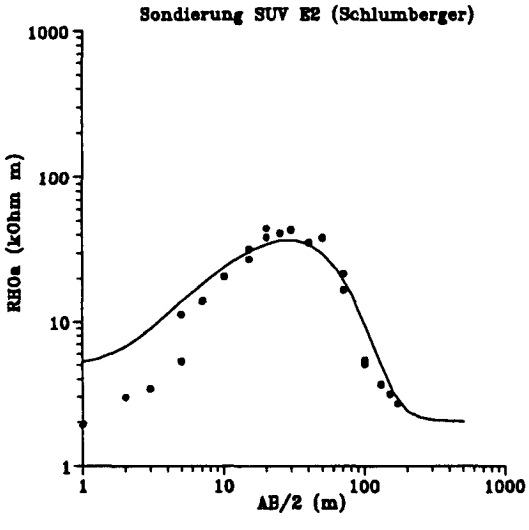
* Unterschiedliche Interpretation durch Einbezug resp. Weglassen von Ausreissern.

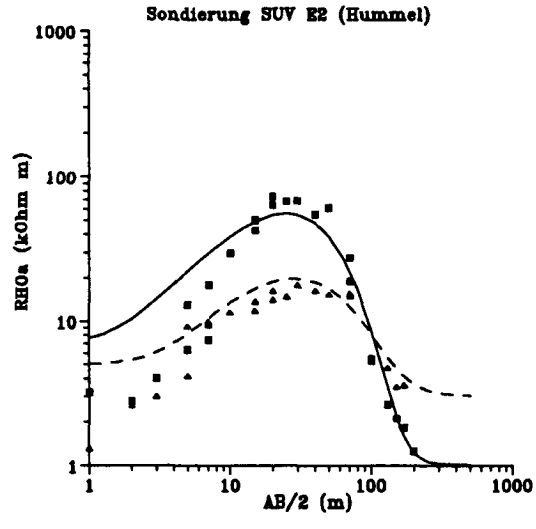




Sondierung SUV E2

Zentrum: Unterhalb des Steilhanges auf einer Höhe von 2'440 m ü. M.
Profilrichtung: In Fliessrichtung von Nord nach Süd.
Profillänge: Nord: 200 m
Süd: 170 m
Unendlichelektrode: West





Suvretta	*Schicht 1*		*Teil A* *Schicht 2* *Teil B*				*Schicht 3*	*Error*	
SUV E2	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*(Resist87)*	
Sym	*5*	*1.6*	*74*	*16*	-	-	*2*	*10.2*	
Sym	*5*	*1.5*	*128*	*9.7*	-	-	*2*	*9.2*	
Sym	*5*	*1.7*	*250*	*4.9*	-	-	*2*	*9.0*	
Nord	*6*	*1.1*	*96*	*17*	-	-	*1*	*14.4*	
Nord	*6*	*1.4*	*221*	*7.6*	-	-	*1*	*12.9*	
Nord	*7*	*1.6*	*713*	*2.4*	-	-	*1*	*12.7*	
Süd	*6*	*2.7*	*25*	*29*	-	-	*2*	*5.1*	
Süd	*6*	*3.8*	*39*	*17*	-	-	*3*	*4.8*	
Süd	*5*	*3.7*	*952*	*0.7*	-	-	*3*	*5.5*	
Sym	*5*	*1.6*	*172*	*5.1*	*28*	*13*	*2*	*9.5*	
Sym	*5*	*1.6*	*112*	*8.5*	*24*	*12*	*2*	*9.6*	● ——
Sym	*5*	*1.7*	*506*	*2.0*	*15*	*15*	*2*	*9.3*	
Nord	*6*	*1.4*	*166*	*7.1*	*74*	*6.8*	*1*	*13.2*	
Nord	*6*	*1.4*	*170*	*7.8*	*37*	*9.8*	*1*	*13.3*	
Nord	*7*	*1.4*	*247*	*5.1*	*38*	*11*	*1*	*13.2*	■ ——
Süd	*5*	*2.8*	*75*	*4.0*	*17*	*24*	*3*	*5.8*	▲ - - -
Süd	*5*	*2.2*	*28*	*9.6*	*20*	*23*	*3*	*5.6*	
Süd	*5*	*2.3*	*26*	*14*	*24*	*14*	*3*	*5.2*	

Sondierung SUV E3

Zentrum: Auf dem Zungenbereich des Blockgletschers, ca. 50 m südlich der Stirn.

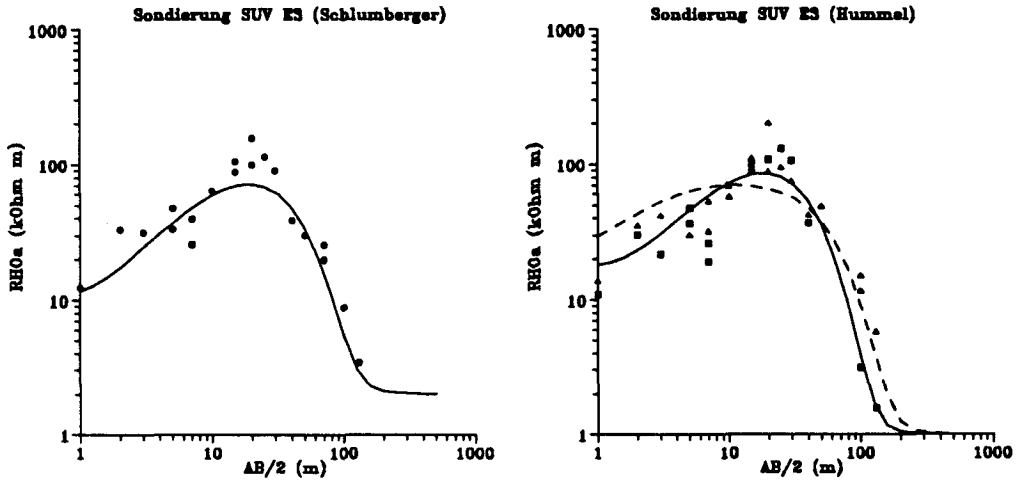
Profilrichtung: In Fliessrichtung von Nord nach Süd.

Profillänge: Nord: 130 m
Süd: 130 m

Unendlichelektrode: West

Suvretta	*Schicht 1*		*Teil A*	*Schicht 2*	*Teil B*		*Schicht 3*	*Error*	
SUV E3	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*(Resist87)*	
Sym	*11*	*0.9*	*77*	*20*	-	-	*1*	*11.1*	
Sym	*10*	*0.9*	*102*	*17*	-	-	*1*	*9.9*	
Sym	*11*	*1.2*	*169*	*9.8*	-	-	*2*	*9.0*	
Nord	*17*	*1.2*	*121*	*14*	-	-	*1*	*16.0*	
Nord	*15*	*1.2*	*195*	*9.7*	-	-	*1*	*15.1*	
Nord	*18*	*1.7*	*484*	*3.9*	-	-	*1*	*15.1*	
Süd	*30*	*0.8*	*72*	*27*	-	-	*1*	*9.7*	
Süd	*39*	*3.0*	*106*	*17*	-	-	*3*	*11.8*	
Süd	*30*	*2.6*	*1'230*	*1.3*	-	-	*5*	*14.0*	
Sym	*13*	*1.3*	*120*	*8.6*	*68*	*8.4*	*2*	*9.7*	
Sym	***10***	***1.1***	***220***	***5.1***	***45***	***12***	***2***	***9.1***	● ——
Sym	*12*	*1.4*	*449*	*2.6*	*38*	*13*	*2*	*9.0*	
Nord	*17*	*1.3*	*148*	*5.4*	*117*	*8.4*	*1*	*15.6*	
Nord	*17*	*1.5*	*237*	*6.1*	*49*	*9.1*	*1*	*15.2*	■ ——
Nord	*18*	*1.7*	*487*	*2.9*	*47*	*10*	*1*	*15.3*	
Süd	***22***	***0.6***	*82*	*5.7*	*61*	*25*	*1*	*9.1*	▲ - - -
Süd	*31*	*0.9*	*75*	*11*	*63*	*18*	*1*	*9.7*	
Süd	*23*	*0.8*	*127*	*2.6*	*59*	*28*	*1*	*9.6*	

* Unterschiedliche Interpretation durch Einbezug resp. Weglassen von Ausreissern.



Pontresina-Schafberg

Sondierung SFB E1

Zentrum: Bohrloch 1/1990

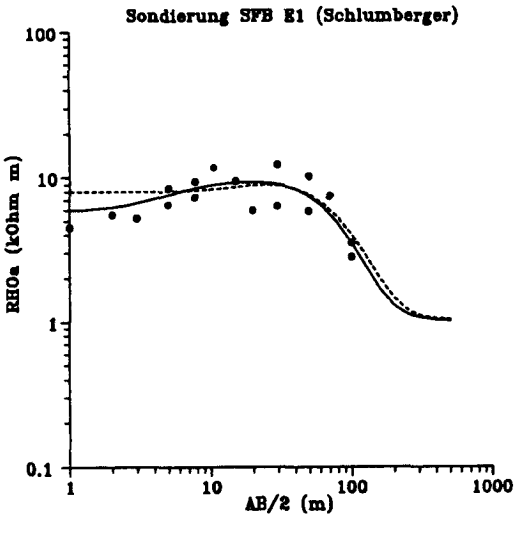
Profilrichtung: In Fliessrichtung der Permafroststruktur.

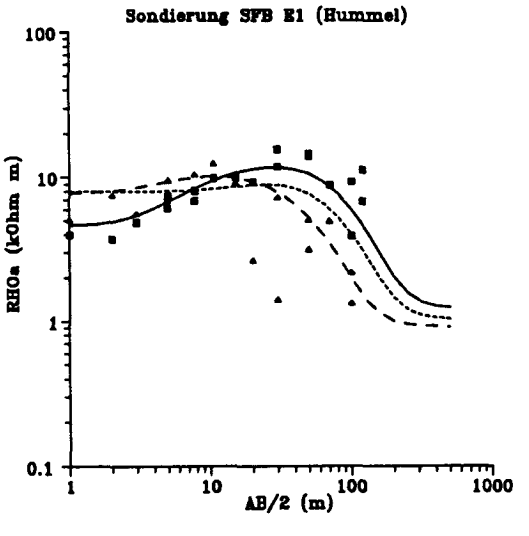
Profillänge: Nord: 120 m

Süd: 120 m

Unendlichelektrode: West

In den Grafiken ist mit kurz gestrichelter Linie die theoretische Sondierkurve gegeben, welche bei homogenem, planparallelem Aufbau des Untergrundes aufgrund des Resistivity-Log der Bohrlochgeophysik zu erwarten wäre.



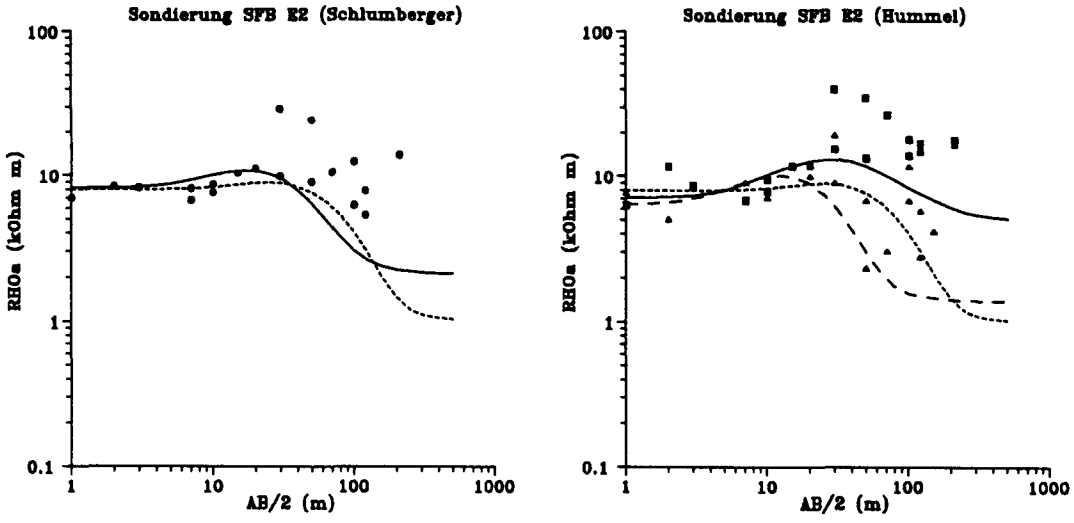


Ursina	*Schicht 1*		*Teil A* *Schicht 2* *Teil B*				*Schicht 3*	*Error*
SFB E1	ρ *[kΩm]*	*d [m]*	ρ *[kΩm]*	*d [m]*	ρ *[kΩm]*	*d [m]*	ρ *[kΩm]*	*(Resist87)*
Sym	*6*	*1.5*	*9.1*	*41*	-	-	*1*	*8.6**
Sym	*6*	*4.3*	*14*	*23*	-	-	*1*	*11.2**
Sym	*3*	*1.1*	*18*	*16*	-	-	*2*	*10.6**
Nord	*4*	*1.7*	*12*	*48*	-	-	*1*	*8.5**
Nord	*5*	*2.5*	*14*	*30*	-	-	*3*	*8.1**
Nord	*3*	*1.8*	*24*	*16*	-	-	*3*	*8.2**
Süd	*7*	*0.9*	*10*	*27*	-	-	*1*	*7.6**
Süd	*7*	*3.6*	*46*	*3.0*	-	-	*3*	*9.4**
Süd	*3*	*1.1*	*17*	*13*	-	-	*2*	*11.1**
Sym	*6*	*2.8*	*22*	*2.8*	*8*	*34*	*1*	*9.7**
Sym	***6***	***1.9***	***10***	***16***	***9***	***22***	***1***	***9.1****
Nord	*4*	*1.3*	*12*	*22*	*13*	*22*	*1*	*8.7**
Nord	*4*	*2.0*	*22*	*3.3*	*12*	*41*	*1*	*8.9**
Nord	***5***	***2.3***	***14***	***18***	***10***	***31***	***1***	***8.4****
Süd	***8***	***1.8***	***11***	***11***	***6***	***22***	***1***	***7.2****
Süd	*8*	*2.0*	*13*	*11*	*5*	*28*	*1*	*7.3**
Süd	*7*	*2.4*	*36*	*1.5*	*7*	*29*	*1*	*6.9**

* Unterschiedliche Interpretation durch Einbezug resp. Weglassen von Ausreissern.

Sondierung SFB E2

Zentrum: Bohrloch 1/1990
Profilrichtung: Entlang der Materialtransportseilbahn
Profillänge: Ost: 210 m
West: 210 m
Unendlichelektrode: Nord



In den Grafiken ist mit kurz gestrichelter Linie die theoretische Sondierkurve gegeben, welche bei homogenem, planparallelem Aufbau des Untergrundes aufgrund des Resistivity-Log der Bohrlochgeophysik zu erwarten wäre.

Ursina	*Schicht 1*		*Teil A*	*Schicht 2*	*Teil B*		*Schicht 3*	*Error*
SFB E2	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*(Resist87)*
Sym	*8*	*2.4*	*12*	*20*	-	-	*2*	*9.3**
Sym	*5*	*2.9*	*17*	*12*	-	-	*3*	*9.4**
Sym	*8*	*4.8*	*17*	*13*	-	-	*2*	*8.6**
Ost	*6*	*3.5*	*24*	*12*	-	-	*6*	*6.9**
Ost	*7*	*4.0*	*17*	*21*	-	-	*6*	*4.7**
Ost	*7*	*3.3*	*16*	*28*	-	-	*5*	*5.5**
West	*5*	*2.4*	*16*	*13*	-	-	*4*	*15.9**
West	*7*	*2.4*	*14*	*10*	-	-	*1*	*19.6**
Sym	*8*	*4.7*	*16*	*9.3*	*5*	*17*	*2*	*9.3**
Sym	*8*	*4.6*	*15*	*12*	*3*	*21*	*2*	*9.2**
Sym	*8*	*6.7*	*48*	*2.9*	*5*	*20*	*2*	*9.1**
Ost	*7*	*3.9*	*18*	*18*	*8*	*43*	*4*	*6.9**
Ost	*7*	*4.7*	*41*	*4.9*	*8*	*125*	*2*	*6.1**
Ost	*7*	*4.1*	*18*	*16*	*8*	*47*	*5*	*5.4**
West	*6*	*2.7*	*16*	*8.1*	*2*	*13*	*1*	*19.7**
West	*7*	*3.8*	*44*	*2.8*	*2*	*17*	*1*	*19.5**

* Unterschiedliche Interpretation durch Einbezug resp. Weglassen von Ausreissern.

Sondierung SFB E3

Zentrum: Bohrloch 2/1990

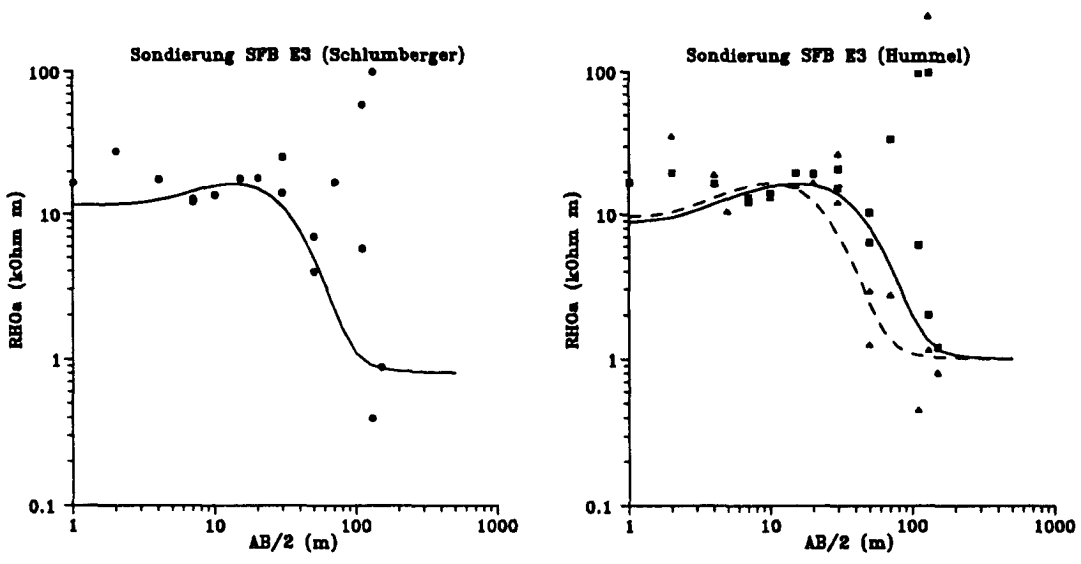
Profilrichtung: In Fliessrichtung der Permafroststruktur, in den Steilhang hinein.

Profillänge: Ost: 150 m
West: 150 m

Unendlichelektrode: Süd

Ursina	*Schicht 1*		*Teil A* *Schicht 2* *Teil B*				*Schicht 3*	*Error*
SFB E3	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*(Resist87)*
Sym	*10*	*2.6*	*23*	*12*	-	-	*1*	*5.0**
Sym	*12*	*1.7*	*17*	*17*	-	-	*1*	*6.6**
Ost	*10*	*2.9*	*25*	*14*	-	-	*1*	*3.9**
Ost	*12*	*2.5*	*20*	*29*	-	-	*1*	*5.1**
Ost	*10*	*5.6*	*29*	*31*	-	-	*1*	*29.1**
West	*11*	*1.8*	*19*	*10*	-	-	*1*	*12.1**
West	*10*	*2.5*	*31*	*6.3*	-	-	*1*	*12.2**
West	*10*	*3.0*	*57*	*3.3*	-	-	*1*	*12.1**
Sym	*8*	*2.5*	*44*	*4.5*	*6*	*20*	*1*	*5.8**
Sym	*12*	*3.6*	*26*	*7.5*	*8*	*10*	*1*	*5.4**
Ost	*8*	*2.5*	*45*	*4.7*	*8*	*24*	*1*	*4.4**
Ost	*8*	*1.8*	*20*	*16*	*9*	*9*	*1*	*5.1**
West	*10*	*1.9*	*25*	*7.2*	*4*	*7*	*1*	*12.8**
West	*10*	*2.8*	*47*	*3.5*	*3*	*13*	*1*	*13.2**

* Unterschiedliche Interpretation durch Einbezug resp. Weglassen von Ausreissern.



Sondierung SFB E4

Zentrum: Bohrloch 2/1990

Profilrichtung: Hangparallel

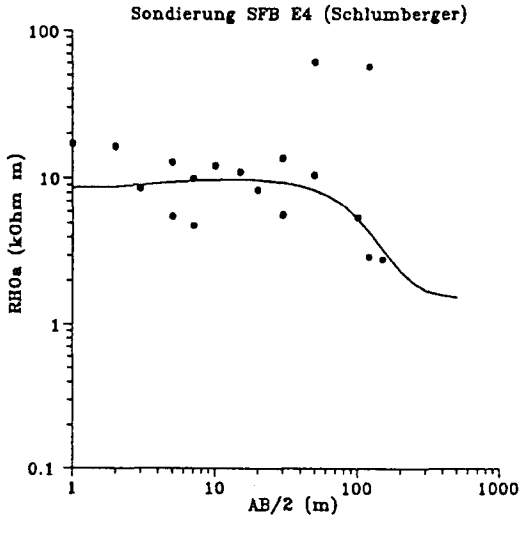
Profillänge: Nord: 150 m

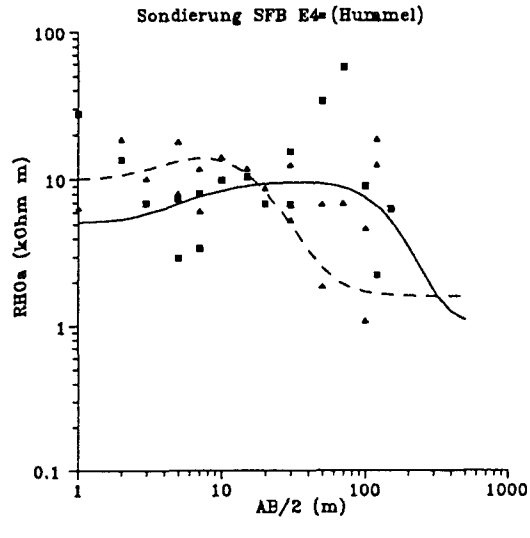
Süd: 150 m

Unendlichelektrode: West

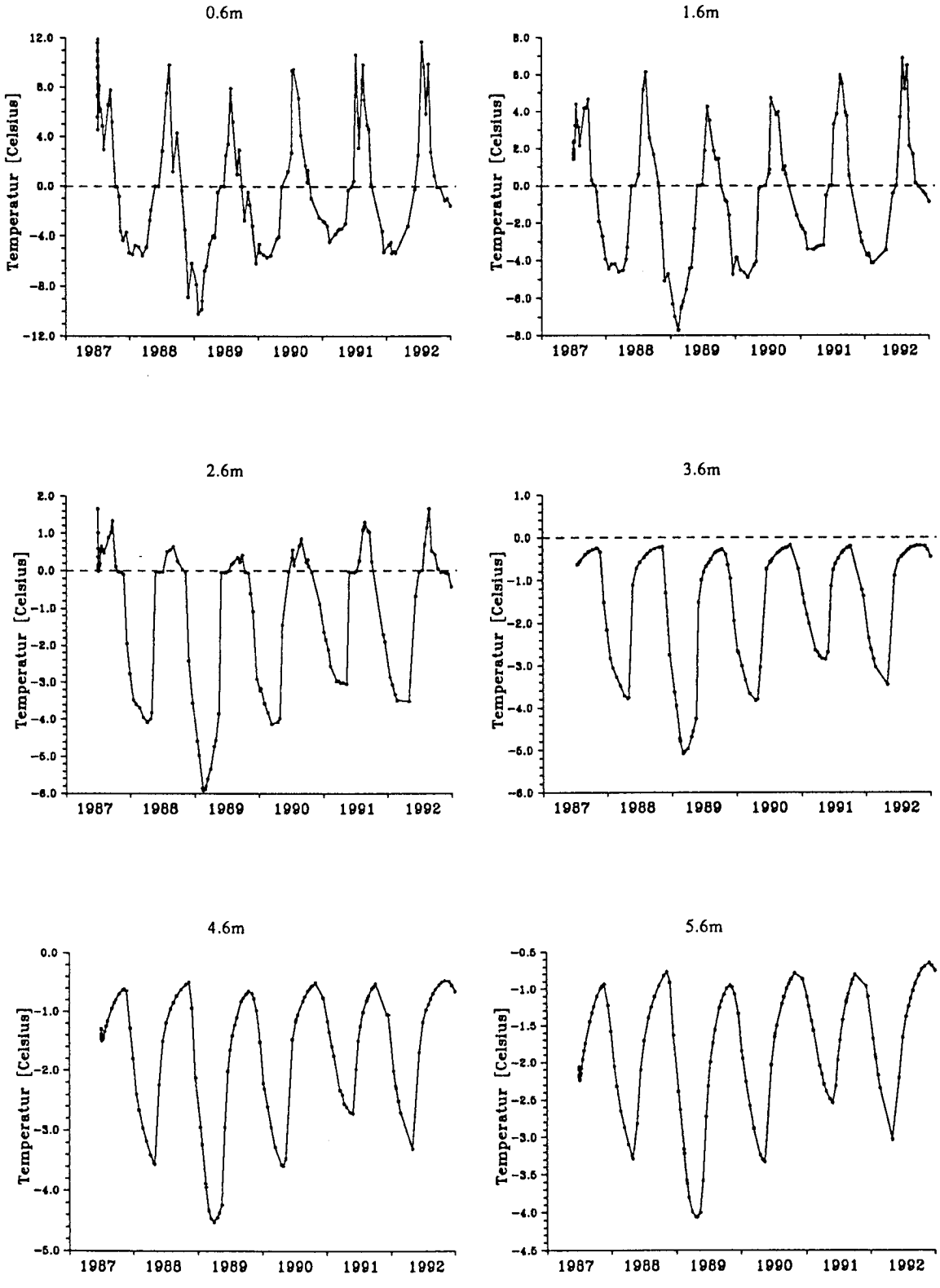
Ursina	*Schicht 1*		*Teil A* *Schicht 2* *Teil B*				*Schicht 3*	*Error*	
SFB E4	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*d [m]*	*ρ [kΩm]*	*(Resist87)*	
Sym	*8*	*1.9*	*9.7*	*53*	-	-	*1*	*8.5**	
Nord	*6*	*3.4*	*10*	*66*	-	-	*1*	*7.6**	
Nord	*6*	*3.9*	*40*	*2.4*	-	-	*4*	*7.1**	
Süd	*11*	*1.6*	*16*	*8.4*	-	-	*2*	*6.8**	
Süd	*8*	*2.5*	*55*	*2.2*	-	-	*2*	*6.5**	
Sym	*9*	*2.8*	*11*	*7.9*	*8*	*53*	*1*	*7.8**	
Sym	*9*	*1.9*	*10*	*9.5*	*9*	*41*	*2*	*8.4**	● ——
Nord	*6*	*2.0*	*8.5*	*26*	*14*	*27*	*2*	*6.4**	
Nord	*5*	*2.0*	*10*	*9.3*	*10*	*64*	*1*	*7.1**	■ ——
Süd	*10*	*1.9*	*21*	*4.4*	*5*	*10*	*2*	*7.5**	▲ - - -
Süd	*10*	*2.1*	*34*	*2.2*	*6*	*12*	*2*	*8.0**	

* Unterschiedliche Interpretation durch Einbezug resp. Weglassen von Ausreissern.

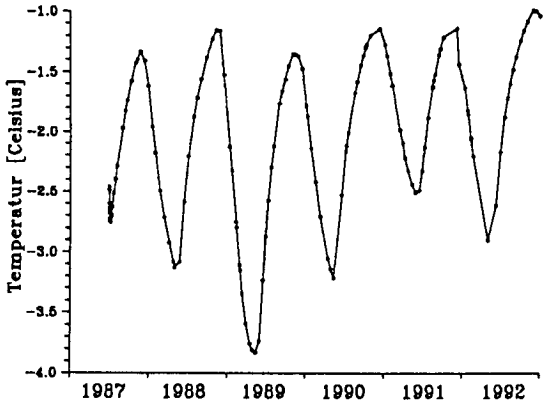




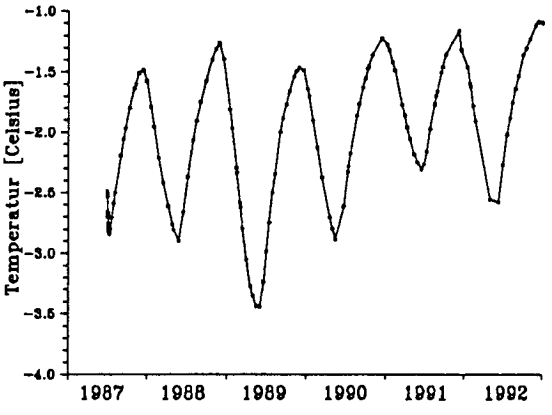
Temperaturreihen im Bohrloch 2/1987 (Murtèl-Corvatsch)



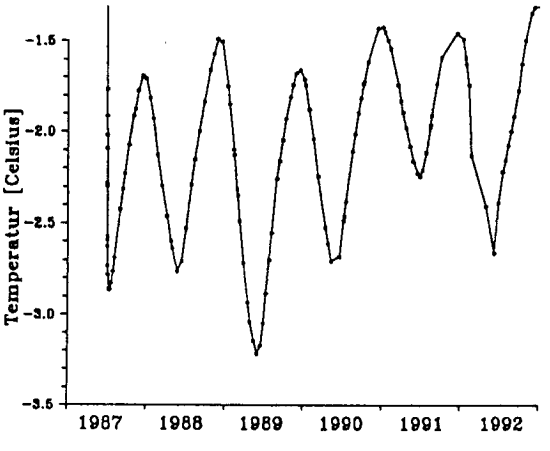
6.6m



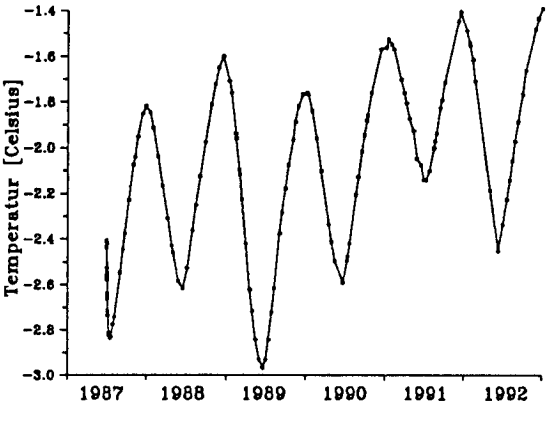
7.6m



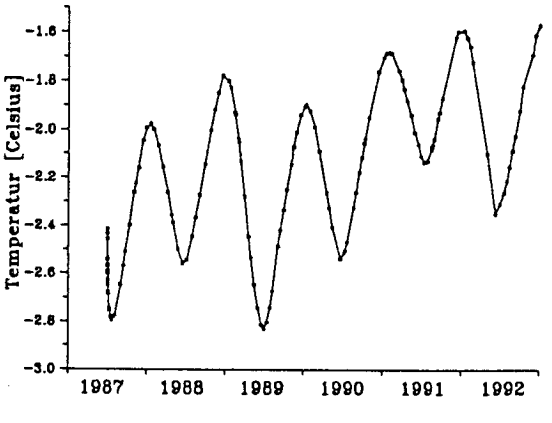
8.6m



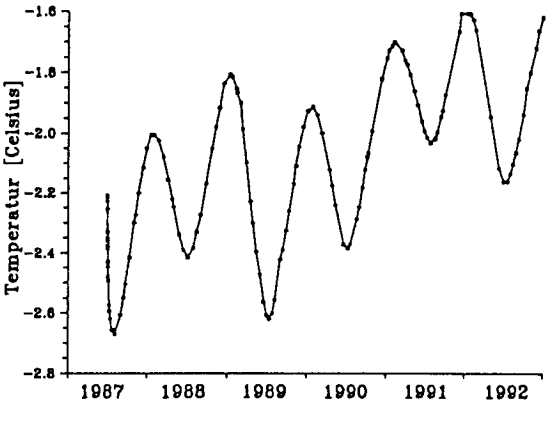
9.6m



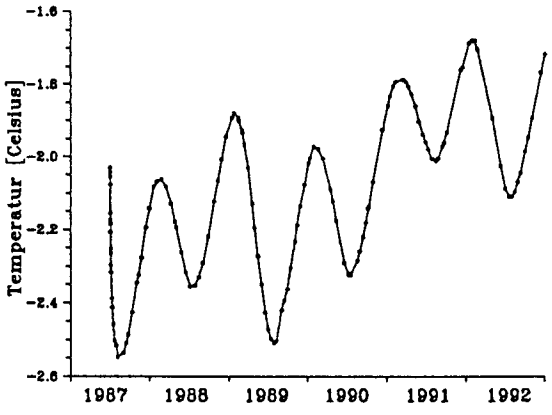
10.6m



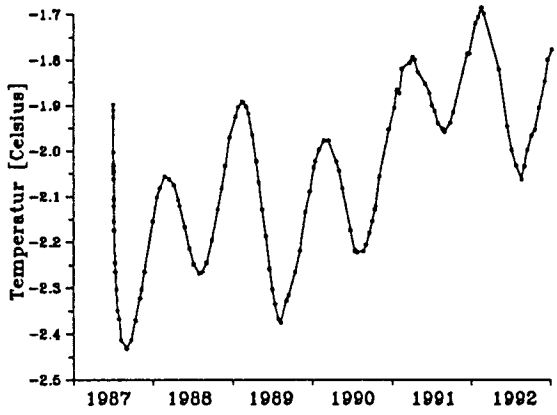
11.6m



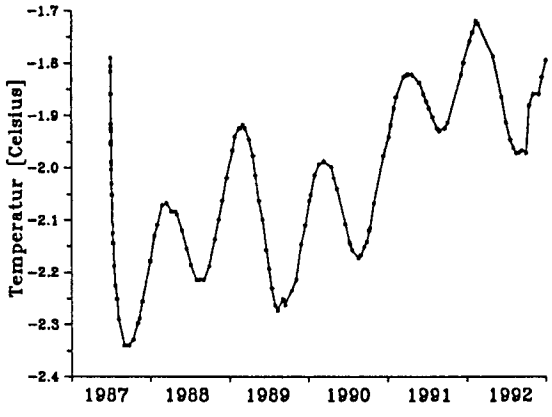
12.6m



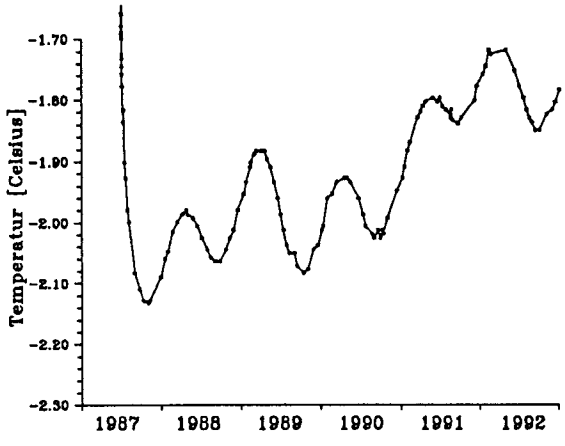
13.6m



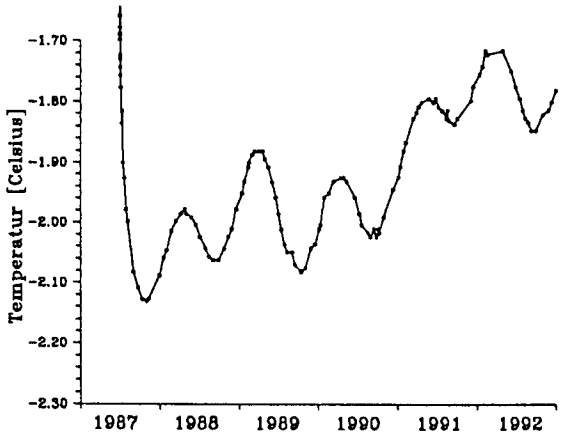
14.6m



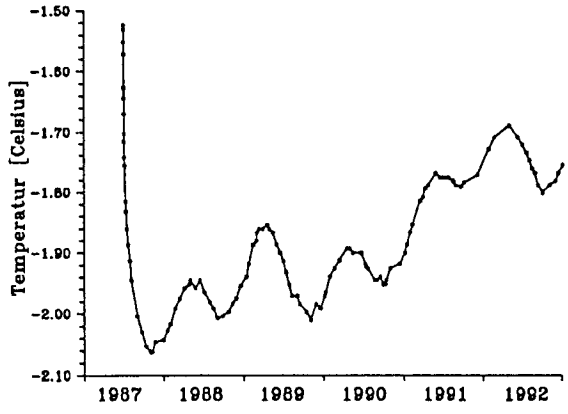
15.6m



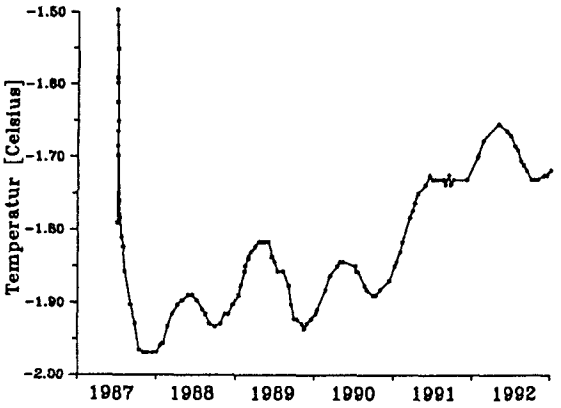
16.6m



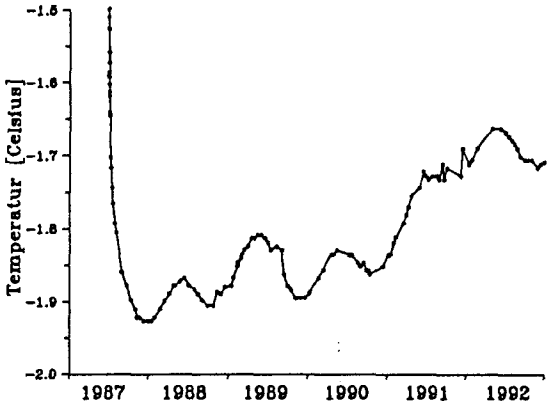
17.6m



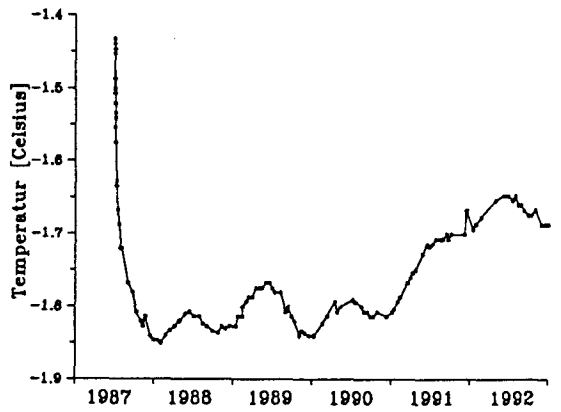
18.6m



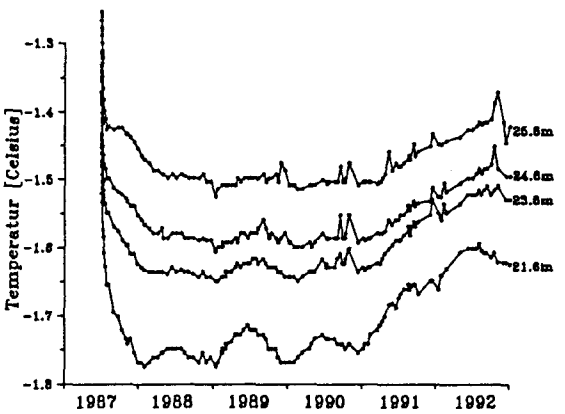
19.6m



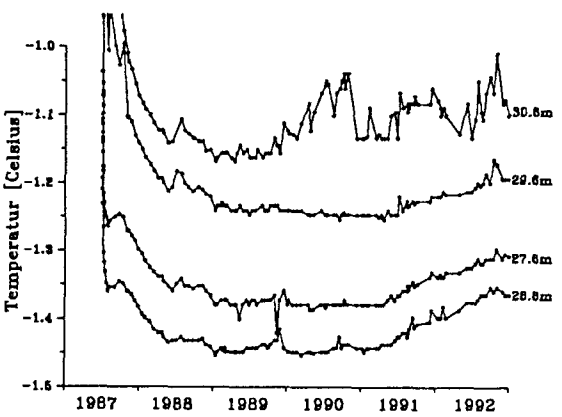
20.6m



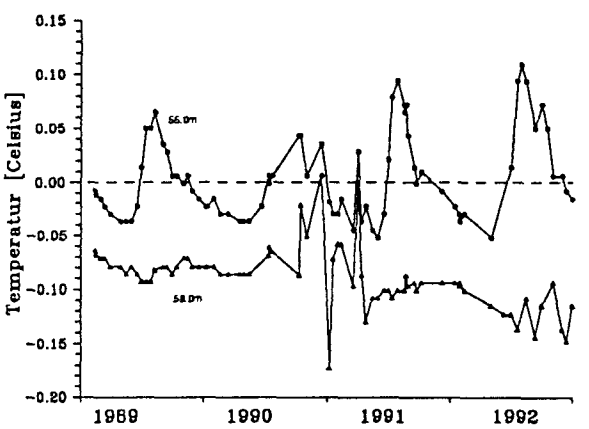
21.6m-25.6m



26.6m-30.6m



55.0m; 58.0m



Lebenslauf

Name, Vorname:	Vonder Mühll, Daniel Stephan
Adresse:	Am Rain 3a
	5200 **Brugg AG**
Beruf:	dipl. Naturwissenschafter ETH
Heimatort:	Basel-Stadt

Geboren am 9. Oktober 1963 in Brugg AG, besuchte ich dort die Primar- und die Bezirksschule. Im Jahre 1979 trat ich in die Alte Kantonsschule in Aarau ein und erlangte 1982 die C-Matur. Im Herbst 1982 begann ich an der ETH Zürich mit dem Studium in Geographie (Abteilung X Cd), wechselte nach einem militärbedingten Zwischenjahr und dem zweiten Vordiplom in die Studienrichtung Geophysik (X Cc). Seit 1984 betätige ich mich als Lehrbeautragter im Nebenamt an der Berufsschule Brugg und seit zwei Jahren auch an der Berufsmittelschule (BMS) der Asea Brown Boveri (ABB) in Baden. Das Studium schloss ich im Jahre 1988 mit einer Diplomarbeit zum Thema 'Geothermische Studien zur Permafrost-Bohrung Murtèl-Corvatsch' ab. Es folgte eine halbjährige Anstellung als wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich und eine zweimonatige Arbeit bei der Firma Colenco (Entwicklung einer vereinfachten Sicherheitsanalyse für nukleare Endlager Typ B). Seit 1989 arbeite ich als Doktorand und wissenschaftlicher Mitarbeiter an der VAW.