ARBEITEN AUS DEM INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE DER KARL-FRANZENS-UNIVERSITÄT GRAZ
Band 33 S. 165-190
Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich Graz 1996

Komplexgeophysikalische Untersuchung auf dem Dösener Blockgletscher (Hohe Tauern, Österreich)

von **Rupert SCHMÖLLER** und **Rudolf K. FRUHWIRTH**, Leoben
mit 12 Abbildungen und 8 Tabellen im Text

Zusammenfassung

Im Rahmen des FWF-Projektes "Hochgebirgspermafrost" des Instituts für Geographie der Universität Graz führte das Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben in Zusammenarbeit mit dem Institut für Angewandte Geophysik der Forschungsgesellschaft Joanneum Research GmbH in den Jahren 1994 und 1995 seismische, elektromagnetische und Bodenradarmessungen im Blockgletscherareal beim Dösener See, Hohe Tauern, Kärnten, durch. Das Ziel der Untersuchungen war, den strukturellen Aufbau eines Blockgletschers mit geophysikalischen Mitteln zu erkunden, also auch die Blockgletschermächtigkeit abzuschätzen.

Wie in vielen vergleichbaren alpinen Räumen so ist die Blockgletscherunterkante auch im Untersuchungsgebiet Dösener See refraktionsseismisch wegen der geringen Geschwindigkeitskontraste zwischen Blockgletscher und Grundgebirge schwer nachweisbar. Über Laufzeitkurvenmodellrechnungen konnte die durchschnittliche Permafrostmächtigkeit auf 30-40 m eingegrenzt werden. Elektromagnetische Kartierungen mit verschiedenen Zweispulen-Konfigurationen in vertikaler bzw. horizontaler Lage der Spulen (Slingram-Verfahren) erlaubten nur qualitative Aussagen zur Leitfähigkeitsverteilung: Unter der gering leitfähigen Auftauschicht mit trockenem Blockschutt folgt der praktisch nichtleitende Permafrost des Blockgletschers und darunter das bergfeuchte Grundgebirge. Trotz Kalibrierungsschwierigkeiten angestellte quantitative Auswertungen deuten in Übereinstimmung mit dem seismischen Befund auf Permafrostmächtigkeiten von über 30 m, eventuell bis 50 und 60 m hin. Eine 50 oder 60 m mächtige Permafrostzone würde allerdings bedeuten, daß auch noch das Grundgebirge teilweise davon erfaßt ist. Zusätzlich durchgeführte theoretische Berechnungen mit Dreischichtmodellen unterstützten die 30 bis 40 m Permafrostmächtigkeit aus den seismischen Messungen. Die im Winter unter schwierigen Bedingungen durchgeführten Bodenradarmessungen fügen sich weitgehend in die seismisch und elektromagnetisch ermittelten Tiefen bzw. Mächtigkeiten ein. Insbesondere das Radargramm vom Blockgletscherareal südlich des Dösener Sees läßt eine klare Interpretation zu, während die am großen Blockgletscher beobachtete schwach ausgeprägte Reflektivität zurückhaltend beurteilt werden muß.

Summary: Compex geophysical investigations on Dösen rock glacier (Hohe Tauern range, Austria)

The Institute of Geophysics of the University of Leoben, in cooperation with the Department for Applied Geophysics of the Forschungsgesellschaft Joanneum Research GmbH, performed seismic, electromagnetic and ground penetrating radar surveys in the rockglacier area of Dösen Valley in 1994 and 1995. These measurements were part of a project on high mountain permafrost of the Institute of Geography of Graz University, sponsored by the Fond zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (FWF). The intention was to investigate the structure of a rock glacier, i.e. also to estimate the thickness of permafrost.

As has been observed in other alpine areas, the permafrost thickness in the Dösen area could hardly be proved by the refraction seismic method on behalve of the low velocity contrast of the permafrost to the unfrozen basement. Modelling of traveltime curves led to a minimum permafrost thickness of about 30 to 40 m. Electromagnetic mapping with various two-coil configurations with the coils vertical and horizontal

(Slingram method) permitted just qualitative interpretation concerning the conductivity distribution: Below the low conductive active layer with dry rock boulders follows the non conductive permafrost and then humid rock at the base. In spite of calibration problems due to the low conductivities some quantitative interpretation was performed. In agreement with the seismic results the permafrost thickness estimated by the electromagnetic method turned out to be in the range of 30 m or eventually 50 up to 60 m. A permafrost zone of 50 or 60 m would mean however, that it extends partly into the basement rock. Theoretical calculations of electrical three-layer models support the 30 to 40 m permafrost thickness from the seismic data. The gpr-survey carried out in wintertime under rough conditions yielded data which are in no contradiction to the seismic and electromagnetic results. Especially the gpr-data on the rock glacier south of Dösen Lake is suitable for a straight forward depth determination while the poor radar reflectivity on the big rock glacier east of Dösen Lake might lead to some ambiguons interpretation.

Inhalt

1. Einleitung und Aufgabenstellung 166
2. Übersicht der verwendeten geophysikalischen Methoden 167
2.1. Seismik 167
2.2. Elektromagnetische Profilierung 168
2.3. Bodenradar 169
3. Durchführung der Feldmessungen 172
3.1. Seismik 172
3.2. Elektromagnetik 174
3.3. Bodenradar 175
4. Bearbeitung der Meßdaten 176
4.1. Seismik 176
4.2. Elektromagnetik 178
4.3. Bodenradar 181
5. Interpretation 182
5.1. Seismik 182
5.2. Elektromagnetik 184
5.3. Bodenradar 187
6. Schlußfolgerungen und Ausblick 188
Literatur 189

1. Einleitung und Aufgabenstellung

In den letzten Jahrzehnten wurde der Permafrost auch in außerarktischen Hochgebirgen zunehmend ein Forschungsthema für die Geowissenschaften. Eine besondere Erscheinungsform des Permafrostes sind die Blockgletscher. Es handelt sich dabei um Schuttmassen, die unterhalb einer jahreszeitlich bedingten Auftauschicht einen mit Eis durchsetzten, permanent gefrorenen Kern besitzen. Sie sind wegen der meist grobblockigen Auftauschicht an der Oberfläche daher für den Uneingeweihten nicht unmittelbar als Permafrostkörper erkennbar. Ein Blockgletscher bewegt sich ähnlich wie Gletscher langsam talwärts. Die meist groben Blöcke des Auftaubereiches werden ständig gegenseitig verschoben, wodurch viele Blöcke nicht fest im Blockgefüge verankert sind und bei Begehung aus ihrer momentanen Gleichgewichtslage herauskippen können. Wulstartige, langgezogene Schuttmassen, die in Luftbildaufnahmen gut zu erkennen sind, türmen sich vornehmlich bei relativ schnell bewegten Blockgletschern auf. Solche Blockgletscher sind häufig auch durch eine steile talwärtige Schuttstirn charakterisiert.

In Österreich sind bisher nur wenige kleinere Permafrostgebiete eingehender untersucht worden. Für das FWF-Projekt "Hochgebirgspermafrost" wurde vom Institut für Geographie der Universität Graz als Untersuchungsgebiet das innere Dösener Tal in der Ankogelgruppe, Nationalpark Hohe Tauern, Kärnten, ausgewählt. Es umschließt bogenförmig den Dösener See an seiner südlichen und östlichen Flanke. Im Rahmen dieses Projektes wurde eine in Österreich bei Permafrostforschungen bisher noch nicht eingesetzte Methodenvielfalt verwendet. Neben den standardmäßigen Untersuchungsmethoden der Geographen der Grazer Universität kamen durch das Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben unter

Mithilfe des Instituts für Angewandte Geophysik der Forschungsgesellschaft Joanneum Research GmbH auch mehrere geophysikalische Verfahren zum Einsatz.

Zwei refraktionsseismische Kampagnen während der Sommer 1994 und 1995 sollten die innere Struktur des Blockgletscherareals untersuchen. Wegen der leichteren Befahrbarkeit des Gebietes auf Schnee erfolgte ein Bodenradareinsatz im Winter 1994/95 mit derselben Zielsetzung. Schließlich wurde versucht, mit dem elektromagnetischen Zwei-Spulen-Verfahren durch Kartierung der elektrischen Leitfähigkeiten mit unterschiedlichen Spulenabständen zusätzliche Informationen über den internen Bau des Blockgletschers zu bekommen. Diese Methode wurde schon frühzeitig für die Erzprospektion in Schweden entwickelt und ist daher auch unter dem Namen Slingram-Methode bekannt. Die besonderen Bedingungen der Blockgletscher-Oberfläche erforderten für die einzelnen Methoden angepaßte Vorgangsweisen bei der Datenaufnahme, Datenbearbeitung und Interpretation.

2. Übersicht der verwendeten geophysikalischen Methoden

2.1. Seismik

Die Seismik ist eine Methode der angewandten Geophysik zur zerstörungsfreien Untersuchung des Untergrundes und basiert auf der Ausbreitung elastischer Wellen. Mittels einer Energiequelle (Sprengladung, Vibrator, Fallgewicht, Hammerschlag etc.) werden elastische Wellen erzeugt, welche sich im Untergrund mit einer für jede Gesteinsschicht spezifischen Geschwindigkeit ausbreiten und dabei den Brechungsgesetzen folgen. An Schichtgrenzen, das sind Grenzen geologischer Schichten unterschiedlicher akustischer Impedanz (= Dichte x Wellengeschwindigkeit), werden die Wellen zum Teil refraktiert, reflektiert und transmittiert. Die zur Oberfläche rückkehrenden Wellen werden von hochsensiblen Schwingungssensoren - sogenannten Geophonen - in elektrische Spannung umgewandelt und im weiteren von einer seismischen Meßapparatur als Funktion der Zeit (Wellenlaufzeit) registriert und zur weiteren Bearbeitung digital gespeichert.

Die Ursprünge der Seismik liegen im Ersten Weltkrieg. Damals machte man sich die durch den Rückstoß von Artilleriegeschützen erzeugten seismischen Wellen im Boden (kleine künstliche Erdbeben) zunutze, um die Stellungen dieser feindlichen Geschütze zu orten. Der deutsche Geophysikpionier L. MINTROP war der erste, der diese Methode zur Erkundung des Untergrundes untersuchte und sie 1920 in die Praxis umsetzte. Heutzutage ist die Seismik mit über 95% Anteil die Standardmethode der Erdölexploration.

Ein seismisches Meßsystem besteht in der Regel aus drei Komponenten, einer Registriereinheit, den Geophonen und einer Energiequelle. Die Geophone, in denen eine in einem Magnetfeld schwingungsfähige Spule angebracht ist, sind fest mit dem Untergrund gekoppelt. Treten nun Erschütterungen an der Geophonposition auf, bringen diese die Spule im Magnetfeld zum Schwingen, wodurch eine elektrische Spannung induziert wird. Über Kabelverbindungen werden diese zeitlich variablen Spannungen von der Registriereinheit nach einer Vorverstärkung und Filterung digitalisiert und auf Festplatte oder Magnetband gespeichert.

Je nach Anordnung der Geophone und auszuwertendem Wellentyp unterteilt man die seismischen Verfahren in Reflexions- und Refraktionsseismik. Beide gehören zur Kategorie der Oberflächengeophysik, da die Geophone äquidistant entlang von Linien an der Oberfläche gesteckt werden. Die Anregung der Wellenenergie erfolgt dabei entweder ebenfalls direkt an der Oberfläche (z.B. Vibratoren, Hammerschlag) oder, wie bei der Schußseismik, in bis zu einigen Zehnermetern Tiefe.

Die Refraktionsseismik erlaubt Aussagen über Struktur und Tiefen geologischer Schichten sowie deren Charakterisierung über die Wellengeschwindigkeiten. Effektiv gemessen werden die Laufzeiten seismischer Wellen von einem Erregerpunkt zu mehreren unterschiedlich in

Linie positionierten Empfängern. Durch Kenntnis dieser Laufzeiten in im Profil sinngemäß vorwärts- bzw. rückwärtsstrebender Richtung ist einerseits die Bestimmung der seismischen Geschwindigkeiten sowie andererseits die Berechnung der Schichttiefen möglich. Vorraussetzung dafür ist eine entsprechende Auslegung der Aufnahmeparameter wie Geophonabstand und Energiequelle. Die Bearbeitung von Refraktionsseismikdaten erfolgt heute fast ausnahmslos auf Computern. Im Lauf der Zeit wurden eine Reihe unterschiedlicher Verfahren zur Auswertung der Ersteinsätze entwickelt, die in mehrere Klassen wie z.B. Delay-Zeitverfahren und Wellenfrontverfahren eingeteilt werden können (KOGLER & SCHMÖLLER 1995).

Die Delay-Zeitverfahren extrahieren aus der Gesamtlaufzeit für jede Schußpunkt-Empfänger-Kombination jene Zeiten, welche die Welle vom Schußpunkt zum Refraktor (Schuß-Delay-Zeit) und vom Refraktor zum Geophon zurück (Geophon-Delay-Zeit) benötigt. Die Schuß- und Geophon-Delay-Zeit beträgt für einen ebenen Refraktor die halbe Intercept-Zeit, ihre Differenz ist gleich Null. Für geneigte Schichten verschwindet die Differenz nicht. Ein Delay-Zeitprofil gibt bereits ein Bild über den Verlauf eines Refraktors, die Tiefenlage wird mit Hilfe der Geschwindigkeit, die über dem Refraktor herrscht, ermittelt. Delay-Zeitverfahren liefern bis zu Schichtneigungen von ungefähr 10° zufriedenstellende Ergebnisse.

Eine Sonderstellung nehmen die "Plus-Minus-Methode" (HAGEDOORN 1959) und deren Weiterentwicklung, die "Generalized Reciprocal Method" (GRM, PALMER 1980) ein. Letzteres Verfahren ist in der Lage, auch große Schichtneigungen korrekt reproduzieren zu können, und zählt somit zu den genauesten verfügbaren Auswerteverfahren.

2.2. Elektromagnetische Profilierung

Die elektromagnetische Profilierung wird mit ganz ähnlicher Zielsetzung durchgeführt wie die geoelektrische Widerstandskartierung. Für eine vorgewählte mittlere Eindringtiefe sollen entlang eines Profils Veränderungen des durchschnittlichen spezifischen elektrischen Widerstandes im Untergrund festgestellt werden. Während bei der Widerstandskartierung die Einleitung der elektrischen Ströme in den Untergrund und die Abnahme der Meßspannung über Erdspieße oder andere Kontaktelektroden erfolgt, verwendet man bei der elektromagnetischen Profilierung eine Zwei-Spulen-Anordnung, bestehend aus Sende- und Empfangsspule, die als Gesamtsystem mit festem Spulenabstand fortbewegt wird, und nützt die Fähigkeit elektromagnetischer Felder, in elektrisch leitenden Körpern induktiv Ströme zu erzeugen.

Von der Sendespule wird ein primäres elektromagnetisches Wellenfeld von einigen 100 Hz bzw. einigen 1000 Hz ausgesendet. Dieses Primärfeld induziert also in elektrisch gut leitenden Abschnitten des Untergrundes Wirbelströme, die ihrerseits ein elektromagnetisches Sekundärfeld bewirken, das allerdings gegenüber dem Primärfeld phasenverschoben ist. An der Empfängerspule sind natürlich beide Felder wirksam. Bei manchen Geräten ist durch Kompensation des Primärfeldes das Sekundärfeld an der Empfängerspule direkt meßbar, und zwar in Form der zum Primärfeld phasengleichen bzw. der um 90° phasenverschobenen magnetischen Feldkomponente. Man spricht auch von reeller und imaginärer Komponente des magnetischen Feldes. Oft werden die Meßwerte der Real- und Imaginärkomponente einfach als Bruchteile oder Prozente des Primärfeldes angegeben. Meßpunkt ist jeweils die Mitte zwischen den beiden Spulen. Die beiden Spulen werden bei der Messung in der Regel so orientiert, daß sie in einer Ebene liegen, und zwar entweder parallel zur Erdoberfläche oder vertikal. Die Anordnung mit den Spulen komplanar zur Erdoberfläche, kurz komplanar horizontal, stellt eine vertikale Dipolanordnung dar. Entsprechend wirkt eine komplanar vertikale Spulenanordnung als horizontaler Dipol.

Bei den Blockgletschermessungen kam das Zwei-Spulen-System EM34-3XL von Geonics Limited, eine Version des Modells EM34-3 mit verstärkter Sendeleistung (MCNEILL 1980 b) zum Einsatz. Im allgemeinen ist das sekundäre magnetische Feld in komplizierter Weise von

Spulenabstand, Frequenz und elektrischer Leitfähigkeit des Untergrundes abhängig. Das verwendete Gerät ist aber unter Beachtung bestimmter Bedingungen konstruktiv so ausgelegt, daß der Zusammenhang zwischen Sekundärfeld und Bodenleitfähigkeit weitgehend linear wird und die durchschnittliche elektrische Bodenleitfähigkeit direkt in Millisiemens pro Meter (mS/m) ausgegeben werden kann:

$$\sigma_a = \frac{4}{2\pi f \mu_0 s^2} \left(\frac{H_s}{H_p}\right)$$

σ_a Gemessene (scheinbare) elektrische Bodenleitfähigkeit (S/m)
H_p Primäres magnetisches Feld am Empfänger (A/m)
H_s Sekundäres magnetisches Feld am Empfänger (A/m)
f Meßfrequenz (Hz)
μ_0 Magnetische Permeabilität des freien Raumes (4π 10-7 Vs/Am)
s Spulenabstand ("spacing") (m)

Das Instrument arbeitet also als ein direktlesendes Bodenleitfähigkeitsmeßgerät. Für den Meßwert ist dabei nicht nur der Abstand zwischen den beiden Spulen maßgeblich, sondern auch die Lage der Spulenebenen zur Erdoberfläche, z.B. beide Spulen komplanar vertikal oder komplanar parallel zur Erdoberfläche. Berechnet man für einfache Schichtung des Untergrundes die „Response-Kurven" aus den verschiedenen Konfigurationen, so sind aus den Meßdaten über Modellkurven auch Schichtdickenberechnungen möglich (McNeill 1980a, 1980b).

2.3. Bodenradar

Die Erforschung der elektromagnetischen Wellen zum Zwecke der Informationsübertragung begann in den 20er-Jahren dieses Jahrhunderts. Die theoretischen Grundlagen dazu waren schon im 19. Jahrhundert durch J. C. Maxwell geschaffen worden. Im Zuge des Zweiten Weltkrieges wurde von der US Navy der Begriff RADAR (RAdio Detection And Ranging) geprägt. Ziel der damals militärischen Forschung und Entwicklung war die Konstruktion von Geräten zur Ortung und Entfernungsbestimmung von Flugobjekten und Schiffen. Dieses Ziel wurde gegen Ende des Zweiten Weltkrieges auch erreicht. Die kontinuierliche Verbesserung der Zuverlässigkeit des Ortungsradars sowie die Einführung neuer Techniken führten zu einer weltumspannenden Nutzung von Radarsystemen im Flug- und Schiffverkehr. Die Funktionen des Ortungsradars wurden im Satellitenzeitalter noch wesentlich erweitert.

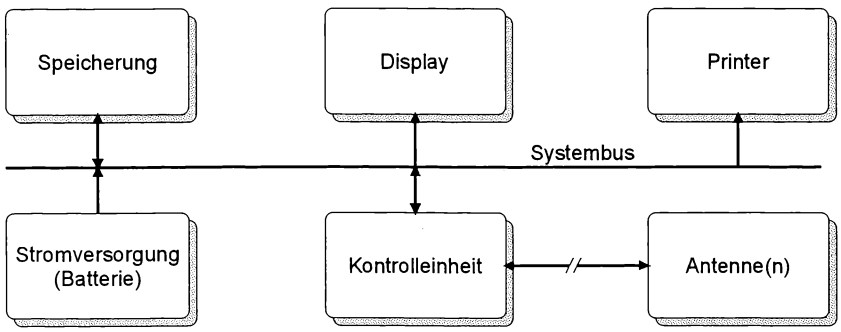
Die Nutzung von Radarsystemen für geophysikalische Zwecke begann in den 50er-Jahren. Damals wurde ein sogenanntes RES-System (Radio Echo Sounding) zur Erfassung der Mächtigkeit von Gletschereis und der antarktischen Eisdicke entwickelt. Die Anwendbarkeit dieses Systems war jedoch auf Eisdickenmessung beschränkt und wurde nie wesentlich erweitert. Ende der 60er- und Anfang der 70er-Jahre erfolgte die Entwicklung von Prototypen von Radarsystemen zur hochauflösenden Untersuchung des Untergrundes. Diese durchaus unterschiedlichen Entwicklungsansätze werden heute unter dem Begriff *Ground Penetrating Radar* (GPR) zusammengefaßt. Die rasante Entwicklung elektrischer und elektronischer Bauteile ermöglichte fortlaufende Verbesserungen der Eigenschaften der Geräte. Konstruktionsprinzipien und Systemlayout wurden und werden den laufenden Applikationen angepaßt, wodurch auch in Zukunft eine ständige Verbesserung der Anlagen erwartet werden darf.

Grundsätzlich lassen sich Radaranlagen in zwei Gruppen unterteilen. Man unterscheidet zwischen Frequency-Domain-Systemen und Time-Domain- oder Impulse-Systemen. Der prinzipielle Unterschied zwischen diesen Systemen liegt in der unterschiedlichen Erzeugung und den Eigenschaften der abgestrahlten Radarsignale. Bei den *Frequency-Domain-Systemen* wird das Sendesignal im Frequenzbereich erzeugt. Zu diesen zählen beispielsweise das Continuous-Wave-Radar (CW), das Pulse-Radar, das Frequency-Modulated-Continuous-

Wave-Radar (FM-CW), das Stepped-Frequency-Radar und das Synthetic-Pulse-Radar. Bei den *Time-Domain-Systemen* - diese laufen auch unter den Bezeichnungen Monocycle-Pulse-Radar, Short-Pulse-Radar oder einfach Impulse-Radar - wird das Signal im Zeitbereich erzeugt. Diese Systeme sind die am weitesten verbreiteten und werden auch am erfolgreichsten in der Geophysik eingesetzt. Das in diesen Anlagen erzeugte Signal besteht idealerweise aus einem einzigen, kurz dauernden Impuls. Aufgrund der im Vergleich zu FM-CW-Radarsystemen großen Bandbreiten können extrem kurze Signalimpulse von weniger als 1/2 ns Dauer erzeugt werden, was im weiteren zu einem sehr hohen Auflösungsvermögen führt.

Vor allem in Hinblick auf die große Flexibilität im Einsatz, aber auch aus Gründen der Systemstabilität und Zuverlässigkeit ist das Impulsradar momentan das Maß, an dem andere Konzepte gemessen werden müssen. Der kommerzielle Erfolg senkte darüber hinaus die Kosten dieser Radarsysteme und führte somit zu einer relativ weiten Verbreitung dieser Anlagen. Ein Großteil der Forschungsarbeit beschäftigt sich heutzutage somit mit dem Impulsradar selbst, sowohl seine Weiterentwicklung als auch seine Anwendungen betreffend.

Abb. 1: Schema eines kommerziellen Radarsystemes
Fig. 1: Sketch of a commercial GPR-system



In Abb. 1 (FRUHWIRTH 1995) ist das Prinzip einer solchen kommerziell verwendbaren Anlage schematisch dargestellt. Die Kontrolleinheit steuert den Datenfluß und erlaubt in der Regel das Einstellen aufnahmespezifischer Parameter, wie z.B. Registrierzeit und Signalverstärkung. Das Speichermedium dient zur (heutzutage fast ausnahmslos digitalen) Speicherung der gemessenen Daten. Es besteht meistens aus einem Magnetbandlaufwerk oder einer Festplatte. Das Display dient zur graphischen Darstellung der Meßdaten im Feld. Am Printer können diese ebenfalls schon während des Feldbetriebes ausgegeben werden. Die Antenne ist mit der Kontrolleinheit über ein Kabel verbunden. In ihr werden die eigentlichen Signale erzeugt, gesendet und die rückkehrenden Signale wieder empfangen. Durch Batteriebetrieb sind solche Anlagen netzunabhängig und somit vielfältig einsetzbar.

Das von der Antenne abgestrahlte Signal breitet sich im Untergrund sphärisch aus und wird an den Grenzen unterschiedlicher Materialien teilweise reflektiert und teilweise transmittiert, wobei die Wellen den Brechungsgesetzen folgen. Die Größe des reflektierten Anteils ist vom *Materialunterschied* abhängig. Je größer dieser Unterschied ist, umso größer ist der reflektierte Wellenanteil. Als physikalische Kenngröße dafür ist die relative Dielektrizitätskonstante verantwortlich. Die Summe aller reflektierten Wellen wird von der Empfangsantenne aufgenommen und an die Kontrolleinheit weitergeleitet. Von dieser werden die Daten nach entsprechender Verarbeitung (Verstärkung, Filterung, Digitalisierung etc.) an die Speichereinheit weitergeführt.

Die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen in einem Medium wird im wesentlichen durch die Ausbreitungsgeschwindigkeit und die Dämpfung der Welle beschrieben. Im GPR-Frequenzband ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Radarwellen im wesentlichen von der

relativen Dielektrizitätskonstanten des durchstrahlten Materials abhängig. Sie besteht aus handlichen Zahlenwerten und ist für sehr viele Materialien bekannt und hinreichend publiziert (PETROY 1994, ANNAN 1992). Aufgrund des nahezu linearen Zusammenhanges von Wellenlaufzeit und Geschwindigkeit lassen sich die Tiefen georteter Objekte und Strukturen auf einfache Weise schnell und relativ genau abschätzen.

Die momentanen Grenzen der Radarmethode aus praktischer Sicht werden hauptsächlich durch die sogenannte Eindringtiefe vorgegeben. Diese ist definiert als diejenige Tiefe, in welcher ein Objekt oder eine Struktur mittels Bodenradar im Sinne der Aufgabenstellung noch erkannt werden kann. Sie ist vor allem abhängig vom sogenannten Dämpfungsfaktor. Je größer der Dämpfungsfaktor, umso kleiner ist die Eindringtiefe. Als Faustregel für die Praxis gilt, je höher Leitfähigkeit, Ton- und Wassergehalt des zu untersuchenden Mediums sind, umso geringer ist die erzielbare Eindringtiefe. Mit zunehmender Antennenfrequenz sinkt die Eindringtiefe ebenfalls. Leitfähigkeitswerte größer 0,01 S/m machen Messungen praktisch unmöglich (DAVIS & ANNAN 1989, HAGUE 1994). Vor allem Ton, Süßwasser und Meerwasser bereiten bei Bodenradarmessungen Probleme.

Tab. 1: Anwendungsgebiete verschiedener Radarantennen
Tab. 1: Application of different gpr-antennas

Antennen-frequenz	Maximale Eindringtiefe	Typische Anwendungsgebiete
≤ 100 MHz	25 - 50 m	Geologie, Umwelt
300 MHz	10 m	Seichte Geologie, Umwelt, Geotechnik
500 MHz	3 m	Geotechnik, Archäologie, Denkmalpflege
1000 MHz	1 m	Geotechnik, Bauwerkskontrolle, Archäologie
2500 MHz	0,5 m	Bauwerkskontrolle

Die Anwendung von GPR ist insgesamt im Steigen begriffen. Unterschiedlichste Disziplinen werden von der Geophysik mit Informationen über den Untergrund beliefert. Die Heterogenität der Anwender bedingt naturgemäß eine weite Streuung der Aufgabenstellungen. Größenordnungsmäßig variieren die zu untersuchenden Objekte in ihrer Größe etwa um den Faktor 1000. Beispielsweise liegt die Objektgröße bei Asphaltdickenmessungen im Zentimeterbereich und bei Grundwassertiefenmessungen im Zehnermeterbereich. Eine wesentliche Stärke des Bodenradars ist, daß es praktisch eine völlig zerstörungfreie Untersuchungsmethode ist. Typische Aufgabenbereiche, die mit unterschiedlicher, heute verfügbarer Ausrüstung bearbeitet werden, sind in Tab.1 zusammengestellt.

Eine Untersuchung mittels Bodenradar besteht, so wie jede geophysikalische Untersuchung, in der Regel aus vier Stufen (FRUHWIRTH 1995), nämlich aus Planung, Datenerfassung, Datenverarbeitung und Interpretation. Die *Planung* umfaßt sämtliche Arbeitsschritte, die notwendig sind, um eine für eine gegebene Aufgabenstellung optimale Messung vorzubereiten. Ausgehend von den Randbedingungen der Aufgabenstellung werden dabei z.B. Lage und Anzahl der Meßprofile, Antennenfrequenz(en), Registrierzeit etc. festgelegt. Eine Feineinstellung der endgültigen Parameter erfolgt aber meist vor Ort auf Basis durchgeführter Testmessungen. Die *Datenerfassung* erfolgt in Profilform unter Verwendung geeigneter Apparaturen. Die Meßdaten werden dabei in der Regel digital zur späteren Weiterverarbeitung aufgezeichnet. Zusätzlich zu den eigentlichen Meßdaten werden noch die Profile in Lage und (bei Bedarf) Höhe mit entsprechender Genauigkeit eingemessen und dokumentiert. Die Aufzeichnung zusätzlicher Informationen, wie z.B. Kennwerte des untersuchten Materials, bekannte Einbauten, Obertageleitungen etc., ist für eine erfolgreiche Interpretation ebenfalls

von großer Bedeutung. Die *Datenverarbeitung* (Processing) ist ein kritischer Punkt bei Bodenradardaten und zur Lösung von vielen Problemstellungen notwendig. Sie dient zur Verbesserung des Nutz-/Störsignalverhältnisses und damit zur Steigerung der Genauigkeit und der Sicherheit der Interpretation. Sie bringt auch das Datenmaterial in eine für die Interpretation geeignete Form. Da durch das Processing der Daten eine Vielzahl an wichtigen Informationen erst gewonnen werden kann, ist dieser Teil für eine erfolgreiche Radaruntersuchung sehr wichtig. Die *Interpretation* zielt darauf ab, die Ergebnisse in eine für den Auftraggeber verständliche Form zu bringen. Bei geologischen Aufgabenstellungen wird man Strukturen in den verarbeiteten Daten einerseits als Schichten erfassen und andererseits diese zu charakterisieren versuchen. Bei Aufgabenstellungen geotechnischer Natur, wie z.B. der Ortung von Rohrleitungen, wird deren Position in Lage und Tiefe ausgewiesen. Die Interpretation kann man somit als Schnittstelle zwischen der Geophysik und den anderen jeweils betroffenen Disziplinen verstehen.

3. Durchführung der Feldmessungen

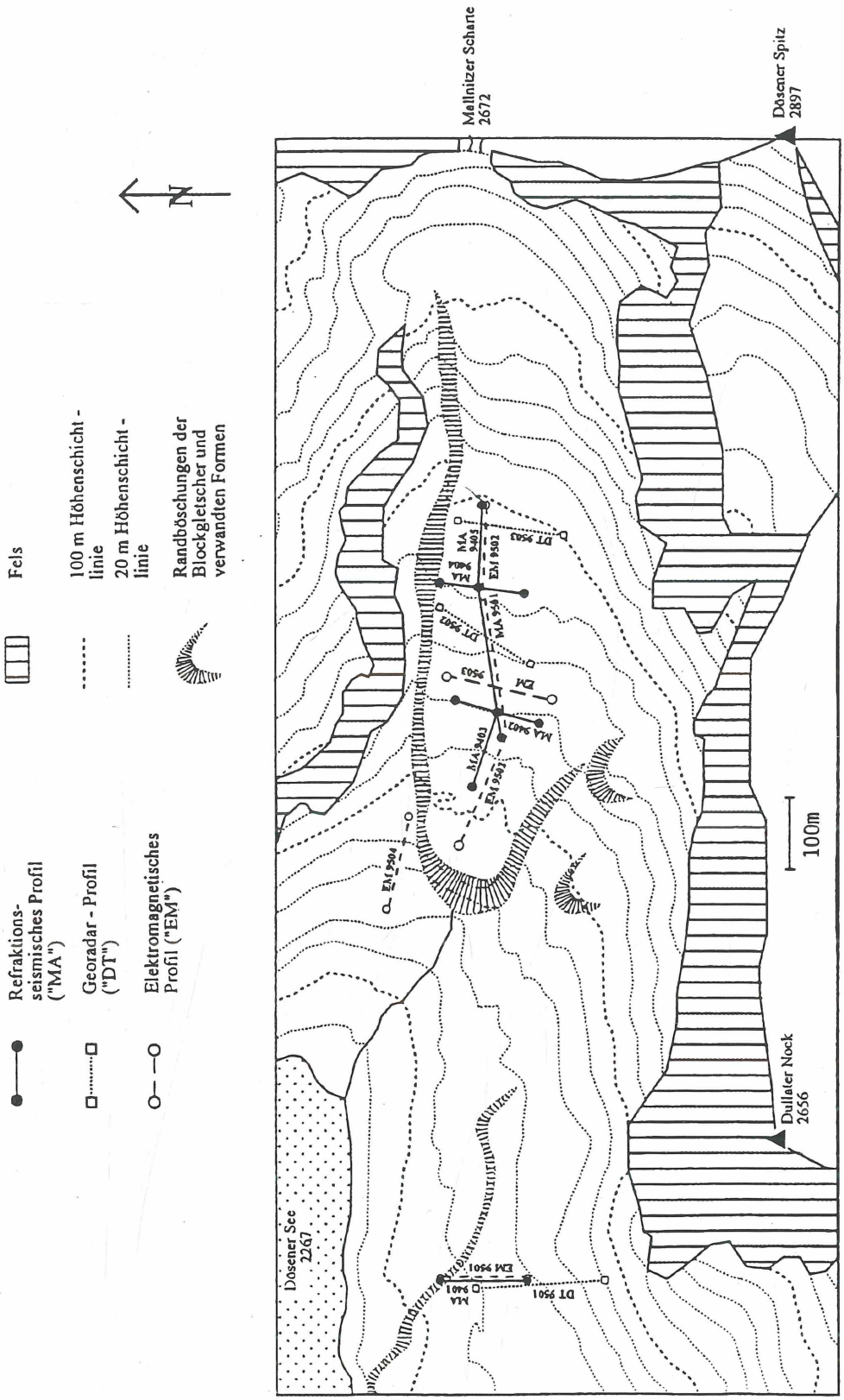
3.1. Seismik

Die refraktionsseismischen Untersuchungen wurden in zwei Kampagnen durchgeführt. Die erste 1994 in der 30. Kalenderwoche und die zweite 1995 in der 29. Kalenderwoche, wobei die Mitarbeiter von den Universitäten Leoben (Inst. f. Geophysik) und Graz (Inst. f. Geographie) gestellt wurden. Beidemale wurde die Ausrüstung von der Mannschaft und einem Lastpferd von der Konradhütte (nahe Mallnitz) zum A.-v.-Schmid Haus am Dösener See, welches als „Basislager" diente, transportiert. Von diesem Basislager wurden tägliche Exkursionen zur Meßdurchführung gestartet. In der ersten Kampagne wurden 5 Profile (MA 9401 - MA 9405) und in der zweiten ein Profil (MA 9501) gemessen, wobei das Ziel der Untersuchung in erster Linie die Erfassung der Permafrostbasis war. Die genauen Daten der einzelnen Profile sind der Tab.2 zu entnehmen.

Tab. 2: Allgemeine Daten der seismischen Linien
Tab. 2: General data of the seismic lines

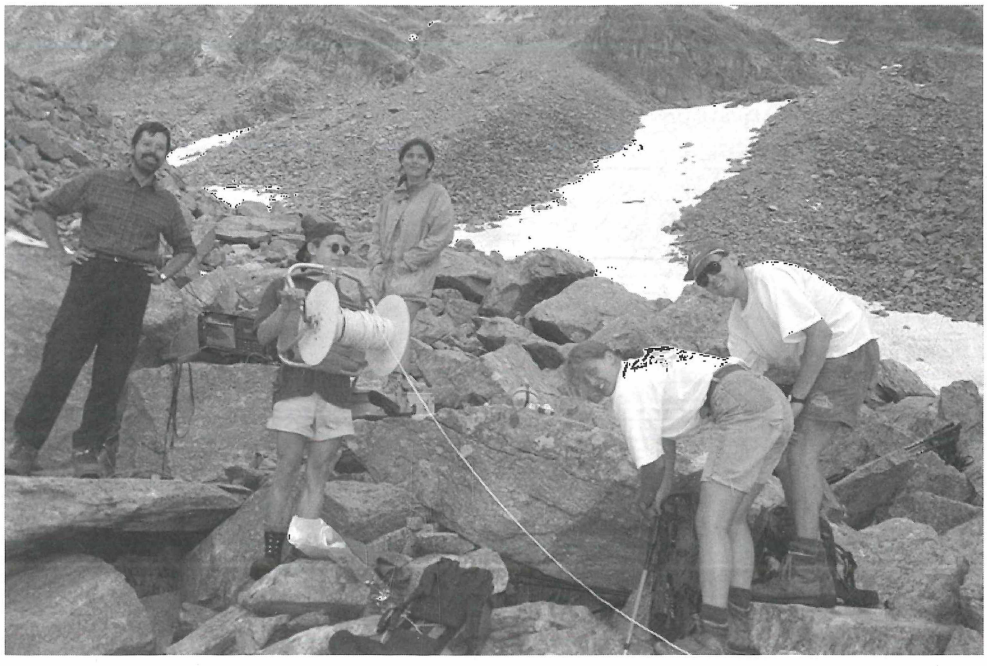
Profil	Profil Länge	Geophon Abstand	Schußpunkt Anzahl	Energiequelle
MA9401	120m	5m	12	Hammerschlag
MA9402	120m	5m	12	Gelatine Donarit 2
MA9403	120m	5m	11	Gelatine Donarit 2
MA9404	120m	5m	11	Gelatine Donarit 2
MA9405	120m	5m	12	Gelatine Donarit 2
MA9501	240m	10m	11	Gelatine Donarit 2

Abb. 2: Lage der Meßlinien
Fig. 2: Position of survey lines



Registriert wurde bei beiden Kampagnen mit 24-kanäligen Apparaturen, bei der ersten stand eine Geometrics vom Typ ES-2401, und bei der zweiten eine ABEM Terralock Mark-III zur Verfügung. Im ersten Schritt wurden an Ort und Stelle die Lagen der Untersuchungsprofile festgelegt, sie sind im Lageplan in Abb.2 (LIEB 1996) dargestellt. Im nächsten Schritt wurden die einzelnen Geophonpunkte auf der generell aus Blockschutt bestehenden Oberfläche markiert und im weiteren in Lage und Höhe eingemessen. Da die Geophone nicht wie sonst üblich mit deren Metallspitzen in den Boden gesteckt werden konnten, wurden sie nach dem Abschrauben der Metallspitzen mittels herkömmlichem Fensterkitt auf dem felsigen Boden angebracht. Beim ersten aufgenommenen Profil (MA 9401) südlich des Dösener Sees wurde die Energie mittels modifizierter Hammerschlagtechnik angeregt. Bei allen anderen Profilen war diese Art der Energieerzeugung nicht ausreichend. Es wurde daher Sprengstoff vom Typ Gelatine Donarit 2, elektrisch durch Hochsicherheitszünder vom Typ Pollex gezündet, verwendet. Die Ladungen wurden dabei in Tiefen von 1 bis 3 m in den Hohlräumen zwischen den Blöcken angebracht; Abb.3 zeigt die Vorbereitung des Profiles MA 9501. Das Kabel dient dabei zur Weiterleitung der von den Geophonen aufgenommenen und in elektrische Spannung umgesetzten Erschütterungen an die Meßapparatur.

Abb. 3: Vorbereitung einer seismischen Messung
Fig. 3: Preparation of a seismic survey



3.2. Elektromagnetik

Die elektromagnetischen Messungen erfolgten während der dritten geophysikalischen Feldkampagne an 4 Meßtagen vom 22. bis 25.7.1995. Die Lage der EM-Profile ist aus dem Übersichtsplan (Abb.2) ersichtlich. Das Profil EM 9504 wurde bewußt im anstehenden Fels gemessen, um eventuelle charakteristische Unterschiede im Vergleich zu den Meßdaten aus dem Blockgletscherbereich zu erfassen. Mit allen drei verfügbaren Spulenabständen (spacing) wurde sowohl mit komplanaren horizontalen Spulen als auch mit komplanaren vertikalen Spulen gemessen, sodaß sich pro Meßpunkt 6 Meßwerte ergaben (Tab.3). Als Meßpunktabstand wurde generell 10 m gewählt. Die Meßleistung geht aus Tab.4 hervor.

Tab. 3: EM34-3, Spulenkonfigurationen, Frequenzen und erzielbare Eindringtiefen
Tab. 3: Coil-configurations, frequencies and depth penetrations

	Eindringtiefe	
Spacing (Frequenz)	Spulen horizontal (vertikaler Dipol)	Spulen vertikal (horizontaler Dipol)
10 m (6400 Hz)	15 m	7,5 m
20 m (1600 Hz)	30 m	15 m
40 m (400 Hz)	60 m	30 m

Tab. 4: Allgemeine Daten der Elektromagnetikprofile
Tab. 4: General data of the EM-lines

Profil	Profil-länge	Meß-punkt-abstand	Anzahl Meß-punkte	Anzahl Meß-daten	Lage
EM 9500a	30 m	10 m	4	24	A.v.Schmid-Haus
EM 9500b	30 m	10 m	4	24	A.v.Schmid-Haus
EM 9501	115 m	10 m	12	72	Blockgletscher S Dösener See
EM 9502	480 m	10 m	50	300	Blockgletscher E Dösener See
EM 9503	150 m	10 m	16	96	Blockgletscher E Dösener See
EM 9504	130 m	10 m	14	84	Anstehendes E Dösener See

Zur Bewältigung der Feldarbeiten bewährte sich der Einsatz von 5 Personen. Vier Leute waren in Zweiergruppen mit dem Weitertransport der Geräte von Meßpunkt zu Meßpunkt, der Positionierung und der Messung betraut. Der fünfte übernahm die Datenaufzeichnung und Koordinierung, insbesondere in unübersichtlichem Terrain und bei großem Spulenabstand, wenn zwischen den beiden Zweiergruppen an den Spulen kein Sichtkontakt zustandekam.

3.3. Bodenradar

Die Feldmessung wurde vom 5. bis 8.4.1995 durchgeführt. Meßgeräte und Mannschaft wurden mittels Helikopter zum (im Winter unbewirtschafteten) A.-v.-Schmid Haus geflogen. Die Mannschaft bestand aus einem Geophysiker der Forschungsgesellschaft Joanneum Research GmbH, Leoben, und 5 Geographen vom Inst. f. Geographie der Universität Graz. Nach dem On-Site-Gerätecheck wurde im ersten Schritt die Lage der Meßlinien festgelegt.

Tab. 5: Allgemeine Daten der Bodenradarmeßlinien
Tab. 5: General data of the gpr-lines

Linie	Länge	Lage
DT 9501	180m	Südlich Dösener See
DT 9502	140m	Östlich Dösener See
DT 9503	150m	Östlich Dösener See

Das Untersuchungsareal ist dem Übersichtslageplan in Abb.2 zu entnehmen. Es läßt sich in zwei Bereiche einteilen. Der Hauptabschnitt liegt östlich des Dösener Sees im Bereich des Dösener Blockgletschers, ein zu Vergleichszwecken ausgesuchtes Testgebiet liegt südlich des Dösener Sees. Es wurden insgesamt 3 Meßlinien festgelegt, wobei mit Pflöcken im Abstand von 10 m vormarkiert wurde. Die einzelnen Profillängen sind in Tab. 5 angeführt. Lage und Höhe der Profile wurden mittels GPS bzw. digitalem Höhenmesser eingemessen.

Abb. 4: Bodenradargerät auf Akja montiert
Fig. 4: GPR-system mounted on a sledge

Zur Messung wurde ein Gerät der Firma GSSI vom Typ SIR-8 verwendet. Durch erste Testmessungen wurde die Signalverstärkung für die Aufgabenstellung optimiert. Gleichzeitig wurde die Registrierzeit mit 750 ns, welche einer theoretischen Untersuchungstiefe von ca. 50 m entspricht, festgesetzt. Um die dabei möglichen lateralen Positionierungsfehler zu eliminieren, wurden an den bei der Profilfestlegung vordefinierten Positionen im Abstand von je 10 m elektronische Markierungen gesetzt. Bodenradargerät und Stromversorgung wurden auf einem Akja montiert (Abb.4). Zur Aufnahme der Daten wurde eine Antenne mit 100 MHz Zentralfrequenz verwendet. Diese wurde dabei manuell mit einer Geschwindigkeit von ca. 0,5 m/s über die vormarkierten Profile gezogen. Bei der verwendeten Aufnahmerate von 25,6 scans/s ergibt sich ein laterales Untersuchungsintervall von ca. 2 cm, d.h. ca. alle 2 cm wird die Untergrundstruktur durch einen Radarmeßvorgang aufgenommen. Die Meßdaten wurden zur weiteren Bearbeitung digital gespeichert.

4. Bearbeitung der Meßdaten

4.1. Seismik

Die Auswertung der Daten erfolgte mittels PC. Die Daten wurden als erstes von den Disketten überspielt, auf ein Standardformat (SEGY) transformiert und zur weiteren Verarbeitung auf der Festplatte gespeichert. Zur Auswertung wurde ein eigens am Institut für Angewandte Geophysik, Joanneum Research, entwickeltes Programm verwendet. Dieses Programm arbeitet interaktiv und verwendet für das Modeling die Generalized Reciprocal Method von

PALMER (1980), welche eine international anerkannte und bewährte Methode zur genauen Auswertung refraktionsseismischer Ersteinsatzdaten ist.

Die Bearbeitung erfolgte für alle Profile in der selben Art. Im ersten Schritt wurden dem System die Geometrieinformationen mitgeteilt. Es wurden die relativen Seehöhenwerte, die Positionen von Schußpunkten und Geophonen sowie die Geophonabstände eingegeben. Die Ersteinsätze, das sind die kürzestmöglichen Laufzeiten einer elastischen Welle vom Erregerpunkt zum jeweiligen Aufnehmer, wurden interaktiv erfaßt. Nach einer Bestimmung der Wellengeschwindigkeiten der oberflächennahen Schichten wurde eine Refraktorzuordnung vorgenommen, d.h., es wurden diejenigen Ersteinsätze, welche von ein und derselben Schichtgrenze stammen, zusammengefaßt und für die Bestimmung der sogenannten velocity-analysis-function (VAF) und der time-depth-function (TDF) nach D. PALMER herangezogen. Obgleich sich die Inhomogenitäten der oberflächennahen Schichten sehr spektakulär auf die Laufzeitkurven auswirkten (Abb.5), bildeten sich die VAFs als ausgezeichnete lineare Funktionen ab, welche eine gute und genaue Geschwindigkeitsbestimmung erlaubten. Die Steigung der VAF im Entfernungs-Laufzeit-Diagramm entspricht der halben Wellengeschwindigkeit der jeweiligen Schicht. Mit Hilfe der TDF wurden die Tiefen bzw. Mächtigkeiten der einzelnen Schichten - ebenfalls mit dem Algorithmus von D. PALMER - ermittelt. Abb.6 zeigt die ermittelten Schichttiefen von Profil MA 9401.

Abb. 5: Entfernungs-Laufzeit-Darstellung - Linie MA9401
Fig. 5: Distance-traveltime plot - line MA9401

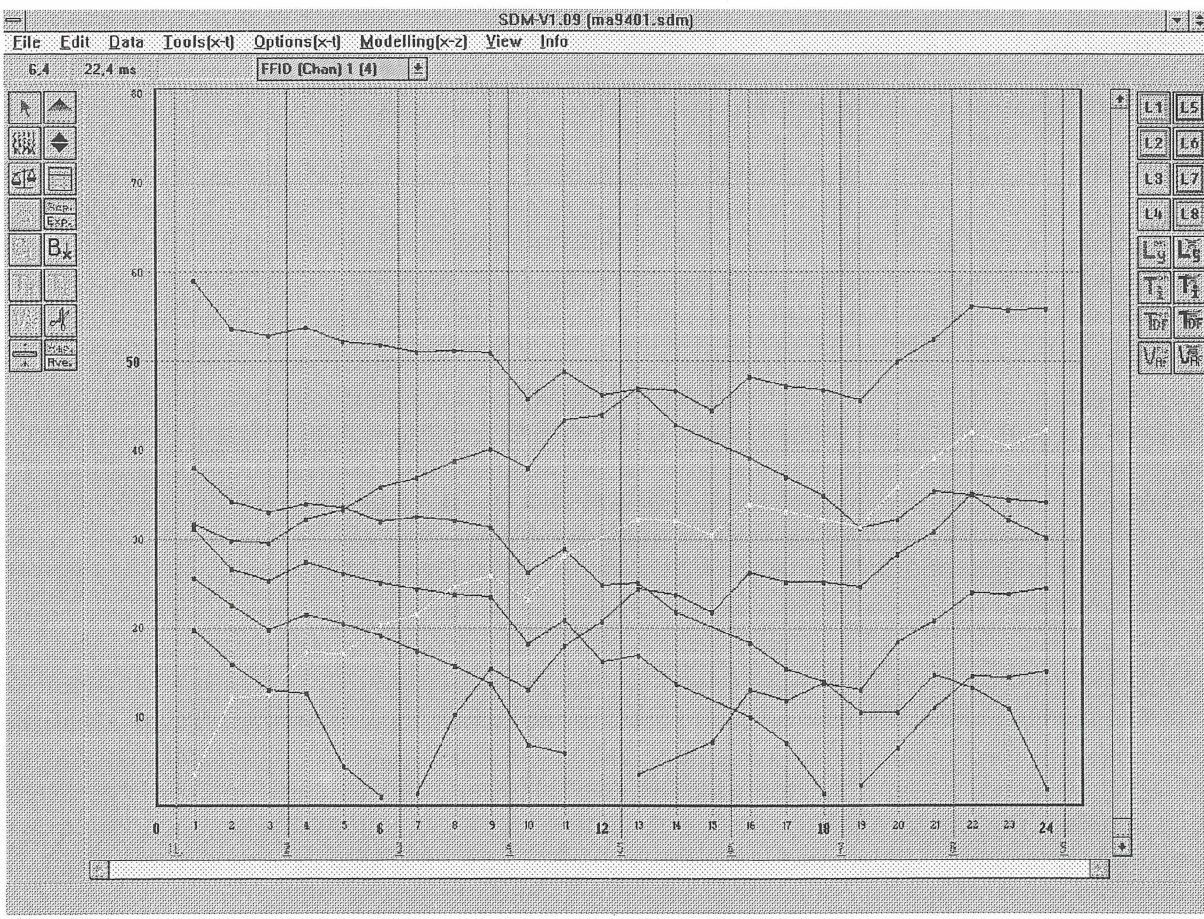
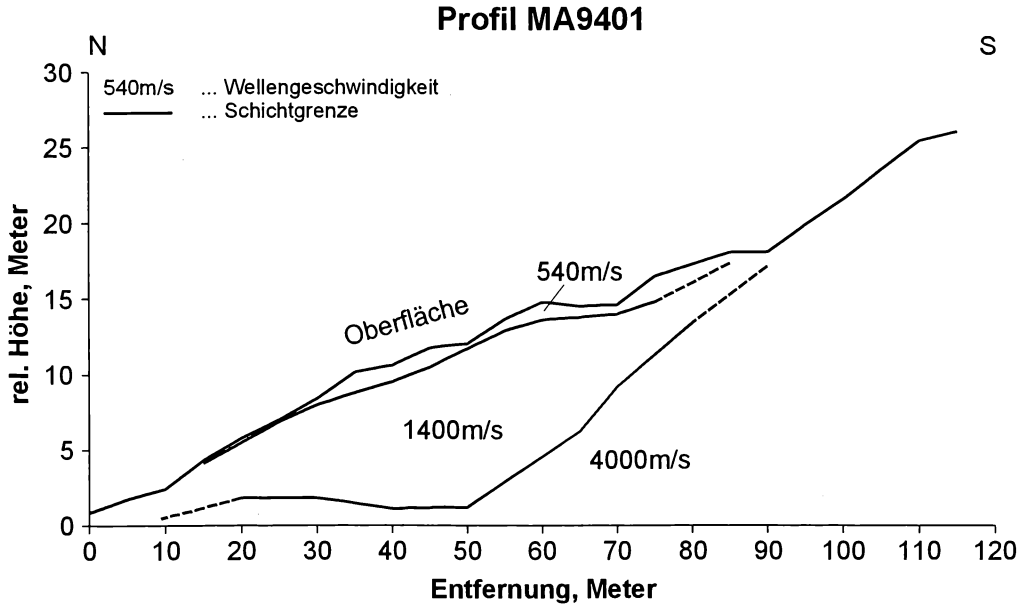


Abb. 6: Tiefendarstellung - Profil MA9401
Fig. 6: Depth-section - profile MA9401



4.2. Elektromagnetik

Die am Blockgletscher gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten waren erwartungsgemäß sehr niedrig (im Bereich von einigen Zehntel bis maximal 5 mS/m), da sowohl der trockene Blockschutt als auch die Permafrostschicht elektrisch praktisch als Nichtleiter einzustufen sind. Die Herstellerfirma kalibriert die Meßgeräte vor Auslieferung in einem geeigneten Meßgebiet. Eine exakte Kalibrierung auf verschwindend kleine Leitfähigkeiten ist vom Boden aus schwer realisierbar, da auch in einem Gestein, das man als vollkommen trocken und als reinen Isolator ansieht, feuchte Zonen oder andere elektrisch leitende Bestandteile vorkommen können.

Bei Messung in einem nicht leitenden Medium, etwa im freien Luftraum, müßte bei guter Kalibrierung der Wert Null abzulesen sein. Eine Kalibrierung in einem nach allen Seiten von der Spulenanordnung offenem Luftraum ist aber aus technischen Gründen kaum möglich, insbesondere für das System mit 40 m Spulenabstand. Tatsächlich wurden am Blockgletscher mit allen Meßspulenkonfigurationen negative Werte registriert. Es wurde aber keine Neukalibrierung sondern, allerdings erst bei der Datenbearbeitung, eine Meßwertkorrektur vorgenommen.

Da für die Ermittlung der Korrektur eine reine Luftmessung ebenfalls nicht realisierbar war, wurde für die verschiedenen Konfigurationen der jeweils niedrigste Meßwert (größte negative Leitfähigkeitsanzeige) mit dem Wert Null für die elektrische Leitfähigkeit im Untergrund gleichgesetzt, und zwar in der Annahme, daß diese niedrigsten Meßwerte annähernd einer tatsächlich verschwindend kleinen Leitfähigkeit im Untergrund entsprechen. Solche Bereiche sind im Blockgletscherareal durchaus vorstellbar, wenn direkt unter dem trockenen Blockschutt die Permafrostzone ohne Schmelzwässer oder erdig-feuchte Einlagerungen liegt. Der mögliche Fehler dieser Korrekturen wird mit 1 bis 2 mS/m eingeschätzt.

Eine exakte Kalibrierung könnte im Winter auf einem Gletscher mit wenigstens 100 m Eisdicke versucht werden. Die elektrische Leitfähigkeit von Eis wird mit 0,02 mS/m angegeben (CLARK 1966). Die oben genannten Korrekturschwierigkeiten erlauben nur bedingt Mächtigkeitsabschätzungen für Schichten unterschiedlicher Leitfähigkeit. Die Interpretation muß sich daher hauptsächlich auf qualitative Aussagen beschränken, und zwar durch

Beurteilung der durchschnittlichen Niveaus bzw. Trends der Leitfähigkeiten entlang der Profile. Die offensichtliche Fehlanzeige und anzubringende Korrektur war bei 40 m Spulenabstand am größten (6,1 mS/m), während bei 10 m und 20 m nur geringfügige Korrekturen von 2,3 bzw. 1,5 mS/m nötig waren.

Die korrigierte Wertereihe ergab sich für jede Spulenanordnung durch Addition der entsprechenden Korrektur zum ursprünglichen Meßwert. Sämtliche Meßwerte wurden in der eben dargelegten Weise korrigiert. Zur Darstellung des Verlaufs der elektrischen Leitfähigkeiten entlang der Profile wurde noch eine Glättung vorgenommen, um statistische Schwankungen etwas auszugleichen. Derartige statistische Schwankungen können bedingt sein durch Abweichungen von der gegenseitigen idealen Lage der Meßspulen, also durch geringfügige Entfernungsfehler bzw. mangelnde Komplanarität der Spulen zueinander, was bei dem oft schwierigen Gelände nicht auszuschließen ist. Die korrigierten und geglätteten Werte der Linien EM 9501, EM 9502 und EM 9504 sind in den Abb. 7 bis 9 zur Darstellung gebracht. Dabei sind die Meßdaten für alle drei Spulenabstände bei horizontaler bzw. bei vertikaler Dipolkonfiguration je in einer Abbildung zusammengefaßt.

Abb. 7: Elektromagnetische Kartierung, Linie EM9501, oben: horizontaler Dipol, unten: vertikaler Dipol

Fig. 7: Electromagnetic survey, line EM9501, top: horizontal dipole, bottom: vertical dipole

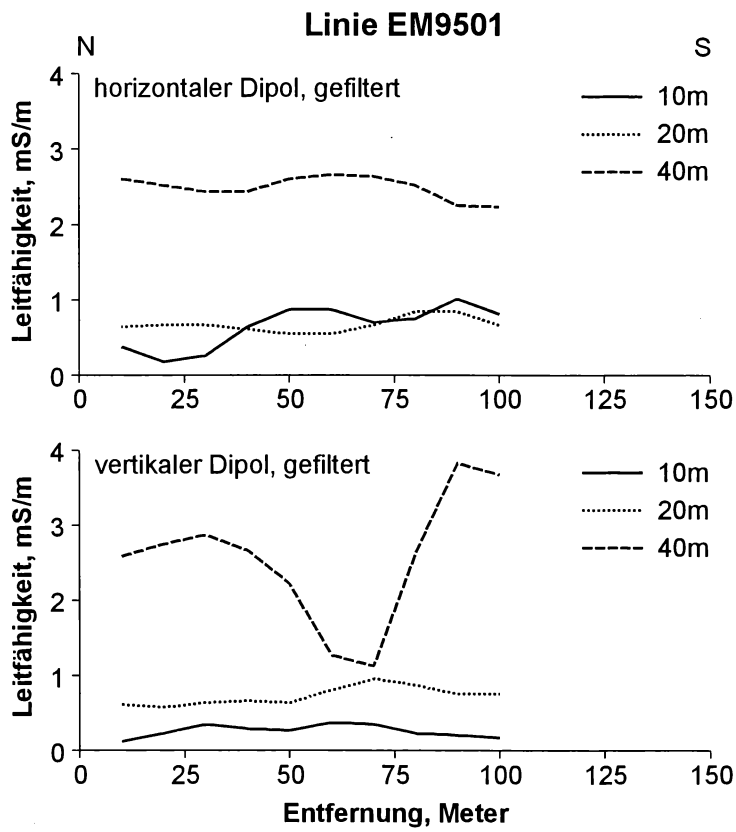


Abb. 8: Elektromagnetische Kartierung, Linie EM9502, oben: horizontaler Dipol, unten: vertikaler Dipol
Fig. 8: Electromagnetic survey, line EM9501, top: horizontal dipole, bottom: vertical dipole

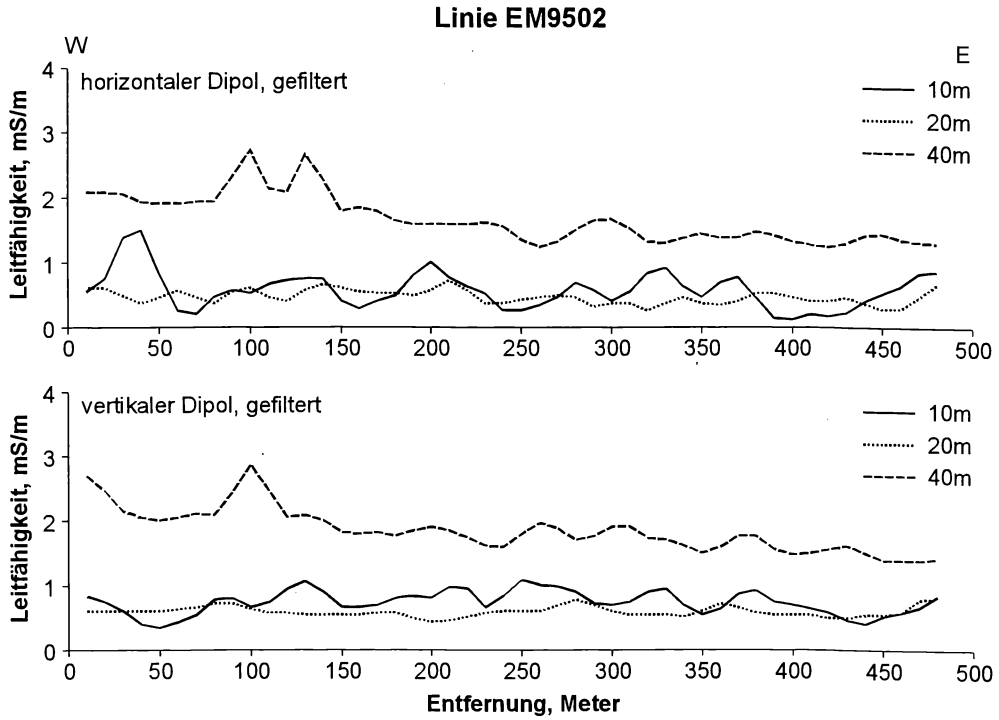
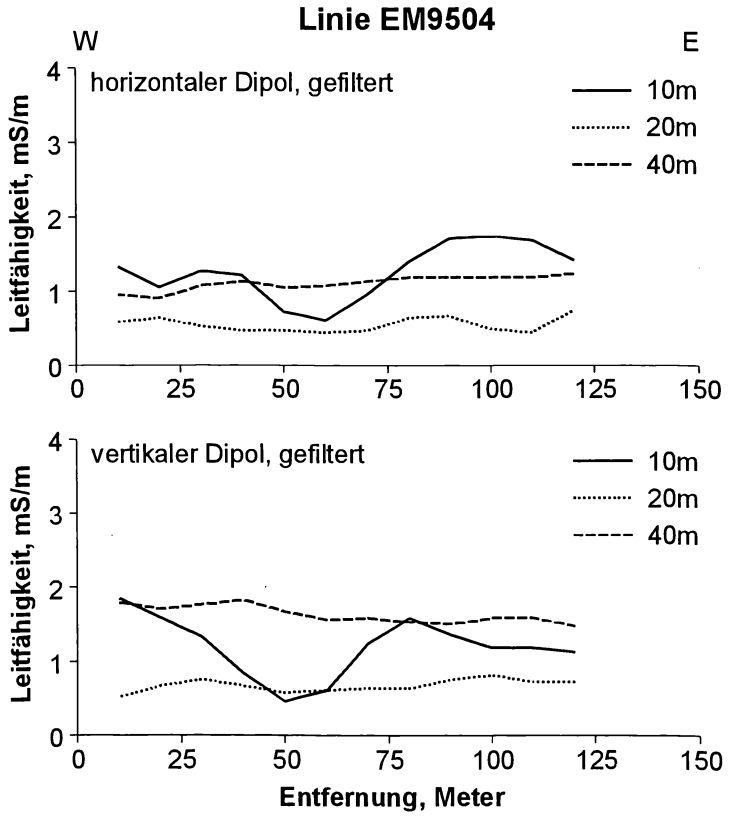


Abb. 9: Elektromagnetische Kartierung, Linie EM9504, oben: horizontaler Dipol, unten: vertikaler Dipol
Fig. 9: Electromagnetic survey, line EM9504, top: horizontal dipole, bottom: vertical dipole



4.3. Bodenradar

Die Meßdaten wurden, wie alle anderen Daten auch, auf PC mit einem eigens dafür entwickelten Programm verarbeitet. Die Menge an Meßdaten bei Bodenradarmessungen ist so groß, daß eine numerische Interpretation nicht mehr möglich ist (im konkreten Fall wurden insgesamt ca. 20 Mio. einzelne Meßwerte aufgenommen), weshalb diese wie bei allen Bodenradarmessungen grafisch dargestellt wurden. Nach dem Datentransfer wurde als erstes die Farbtransformation für eine optimale Darstellung der Meßdaten festgelegt. Die Amplitudenwerte der Meßdaten werden dabei in Klassen eingeteilt, wobei jeder dieser Klassen ein eigener Farbcode für die Darstellung zugeordnet wird. Dadurch wird eine Darstellung von sehr großen Datenmengen auf engstem Raum ermöglicht und somit eine ausgezeichnete Basis für die Interpretation geschaffen. Diese Darstellung von Bodenradardaten wird im Fachjargon als *Radargramm* bezeichnet. In horizontaler Richtung wird die Entfernung (=Profillänge) und in vertikaler Richtung die Wellenlaufzeit, welche unter Annahme einer konstanten Wellengeschwindigkeit proportional zum Wellenweg ist, dargestellt. Ein solches Radargramm stellt näherungsweise einen Vertikalschnitt des Untergrundes entlang des gemessenen Profilweges dar.

Da die Antenne bei der Messung aufgrund der manuellen Operation nicht mit konstanter Geschwindigkeit bewegt werden kann, werden diese lateralen Positionierungsfehler mit Hilfe der während der Messung mitaufgenommenen elektronischen Markierungen numerisch korrigiert. Diese sogenannte *Rubberband-Interpolation* wurde im nächsten Schritt an allen Profilen durchgeführt. Die elektronischen Markierungen sind in den Radargrammen als vertikale strichlierte Linien im Abstand von 10 m zu erkennen.

Im Anschluß an diese Korrektur wurden die Daten 8-fach gestapelt, d.h., aus jeweils 8 örtlich nebeneinanderliegenden Radarspuren wurde jeweils eine einzelne Spur durch den Stapelprozeß gebildet. Da die Datenrate bei der Feldmessung etwa um den Faktor 8 im Vergleich zu herkömmlichen Messungen erhöht war, konnten durch diesen Prozeß hochfrequente Störanteile im mittleren bis tiefen Untersuchungsbereich vermindert werden. Durch eine anschließende Frequenzfilterung (trapezförmiger Bandpaß mit den Eckfrequenzen 30/50-170/230 MHz) konnte das Nutz-/Störsignalverhältnis ebenfalls etwas gesteigert werden. Die Filterparameter wurden dabei mit Hilfe von Testläufen optimiert.

Zusätzlich zu dieser Frequenzfilterung wurde ein lateraler Filter zur Reduzierung der kohärenten Störwellenanteile verwendet. Diese Störwellen überdecken das Nutzsignal und sind (besonders bei großen geforderten Eindringtiefen) elektronischer Natur. Nachfolgend wurden die Daten einem Amplitudenausgleich mittels AGC (Automatic Gain Control) unterzogen und die Farbtransformation den endgültigen Datensätzen angepaßt.

Die Bestimmung der Wellengeschwindigkeit ist für die Berechnung der Objekttiefen erforderlich, da bei Bodenradarmessungen nur die Wellenlaufzeiten von der Antenne zum Objekt und zurück erfaßt werden. Es gibt dabei mehrere Möglichkeiten, diese zu ermitteln. Im gegebenen Fall wurden sogenannte *Diffraktionshyperbeln* für die Geschwindigkeitsanalyse verwendet. Kleine Störkörper (Punktanomalien) bilden sich in Radargrammen nicht als Punkt, sondern aufgrund der Wellenausbreitungsgesetze in einer anderen Form - nämlich als Hyperbel - ab. Da die Antennenposition für jeden Zeitpunkt der Messung bekannt ist, lassen sich unter Zuhilfenahme geometrischer Zusammenhänge die Wellenpfade und somit im weiteren die Wellengeschwindigkeiten ermitteln. Im vorliegenden Fall beträgt die mittlere Wellengeschwindigkeit für das Untersuchungsgebiet ca. 0,15 m/ns und entspricht somit etwa der Hälfte der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum.

5. Interpretation

5.1. Seismik

Die Ergebnisse der Tiefenberechnungen der einzelnen Profile sind in ihrem prinzipiellen Aufbau an allen Profilen sehr ähnlich. Die refraktionsseismischen Daten präsentieren sich auf manchen Profilteilen als Zweischichtfall, auf weiten Strecken konnten jedoch drei Schichten unterschieden werden. Die Abtrennung der einzelnen Schichten direkt aus refraktionsseismsichen Messungen erfolgt einzig und allein aus den in den Laufzeitkurven (Abb.5) identifizierbaren Geschwindigkeiten. Für die einzelnen Schichtglieder, die zugehörigen Geschwindigkeiten und die ermittelten Mächtigkeiten ergab die refraktionsseismische Auswertung der Daten aus dem gesamten Untersuchungsgebiet die Zuordnung nach Tab.6.

Tab. 6: Tiefen-, Schicht- und Geschwindigkeitsverteilung in den Blockgletscherarealen am Dösener See aus refraktionsseismischen Messungen
Tab. 6: Depth, layer and velocity distribution in the rock glaciers of the Dösen Lake area from refraction seismic measurements

Tiefe	Schicht	Geschwindigkeiten
1 - 3,5 m (im Mittel 2 m)	trockener Blockschutt	250 - 700 m/s (im Mittel bei 350 - 400 m/s)
bis 9 m (im Mittel 4,6 m)	Auftauschicht aus feuchtem bzw. mit Schmelzwasser gesättigtem Feinmaterial und angetaute Übergangszone zum Permafrost	1.050 - 2.500 m/s (im Mittel bei 1.800 - 2.000 m/s)
ohne Tiefenbegrenzung	Permafrost und Grundgebirge	3.600 - 3.900 m/s (im Mittel bei 3.750 m/s)

Die ermittelte Zuordnung liegt im Rahmen der von KING (1977 und 1984) und HAEBERLI (1985) angegebenen Zahlen. Die als feuchte Auftauschicht bezeichnete Zwischenzone ist aus den Laufzeitkurven teilweise überhaupt nicht erkennbar, an anderen Stellen aber ganz deutlich entwickelt. Die Geschwindigkeiten dieser Schicht überstreichen einen weiten Bereich und liegen z.T bei 2.000 m/s und mehr. Solche Geschwindigkeiten werden von KING (1984) einem Permafrostschutt um 0°C zugeordnet. Derartige Bereiche könnte man also durchaus zum Permafrost rechnen. Der jedoch deutliche Unterschied zu den nachgewiesenen echten Permafrostgeschwindigkeiten von 3.600-3.900 m/s spricht dafür, daß man diese Zwischenschicht getrennt betrachtet: Sie ist als heterogene Übergangsschicht mit von Ort zu Ort wechselnder Kompaktheit und Zusammensetzung anzusehen, mit wassergesättigtem Feinmaterial aus kiesig bis schluffigen Bestandteilen und Schmelzwasserwegigkeiten im angetauten Eisbereich.

Daß diese Zwischenschicht nicht überall identifizierbar ist, kann zwei Ursachen haben:
- ☐ Sie ist dort tatsächlich nicht vorhanden, d.h. die kompakte Permafrostschicht folgt unmittelbar unter dem trockenen Blockschutt.
- ☐ Sie ist so dünn, daß die zugehörige refraktierte Welle von refraktierten Wellen aus größerer Tiefe frühzeitig überholt wird und sich daher nicht durch Ersteinsätze, sondern durch meist nicht identifizierbare spätere Einsätze in der Laufzeitkurve darstellt.

Die von KING et al. (1992) angesprochene Geschwindigkeitsinversion, also der Fall einer langsameren Zwischenschicht im Vergleich zum Hangenden und Liegenden, ist aus dem Laufzeitbild schon vom Prinzip her überhaupt nicht erkennbar. Sie ist aber ein in arktischen Gebieten oft anzutreffendes Phänomen, wenn z.B. unverfestigte tundraartige Böden nur in

Oberflächennähe vom Permafrost erfaßt werden. Im alpinen Bereich ist eine Geschwindigkeitsinversion zumindest nicht auszuschließen, wenn etwa ein Blockgletscher unmittelbar einem stark verwitterten Untergrund auflagert. So eine Situation mag auch fallweise die Ursache dafür sein, daß das Grundgebirge unter Blockgletschern seismisch so schwer erfaßbar ist. Damit fällt und steht aber die Bestimmbarkeit der Blockgletschermächtigkeit. Trotz speziell groß gewählter Aufstellungslängen in der zweiten Kampagne (Profil MA 9504: Geophonauslage 240 m, größte Schuß- Geophondistanz 320 m) konnte jedoch kein sicherer Grundgebirgseinsatz mit einer unterscheidbaren höheren Geschwindigkeit identifiziert werden.

Durch seine Schlüsselfunktion für die Abschätzung der Blockgletschermächtigkeit im Untersuchungsareal wird in Abb.6 die Auswertung von Profil MA 9401 im Areal südlich des Dösener Sees als Tiefendarstellung präsentiert: Auf dem Profil ist die Zwischenschicht das dominierende Element. Die 1.400 m/s dieser Zwischenschicht sind ein durchschnittlicher Wert für die gesamte Linie. Im einzelnen wurden speziell im hangwärts gelegenen Teil Geschwindigkeiten bis 2.000 m/s festgestellt. Die tiefere, wenn auch schattige Lage dieses Blockgletschers und die aus seinem Erscheinungsbild ableitbare geringere Mächtigkeit im Vergleich zum großen oberen (Dösener) Blockgletscher stützt die Annahme, daß diese Zwischenschicht dem gesamten, aber jahreszeitlich bedingt tiefer angetauten und in seiner Kompaktheit eingeschränkten Dauerfrostbereich des Blockgletschers entspricht.

Die Basisgeschwindigkeit von rund 4.000 m/s liegt über den Permafrostgeschwindigkeiten des Dösener Blockgletschers (3.600 bis 3.900 m/s). Das gibt Anlaß, diese 4.000 m/s von Linie MA 9401 dem Grundgebirge zuzuordnen. Nimmt man weiters für das obere Areal dieselbe Grundgebirgsgeschwindigkeit an und daß die Aufstellungsweiten zur Erfassung des entsprechenden Laufzeitastes nicht ausreichten, so lassen sich über Modellrechnungen mit Hilfe der kritischen Entfernung Abschätzungen der Mindestmächtigkeit z_{min} für den Dösener Blockgletscher machen.

$$z_{min} \geq \frac{x_c}{2} \sqrt{(v_1 - v_o)(v_1 + v_o)}$$

Die kritische Entfernung bezeichnet den Abstand vom Schußpunkt, bei dem der Schnittpunkt der Laufzeitäste benachbarter Schichten, oder anders ausgedrückt, wo der Knickpunkt der Laufzeitkurve zu liegen kommt. Tab.7 zeigt eine Zusammenstellung derartiger auf einen Zweischichtfall reduzierter Modellrechnungen mit den Geschwindigkeiten v_o (Permafrost) und v_1 (Grundgebirge) für die Linien MA 9402 bis MA 9501. Mit der Grundgebirgsgeschwindigkeit von Linie MA 9401 (der Rechenwert beträgt dabei 4.023 m/s) und den jeweils auf den einzelnen Profilen gemessenen Blockgletschergeschwindigkeiten ($v_{0,i}$) sowie mit den für die einzelnen Linien maximalen Schußpunkt-Geophonentfernungen als kritische Entfernungen ergeben sich Mindestmächtigkeiten von rund 20 m.

Tab. 7: Mindestschichtmächtigkeiten des Permafrostkörpers
Tab. 7: Minimal thicknesses of the permafrost zone

			Mindestmächtigkeiten bei	
Profil	$v_{0,i}$	x_c	$v_0=v_{0,i}$ v_1=4023m/s	v_0=3601m/s v_1=4023m/s
MA 9402	3665m/s	180m	19,4m	21,2m
MA 9403	3780m/s	180m	15,9m	21,2m
MA 9404	3601m/s	180m	21,2m	21,2m
MA 9405	3620m/s	180m	20,7m	21,2m
MA 9501	3894m/s	320m	20,4m	37,6m

Setzt man allerdings für Linie MA 9501 z.B. eine Blockgletschergeschwindigkeit von nur 3.600 m/s an, wie sie etwa auf den Linien MA 9404 und MA 9405 beobachtet wurde, dann folgt aus dem Tatbestand, daß bis zu einer Entfernung von 320 m noch kein für einen Schichtwechsel kennzeichnender Knickpunkt beobachtet werden konnte, eine gerechnete Blockgletschermächtigkeit von mindestens 37 m. Weitere Modellrechnungen mit leicht variierten Geschwindigkeitsannahmen grenzen die wahrscheinliche Blockgletschermächtigkeit ebenfalls bei rund 30 bis maximal 40 m ein.

5.2. Elektromagnetik

Um die kombinierte Interpretation der Meßdaten mit den verschiedenen Spulenabständen und Dipollagen verständlich zu machen, sei auf die unterschiedliche Tiefenwirkung nach Tab.3 verwiesen. Wesentliche Eigenschaft des horizontalen Dipols ist seine größere Empfindlichkeit auf oberflächennahe Leitfähigkeiten (Tiefen bis etwa 40 % des Spulenabstandes). Der vertikale Dipol spiegelt eher die Leitfähigkeiten aus Tiefen ab 40 % bis 50 % des Spulenabstandes wider. Bei exakter Kalibrierung des Gerätes und ungestörten Meßdaten sollte eine Schichtgliederung des Untergrundes darauf aufbauend möglich sein.

Allgemeines Charakteristikum aller 4 Meßlinien EM 9501 bis EM 9504 sind die niedrige Leitfähigkeit von rund 1 mS/m, zum Teil auch deutlich darunter, die mit den Spulenabständen 10 und 20 m gemessen wurden, und im Gegensatz dazu die vergleichsweise höheren Leitfähigkeiten von 1,5 bis 2 mS/m, fallweise sogar bis 2,5 mS/m und mehr ansteigend, die sich mit der tiefreichenden Anordnung (Spulenabstand 40 m) ergaben.

Aus Tab.3 läßt sich der durch die Spulenabstände 10 und 20 m erfaßte Bereich bis max. 30 m Tiefe und die durch den Spulenabstand 40 m erzielbare Eindringtiefe mit 30 bis 60 m angeben. Die oben erwähnten niedrigen Leitfähigkeiten mit kleinen Spulenabständen sind deutbar durch das Zusammenspiel der schlecht leitenden, großteils trocken liegenden Grobblockschicht mit dem ebenso hochohmigen Permafrostbereich bis 20 m, eventuell 30 m Tiefe. Mit den 40 m-Konfigurationen konnte hingegen offensichtlich die durch die höheren Leitfähigkeiten sich ankündende bergfeuchte Zone unter dem Permafrostbereich erreicht werden.

Bei den 40 m-Konfigurationen zeigt mit Ausnahme der Linie EM 9501 der vertikale Dipol immer höhere Leitfähigkeiten als der horizontale. Das bedeutet, daß die hohen Leitfähigkeiten bei etwa dem 0,4-0,5-fachen von 40 m schon stark dominieren, während in Tiefen kleiner als dem 0,4-fachen von 40 m die Leitfähigkeit geringer sein muß. Daraus ist aber zumindest für den großen Blockgletscher abzuleiten, daß der Übergang von der Permafrostzone zum bergfeuchten Bereich in einer Tiefe von 20 m oder mehr stattfindet, ein Befund, der durchaus mit dem seismischen Ergebnis übereinstimmt.

Die gleich großen Leitfähigkeiten beider 40 m-Konfigurationen auf dem Profil EM 9501 südlich des Dösener Sees deuten auf eine kleinere Tiefe dieser Übergangszone, also auf weniger als 20 m Tiefe in diesem Blockgletscherareal. Die niedrigen Leitfähigkeiten der 20 m-Konfigurationen schließen jedenfalls aus, daß diese Tiefe kleiner als 10 m ist. Das bedeutet aber, daß der Permafrost hier vielleicht 20 m in die Tiefe reicht, und vielleicht auch noch das Grundgebirge erfaßt.

Einige bemerkenswerte Einzelheiten sollen im folgenden separat für die drei vermessenen Areale zusammengefaßt werden:

- *Blockgletscher südlich Dösener See* (EM 9501, Abb. 7)
  In Oberflächennähe (10 m-Dipol-Konfiguration) dominiert trockener Blockschutt mit minimaler Leitfähigkeit. Ab 10-15 m Tiefe (20 m-Konfigurationen) deutet die etwas höhere Leitfähigkeit auf Permafrost mit leichten Einflüssen durch Schmelzwässer hin. Eine Zone mit extrem niedriger Leitfähigkeit im Mittelteil des Profils, gemessen mit der besonders tiefgehenden vertikalen 40 m-Dipol-Anordnung weist dort auf einen kompakten Gesteinskörper im sonst bergfeuchten Bereich unterhalb einer Tiefe von 15 bis 20 m hin.

- *Dösener Blockgletscher östlich Dösener See* (EM 9502, Abb. 8)
  Leicht höhere Leitfähigkeiten der 10 m-Konfigurationen im Vergleich zu den 20 m-Konfigurationen dürften auf Schmelzwässer und erdige Abschnitte (letztere sind besonders auf Linie EM 9503 anzutreffen) in der Auftauschicht zurückzuführen sein. Die 20 m-Konfigurationen erfassen voll den Permafrost im 0,4-0,5 mS/m-Bereich. Der tiefergehende vertikale 40 m-Dipol mißt durchwegs höhere Leitfähigkeiten als der horizontale 40 m-Dipol. Daraus ist zu schließen, daß der Übergangsbereich von Permafrost zu nicht gefrorenem bergfeuchtem Untergrund tiefer als 20 m liegt. Interessant ist die allmähliche Abnahme der Leitfähigkeit der 40 m-Konfiguration auf der Linie EM 9502 bergwärts von W nach E. Diese Leitfähigkeitsabnahme kann eine zunehmende Permafrostmächtigkeit mit der Seehöhe, also einen größeren Tiefgang der Permafrostzone vielleicht bis in das Grundgebirge hinein bedeuten. Sie kann aber auch schlichter Ausdruck eines geringeren Auftaueffekts in größerer Höhe sein.
- *Areal außerhalb des Blockgletschers* (EM.9504, Abb. 9)
  Die 10 m-Konfigurationen mit geringer Tiefenwirkung spiegeln die oberflächennahe Bergfeuchte wider (1,2-1,7 mS/m), mit Ausnahme der Unterkante einer durch blanken Fels charakterisierten Steilstufe (0,4-0,6 mS/m). Die 20 m-Konfiguration mit 0,2 bis 0,8 mS/m läßt auf Permafrosteinfluß oder auf kompakten Fels schließen - die blanke felsige Steilstufe bestärkt diese Vorstellung -, während die 40 m-Konfigurationen wieder höhere Leitfähigkeiten lieferten, insbesondere beim tieferreichenden vertikalen Dipol, als Hinweis auf weitgehend durchfeuchtetes Gebirge ab 15 bis 20 m Tiefe.

Abb. 10: EM-Zweispulen-Modellrechnung, Linie EM9501, Modellparameter nach Tab. 7, Meßwerte vom Meßpunkt 20 m

Fig. 10: EM-two-coil modeling, line EM9501, modelparameters from Tab. 7, datavalues from survey point 20 m

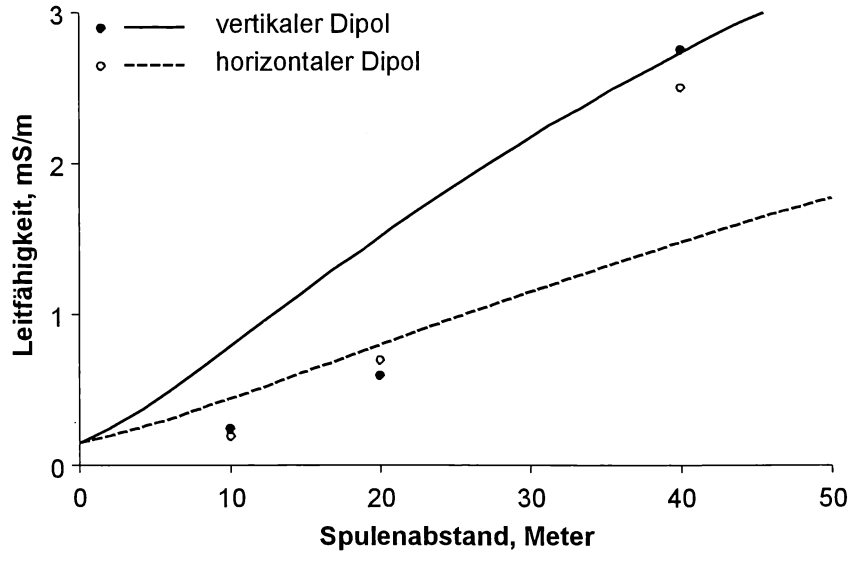
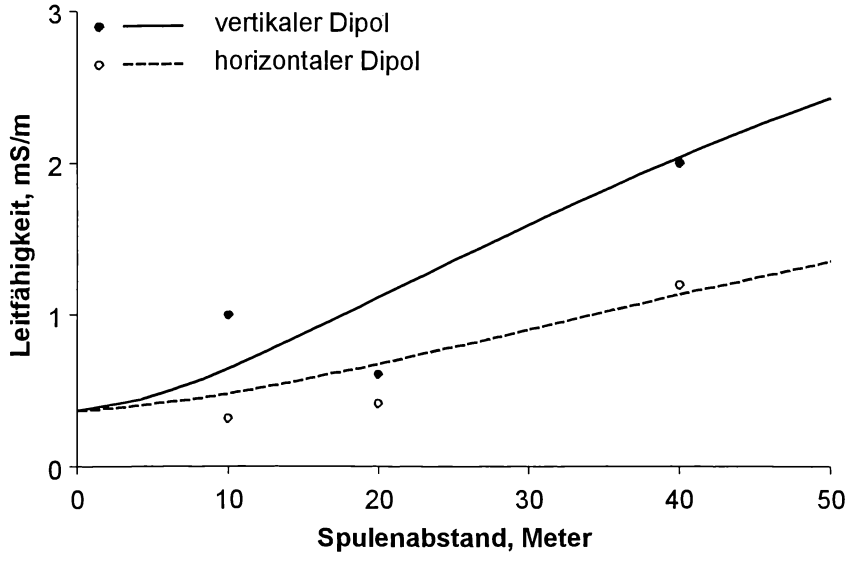


Abb. 11: EM-Zweispulen-Modellrechnung, Profil EM9502, Modellparameter nach Tab. 7, Meßwerte vom Meßpunkt 260 m
Fig. 11: EM-two-coil modeling, line EM9502, modelparameters from Tab. 7, datavalues from survey point 260 m



Zur Bekräftigung der obigen Mächtigkeitsabschätzungen wurden einige Modellrechnungen durchgeführt. Dabei werden Mächtigkeiten und Leitfähigkeiten der einzelnen zu erwartenden Schichtglieder vorgegeben und der theoretisch zu erwartende Meßwert berechnet. Da die Rechnung für beliebige Spulenabstände möglich ist, wurden Modellkurven für Spulenabstände fließend von 0 bis 50 m berechnet. Bei den Abständen 10, 20 und 40 m ist in Abb.10 und 11 für den vertikalen und für den horizontalen Dipol jeweils ein Meßpunkt aus den Linien EM 9501 und EM 9502 herausgegriffen und eingetragen. Der Modellrechnung wurde ein Dreischichtenfall zugrundegelegt. Ein Versuch einer Angleichung der theoretischen Kurven an die Datenpunkte für die Linien EM 9501 und EM 9502 mit den Parametern gemäß Tab.8 ist in den Abb.10 und 11 dargestellt.

Tab. 8: Optimierte Leitfähigkeiten und Schichtdicken von Linie EM9501 und EM9502
Tab. 8: Optimized conductivities and thicknesses on line EM9501 and EM9502

Linie	Schicht	Leitfähigkeit (mS/m)	Schichtdicke (m)	Schichtart
EM 9501	1	0,15	2,5	Grobbl.trocken
	2	0	32,5	Blockgletscher
	3	5,5		Grundgebirge
EM 9502	1	0,37	4,5	Grobbl.trocken
	2	0	40,5	Blockgletscher
	3	5		Grundgebirge

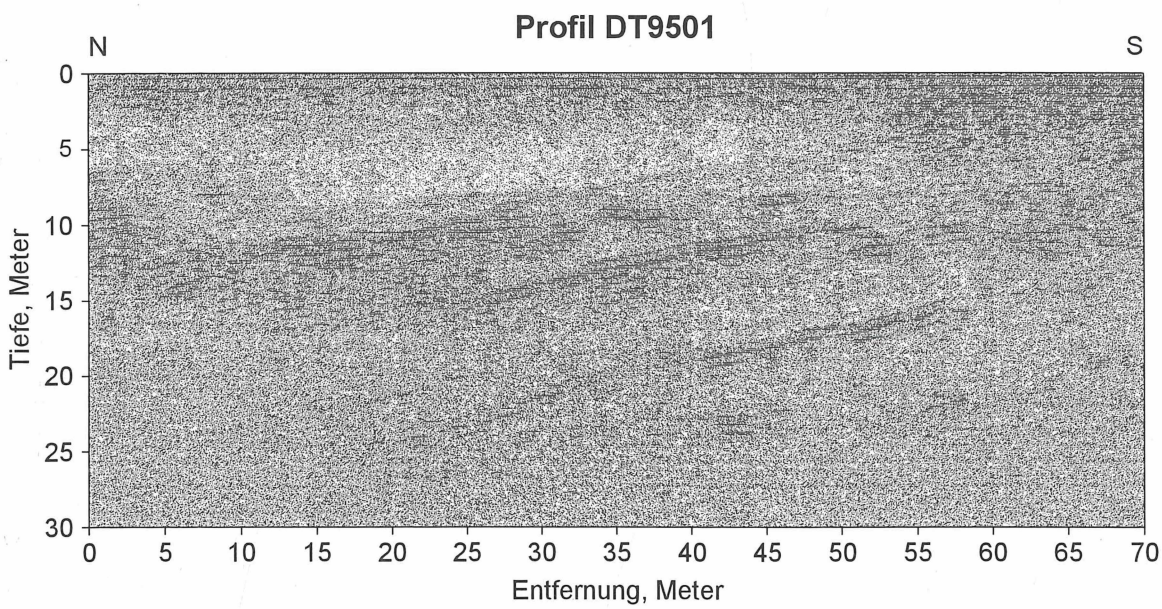
Die Werte für die 20 m-Konfiguration lassen sich schwer in die Modelle einbauen. Wahrscheinlich ist die Kalibrierungskorrektur für die 20 m-Konfiguration fehlerhaft. Die Abweichung von der Modellkurve liegt aber im Bereich von nur 0,5 mS/m, sodaß die

Rechenmodelle zumindest dem allgemeinen Trend der Leitfähigkeitsverteilung gerecht werden. Ursprüngliche Auswertungsversuche mit Zweischicht-Musterkurven, wobei nur eine mangelhafte Einpassung der Meßdaten in die Musterkurven möglich war, deuteten auf eine Permafrostmächtigkeit von 50 bis 60 m hin. Die obige Modellierung mit dem Dreischichtmodell dürfte der Wirklichkeit jedoch um einiges näherkommen.

5.3. Bodenradar

Die drei aufgenommenen Radarsektionen unterscheiden sich in ihrem Charakter grundsätzlich. Die Radarsektion DT 9501, deren Nordteil den südlichen Abschnitt des seismischen Profils MA 9401 überlappt, zeigt ausgeprägte Untergrundstrukturen. Die Sektion DT 9502 läßt hingegen nur schwach konturierte Einsätze zwischen 15 und 25 m erkennen, die eventuell der Blockgletscherbasis zugeordnet werden können. In der Sektion DT 9503 hingegen ist nur eine weitgehend diffuse Reflektivität im Bereich unterhalb 10 bis 15 m sichtbar. Von der Sektion DT 9501 (Areal südlich Dösener See) ist der nördliche Abschnitt, der mit dem Nordteil des seismischen Profils MA 9401 überlappend verläuft, in Abb.12 wiedergegeben. Das Radarprofil setzt bei der Entfernungsmarke 50 m des Profils MA 9401 (Abb.6) ein und endet bei der Marke 120 m.

Abb. 12: Radargramm - Profil DT9501
Fig. 12: Radargram - profile DT9501



Ein Vergleich von Radar- und Seismik-Daten auf dieser Meßstrecke erlaubt wichtige Beobachtungen: Die seismisch erfaßte Mulde mit der tiefsten Stelle bei Position 50 m, die im Kap.5.1 als möglicher angetauter bzw. nicht kompakter Permafrost apostrophiert wurde, zeichnet sich mit vergleichbarer maximaler Mächtigkeit (etwa 10 m) auch auf der Radarsektion ab. Der Permafrost selbst stellt sich im Radargramm als diffuse, reflektivitätsarme (in der Abb.12 als weißliche) Zone dar, jedoch nach unten durch deutliche Reflexionen abgegrenzt. Die kontinuierliche Fortsetzung der oberen Reflexionseinsätze nach S ergibt ein Ausstreichen dieses Horizontes an der Oberfläche am Ende des dargestellten Profilabschnittes in guter Übereinstimmung mit dem seismischen Befund. Eine zur angesprochenen Blockgletschermulde parallele Schichtung des unterlagernden Gebirges begünstigt offenbar die Radarreflektivität der Blockgletscherbasis. In weiteren Tiefenabschnitten von etwa 5 m und darunter noch einmal von 7 m sind zwei weitere weitgehend parallele Reflexionen erkennbar, die geologischen Gesteinsgrenzen oder auch Kluftflächen zuzuordnen sind. Am Südende der

gesamten Radarsektion von 130 bis 180 m (außerhalb der Abb. 12) sind bis 30 m Tiefe ganz ähnliche Reflexionseinsätze mit steilem Nordfallen erkennbar. Die auf dem Radargramm bis in eine Tiefe von 10 bis 12 m reichende dunkle diffuse Zone bei der Entfernung 55 bis 75 m ist am Originalradargramm strukturierter als die Schwarzweiß-Kopie erkennen läßt.

Wie weiter oben schon angedeutet, lieferte das Radargramm DT 9502 schwach ausgebildete Reflexionseinsätze, und zwar entlang des ganzen Profiles. Diese Reflexionen sind im NE des Profils bei etwa 12 m, tauchen bei Mitte des Profils bis über 20 m ab, um am SW-Ende wieder auf rund 18 m anzusteigen. Der Befund aus den Radarmessungen scheint die aus den seismischen Modellrechnungen sich ergebenden Mindestmächtigkeiten des großen Blockgletschers von 20 m zu bekräftigen. Das Radargramm DT 9503 vom oberen Bereich des Blockgletschers zeigt eine gewisse Reflektivität unterhalb 10 bis 15 m mit Anzeichen für ein schwaches Einfallen von N nach S im nördlichen und südlichen Randbereich des Profils. Im Zentralbereich deutet sich ähnlich wie auf Profil DT 9502 eine schwache Mulde mit einer Tiefe von 15 m an. Das weist möglicherweise auf eine Abnahme der Mächtigkeit des Blockgletschers auf der Strecke von Linie DT 9502 bis DT 9503 hin.

6. Schlußfolgerungen und Ausblick

Der in Österreich erstmalige intensivere Einsatz geophysikalischer Methoden in der hochalpinen Permafrostforschung hat einerseits Erfahrungen anderer, meist Schweizer Forschergruppen bestätigt, andererseits auch neue Erkenntnisse gebracht. Die geophysikalischen Untersuchungen des beschriebenen Projekts konzentrierten sich auf aktive Blockgletscher.

Die Refraktionsseismik bestätigte den heterogenen und lateral nicht einheitlichen inneren Aufbau eines Blockgletschers. Trockener Blockschutt und eine durch relativ niedrige seismische Geschwindigkeiten (1050-2500 m/s) sich auszeichnende, also nicht sehr kompakte Übergangszone mit wechselnder Mächtigkeit ist teils noch der Auftauschicht, teils aber dem Permafrostbereich zuzuordnen. Bei geringer mächtigen Blockgletschern scheint diese Übergangszone dominierend zu sein. Der „massiv vereiste" Blockgletscher weist Geschwindigkeiten von 3600-3900 m/s auf. Trotz erzielter Übertragungsweiten für die refraktionsseismische Energie von über 250 m konnten keine Welleneinsätze mit deutlich höheren Geschwindigkeiten registriert werden, die zweifelsfrei dem Grundgebirge zuordenbar wären. Offensichtlich ist im Untersuchungsgebiet das Grundgebirge geklüftet und mechanisch beansprucht, sodaß die im seehöhenmäßig tiefer liegenden Blockgletscherbereich südlich des Dösener Sees nachgewiesenen Grundgebirgsgeschwindigkeiten kaum über 4000 m/s ansteigen. Modellrechnungen mit kritischen Entfernungen führen auf eine Mindestmächtigkeit des großen Blockgletschers östlich des Dösener Sees von 20-40 m.

Die elektromagnetischen Messungen mit dem Zweispulensystem (Slingram-Verfahren) konnten wegen Kalibrierungsschwierigkeiten nur qualitativ interpretiert werden. Niedrige Leitfähigkeiten (bis max. 1 mS/m) wurden in Oberflächennähe beobachtet (trockener Blockschutt), jedoch mit zum Teil kräftigen Schwankungen, wahrscheinlich wegen der heterogenen, vermutlich auch mit Wasserwegigkeiten durchsetzten Auftauzone. Die hohen Leitfähigkeiten um 2-3 mS/m mit den tiefreichenden Spulenkonfigurationen (40 m) deuten bereits auf den Einfluß des eisfreien Grundgebirges im Liegenden hin. Die Leitfähigkeiten dieser Größenordnung sind für wassergesättigte Lockersedimente kennzeichnend. Das würde bedeuten, daß das Grundgebirge unter dem Blockgletscher extreme Klüfte und Wasserwegigkeiten aufweist und außerdem einen gut leitenden Mineralgehalt besitzt. Möglicherweise sind aber die Meßwerte für den großen Dipol (40 m) wegen der oben angedeuteten Kalibrierschwierigkeiten zu weit nach oben korrigiert. Daß aber im Untergrund zumindest eine Variationsbreite von rund 1 mS/m vorhanden ist, zeigen die Daten der 40m-Konfigurationen auf der Linie EM 9502 (Abb. 8). Die Leitfähigkeit nimmt von W nach E um rund 1 mS/m ab, was wohl eine Folge der bergwärts (Höhenunterschied 110 m) zunehmenden Mächtigkeit der

Permafrostzone ist. Leitfähigkeiten um ein 1 mS/m oder mehr bedeuten aber spezifische Widerstände von 1000 Ohmmeter und darunter. Das sind aber spezfische Widerstände, die weit unter den 9300 Ohmmetern liegen, die FISCH et al. (1978), zitiert auch bei HAEBERLI (1985), für den Felsuntergrund in den Walliser Alpen mit geoelektrischen Messungen (Stromein-bringung über Erdspieße) festgestellt haben. Grobabschätzungen der Blockgletscher-mächtigkeit aus den EM-Messungen liegen im Rahmen des seismischen Befundes.

Die Bodenradarmessungen ergaben eindeutige Grundgebirgsreflexionen im Gebiet südlich des Dösener Sees (Linie DT 9501, Abb. 12) und bestätigen damit die refraktionsseismische Felstiefe von etwas über 10 m. Im anderen Blockgletscherareal stimmen die andeutungsweise vorhandenen Radar-Reflexionselemente tiefenmäßig mit den seismischen Ergebnissen überein, erlauben aber keine eindeutige Interpretation.

Die geophysikalische Kampagne hat bewiesen, daß mit Verfahren der angewandten Geophysik nähere Aufschlüsse über Aufbau, Mächtigkeit und Heterogenität von Blockgletschern erzielbar sind. Sorgfältige Anpassung der Feldarbeiten an die vorgegebenen Bedingungen ist zur Erfassung der geophysikalischen Daten notwendig. Das betrifft die Energieankopplung und die Geophonfixierung bei der Seismik, die Notwendigkeit, Radarmessungen im Winter auszuführen, aber auch spezielle Kalibrationserfordernisse für das EM-Zweispulen-Verfahren. Widerstandssondierungen mit Elektrodenplazierung in der erdigen oder durch Schneematsch ankoppelbaren Auftauzone sind geplant und sollten das geophysikalische Bild erweitern helfen. Messungen in anderen Blockgletschergebieten würden den wichtigen Vergleich hinsichtlich der Art des Grundgebirges erlauben. Ein weiterer Fragenbereich betrifft den Permafrost im anstehenden Gebirge ohne Blockgletscherbedeckung. Weitere Experimente und Einsätze der Geophysik im alpinen Permafrost sind zur Steigerung ihrer Aussagekraft in diesem anspruchsvollen Anwendungsbereich unbedingt nötig.

In Anbetracht der potentiellen Gefahr einer beschleunigten globalen Erwärmung und der damit verbundenen drohenden Abschmelzung von Permafrostbereichen mit allen damit gekoppelten Nebenerscheinungen ist die Intensivierung auch der geophysikalischen Permafrostforschung angezeigt. Für bautechnische Probleme in Zusammenhang mit Permafrost hat die Geophysik ihre Nützlichkeit punktuell mehrfach bewiesen. Weitere positive Erfahrungen sollten der Akzeptanz der Geophysik durch die Bauindustrie auch für diesen Problemkreis dienlich sein.

An dieser Stelle sei allen akademischen und studentischen Mitarbeitern des Instituts für Geographie der Universität Graz für den selbstlosen Einsatz im schwierigen hochalpinen Gelände bei Transport der Geräte und Durchführung der geophysikalischen Messungen herzlich gedankt. In gleicher Weise gebührt dem Hüttenwirt des A.-v.-Schmid-Hauses, Herbert UNTERWEGER, mit seiner Haflingerstute Lore für seine Hilfeleistung hohe Anerkennung.

Literatur

ANNAN, A.P., 1992: Ground penetrating radar workshop notes. - Sensors and Software, 126 S.

CLARK, S.P. (Ed.), 1966: Handbook of Physical Constants. - Memoir 97 of the Geological Society of America, Inc., New York, 587 S.

DAVIS, J.L., Annan, A.P., 1989: Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. - Ontario Geological Survey, Special Volume 3, Canada, 703 S.

FISCH, W., Fisch, W., Haeberli, W., 1978: Electrical D.C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. - Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 13 (1977), 239-260.

FRUHWIRTH, R.K., 1995: Das Bodenradar. - Steir.Beitr.z.Rohst.u.Energief., Heft 11, Amt der Steierm.Landesreg. (Hrsg.), 32-43.

HAEBERLI, W., 1985: Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers. - Mitt. d. Versuchsanst. f. Wasserbau, Hydrologie u. Glaziologie ETH Zürich 77, 142 S.

HAGEDOORN, J.G., 1959: The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. - Geophys.Prosp., Vol. 7, 179-181.

HAGUE, P.R., 1994: SIR System-2 training notes. - Geophysical Survey Systems Incorporation, Salem, NH, 91 S.
KING, L., 1977: Permafrostuntersuchungen in Tarfala (Schwedisch Lappland) mit Hilfe der Hammerschlagseismik. - Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 12/2, 187-204.
KING, L., 1984: Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane. - Heidelberger Geogr. Arb. 76, 174 S.
KING, L., Gorbunov, A.P., & Evin, M., 1992: Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. - Permafrost and Periglacial Processes 3, 73-81.
KOGLER, A., & Schmöller, R. 1995: Seismische Methoden. - Steir. Beitr .z. Rohst. u. Energief., Heft 11, Amt d.Steierm.Landesreg. (Hrsg.), Graz, 8-25.
LIEB, G.K., 1996: Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. - In diesem Band.
MCNEILL, J.D., 1980a: Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers. - Technical Note TN-6 of Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada, 15 S.
MCNEILL, J.D., 1980b: EM34-3 Survey Interpretation Techniques. - Technical Note TN-8 of Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada, 7 S.
MCNEILL, J.D., 1990: EM34-3 & EM34-3XL Operating Instructions. - Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada, 6 S.
PALMER, D., 1980: The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. - Soc.o.Expl.Geoph., Tulsa, Oklahoma, 104 S.
PETROY, D.E., 1994: Assessment of ground penetrating radar applicability to specific site investigations: simple methods for pre-survey estimation of likely dielectric constants, target resolution and reflection strengths. - Symposium on the Application of Geophysics to Engeneering and Environmental Problems. 31, Boston, MA, 31 S.
SCHMÖLLER, R., 1977: Comments on "the Hidden Layer Problem in Seismic Refraction Work". - Geophysical Prospecting, Vol. 25, 791-792.
SCHMÖLLER, R., 1978: Der Grundwasserleiter im Murboden des Fohnsdorfer Beckens als refraktionsseismisch überschossene Schicht. - Mitt. Abt.Geol.Paläont.Bergb. Landesmus. Joanneum, H. 39, Graz, 97-108 (512-526)

Anschriften der Verfasser

Tit. ao. Univ.Prof. Dipl.Ing. Dr. Rupert SCHMÖLLER
Institut für Geophysik
Montanuniversität Leoben
Franz Josef-Straße 18
8700 Leoben

Dipl. Ing. Dr. Rudolf K. FRUHWIRTH
Institut für Angewandte Geophysik
Forschungsgesellschaft Joanneum Research GmbH
Roseggerstraße 17
8700 Leoben

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz

Jahr/Year: 1996

Band/Volume: 33_1996

Autor(en)/Author(s): Schmöller Rupert, Fruhwirth Rudolf K.

Artikel/Article: Komplexgeophysikalische Untersuchung auf dem Dösener Blockgletscher (Hohe Tauern, Österreich) 165-190