

DIE EISDICKE DES WESTLICHEN RIESERFERNERS - VEDRETTA OCCIDENTALE DI RIES



Bericht des
Institutes für Meteorologie und Geophysik
der Universität Innsbruck
über die Messungen am 05.05.2011
DR. ANDREA FISCHER

im Auftrag von
Ufficio Idrografico di Bolzano Via Mendola 33, I-39100 Bolzano
Hydrographisches Amt Bozen Mendelstraße 33, I-39100 Bozen

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	1
1 Bericht über die Messungen am Rieserferner	2
2 Ergebnisse	6
3 Tabellen	14
4 Messmethode	16
4.1 Messanordnung und Positionsbestimmung	18
4.2 Meßgerät	18
4.3 Auswertung	19
4.4 Fehlerabschätzung	21
4.5 Erstellung der Karten der Eisdicke aus den Punktmessungen	22
Literaturverzeichnis	23

Kapitel 1

Bericht über die Messungen am Rieserferner

Die Eisdickenmessungen am Rieserferner wurden am 05. Mai 2011 vom Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck im Auftrag des Hydrographischen Amtes zeitgleich mit den Massenbilanzmessungen des Hydrographischen Amtes durchgeführt. Die Eisdicke des Rieserfernens wurde an 44 Punkten des Gletschers gemessen. Abbildungen 1.1 zeigt den Rieserferner zum Zeitpunkt der Messungen. Die Oberfläche war gut mit Schnee bedeckt, die Bedingungen waren optimal. Eine Übersichtskarte des Rieserfernens mit Messpunkten ist in Abbildung 1.2 zu sehen.

Hydrographisches Amt
Mendelstraße 33
39100 Bozen
Tel.: 0471 414740
Fax: 0471 414779

Dr. Ing. Roberto Dinale
Tel: 0471 414751 - Fax: 0471 414779
roberto.dinale@provinz.bz.it

Institut für Meteorologie und Geophysik
Universität Innsbruck

Innrain 52,
A-6020 Innsbruck, Austria
Tel.: +43 512 507 5451
Fax: +43 512 507 2924
e-mail: Meteorologie@uibk.ac.at

Durchführung der Messungen (IMGI):

Dr. Andrea Fischer

andrea.fischer@uibk.ac.at

Mag. Martin Stocker-Waldhuber

Markus Emprechtlinger

Mag. Martin Ortner



Abbildung 1.1: Der Rieserferner zum Zeitpunkt der Messungen.

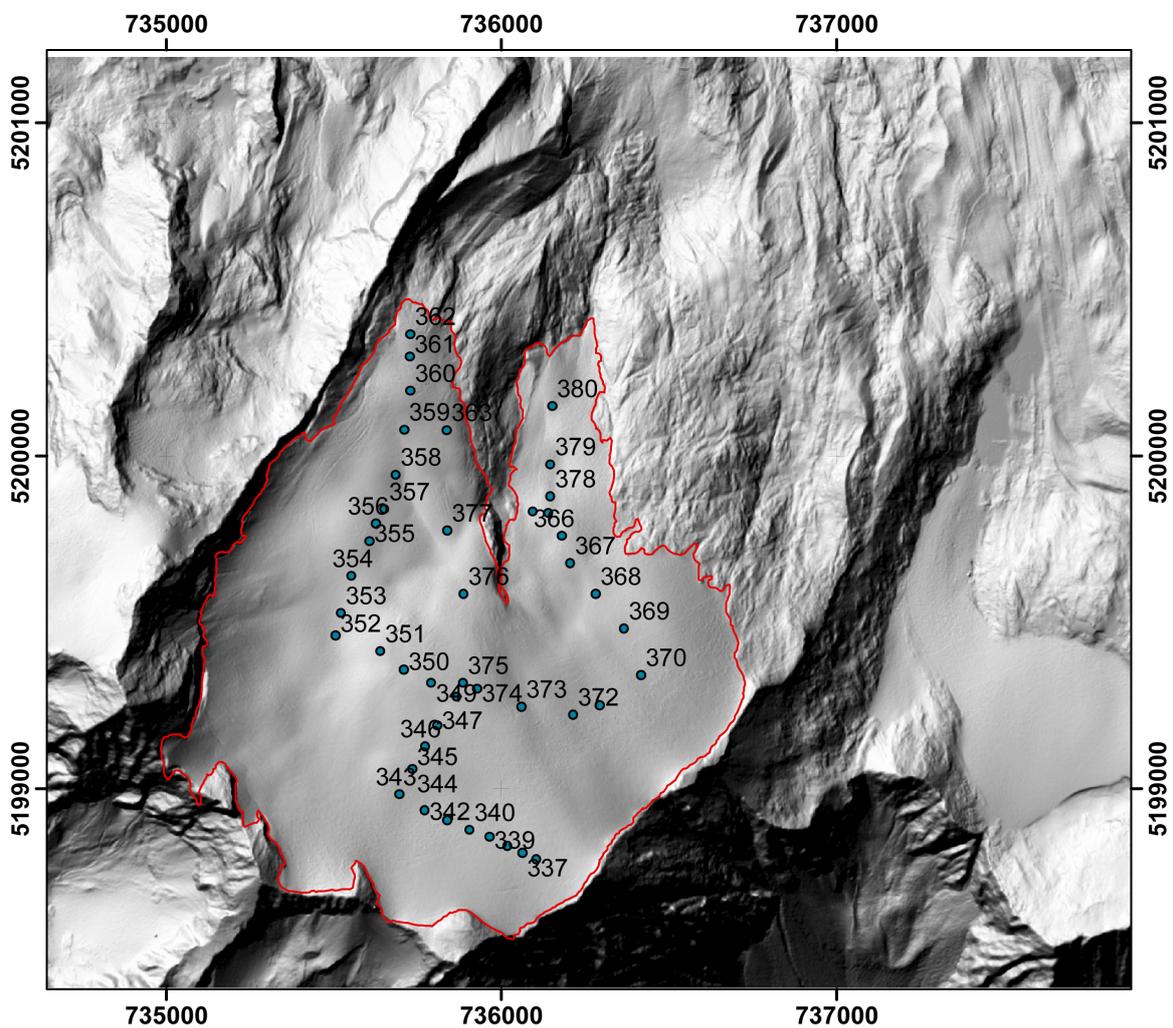


Abbildung 1.2: Hillshade aus dem DTM des Rieserfernens mit Gletschergrenze 2006 in rot (Quelle: Hydrographisches Amt Bozen) sowie Position der Messpunkte mit GPS Nummern.

Kapitel 2

Ergebnisse

Der Rieserferner befindet sich im hinteren Reintal in der Rieserfernergruppe und bedeckt eine Fläche von knapp unter 2 km². Der Gletscher ist nach Norden exponiert und erstreckt sich in Höhen zwischen 2570 und 3227 m über dem Meer. Das Eis fließt von einem weitem Gletscherbecken in Kammnähe in zwei durch einen Nunatak bzw. eine Felsstufe getrennte Zungen, von denen die orographisch rechte weiter nach unten fließt als die linke, welche auf einem kleinen Plateau im Schatten eines Felskammes liegt.

Die in Abbildung 1.2 eingezeichnete Gletschergrenze von 2006 und das Höhenmodell von 2006 wurden vom Hydrographischen Amt Bozen zur Verfügung gestellt. Für die vorliegende Studie wurden die Gletschergrenzen übernommen. In Abbildung 2.1 ist eine 3D Ansicht des beleuchteten Oberflächenmodells von 2006 des Rieserfernens zu sehen, wobei die Gletscherfläche des Rieserfernens blau eingefärbt wurde. Abbildung 2.2 zeigt die Verteilung der Messpunkte mit den Nummern der gespeicherten GPS Punkte, wie sie in Kapitel 3 angeführt sind.

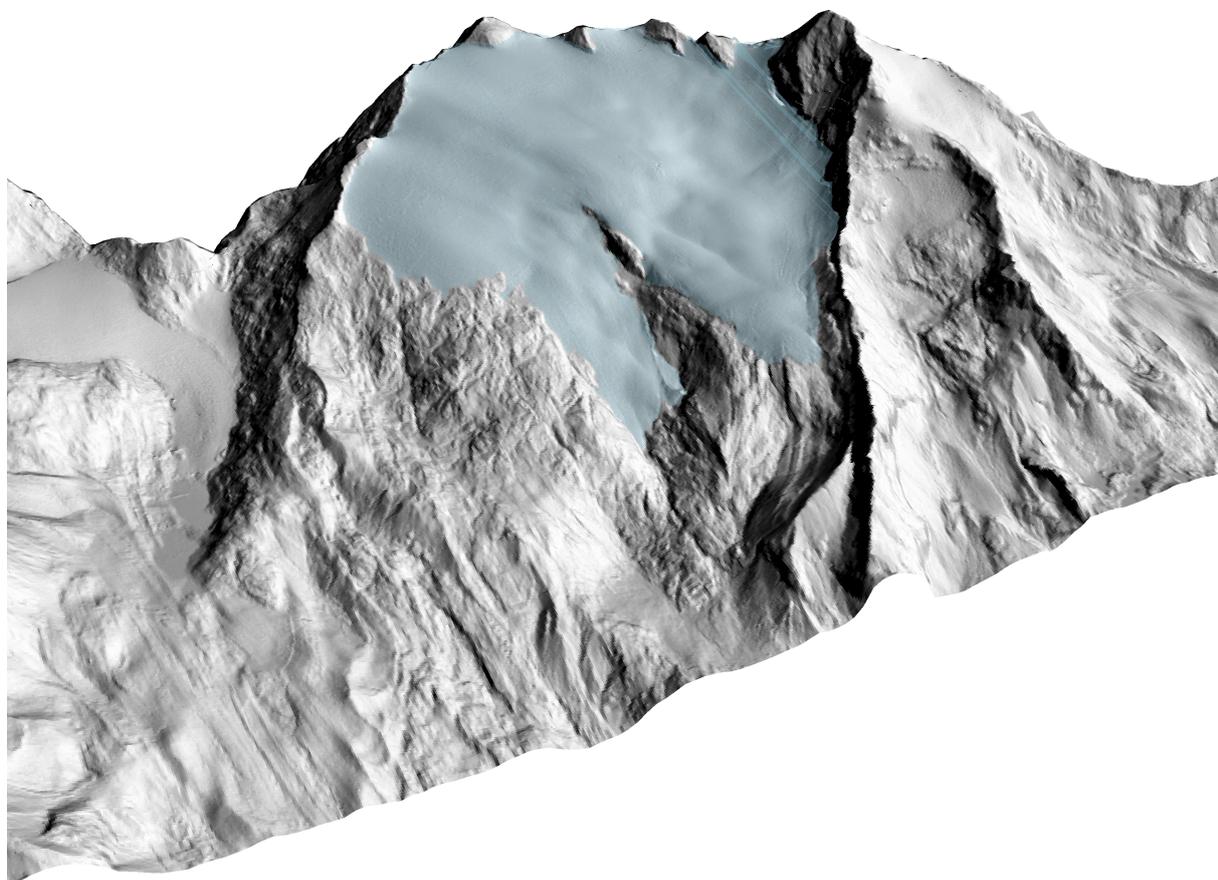


Abbildung 2.1: 3D Ansicht des Rieserfernners auf der beleuchteten Oberfläche von 2006. Die Gletscherfläche 2006 ist blau gekennzeichnet.

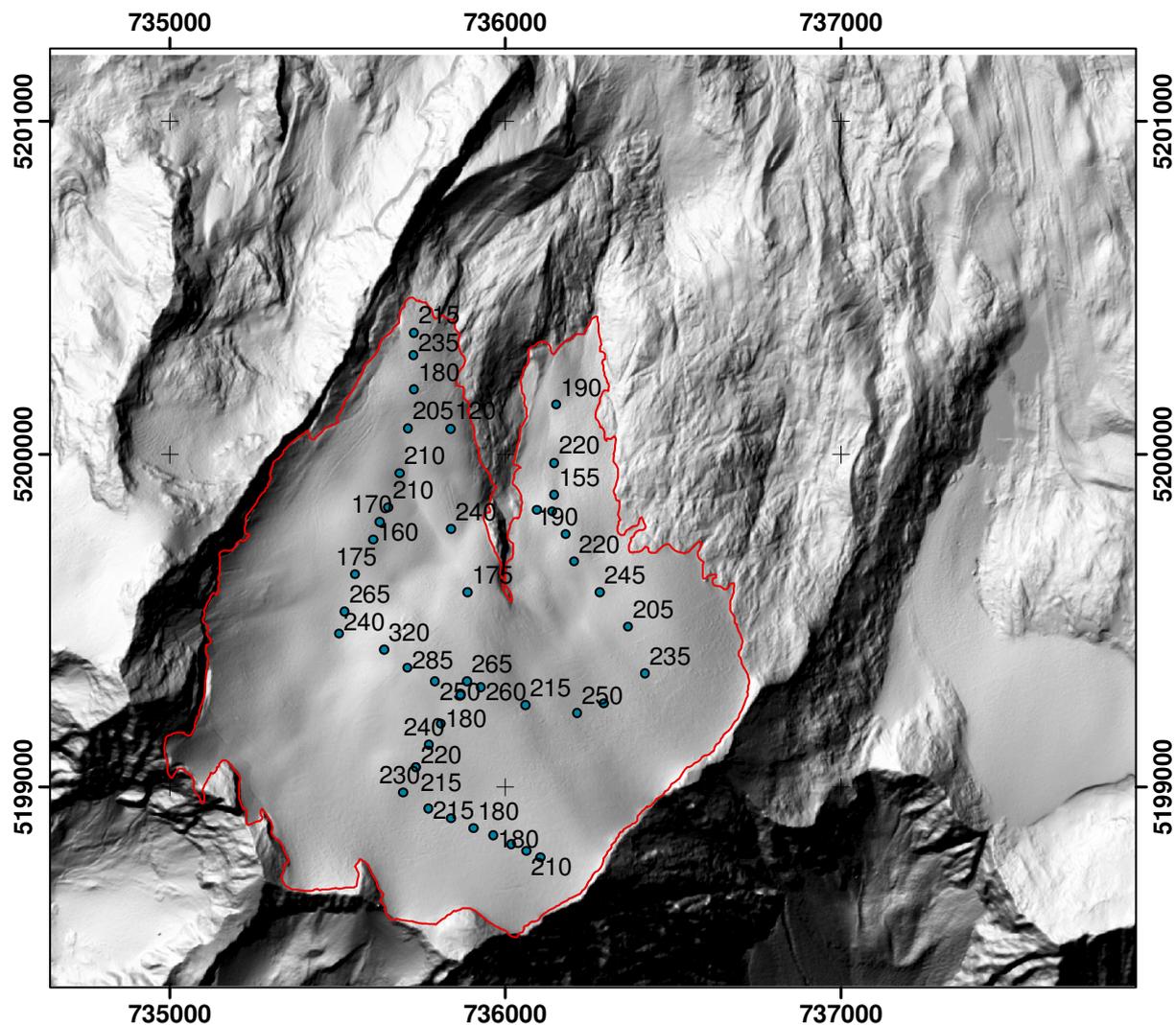


Abbildung 2.2: Verteilung der Messpunkte am Rieserferner mit Nummer der GPS Punkte mit gemessenen Schneehöhen in cm. Die Gletschergrenze von 2006 (rot) ist auf dem beleuchteten DHM von 2006 dargestellt.

Abbildung 2.3 zeigt die Eisdicke an den Stellen der Messungen. Der Untergrund des Rieserferners ist von einigen subglazialen Felsrippen geprägt, die sich von den umliegenden Graten bzw. vom Nunataker, der die beiden Zungen trennt, Richtung Nordwesten unter den Gletscher ziehen. Das Gletscherbett ist dadurch eher kleinräumig strukturiert. Dieses Bild hat sich auch bei den Eisdickenmessungen an den Gletschern der Zillertaler Alpen gezeigt (Hornkees, Waxeggkees, Schwarzensteinkees) und dürfte unter anderem mit den mechanischen Eigenschaften des Felsuntergrundes zusammenhängen. Wie auch im Zillertal sind sowohl die maximalen, als auch die mittleren Eisdicken im Vergleich zu den Gletschern z.B. der Ötztaler Alpen oder des Ortler Gebietes geringer.

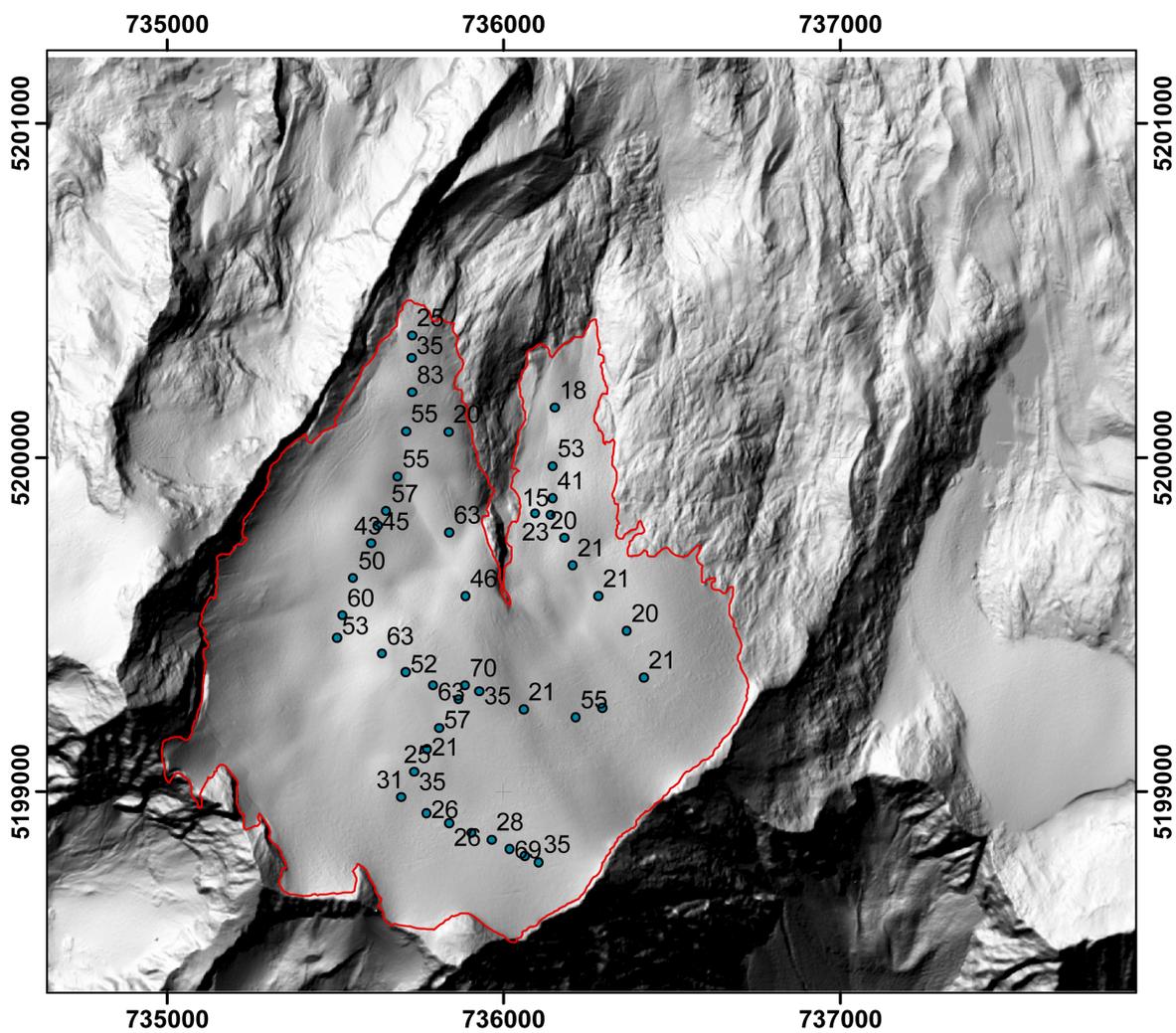


Abbildung 2.3: Eisdicken an den Stellen der Messungen in Meter. Die Gletschergrenze von 2006 (rot) ist auf dem beleuchteten DHM von 2006 dargestellt.

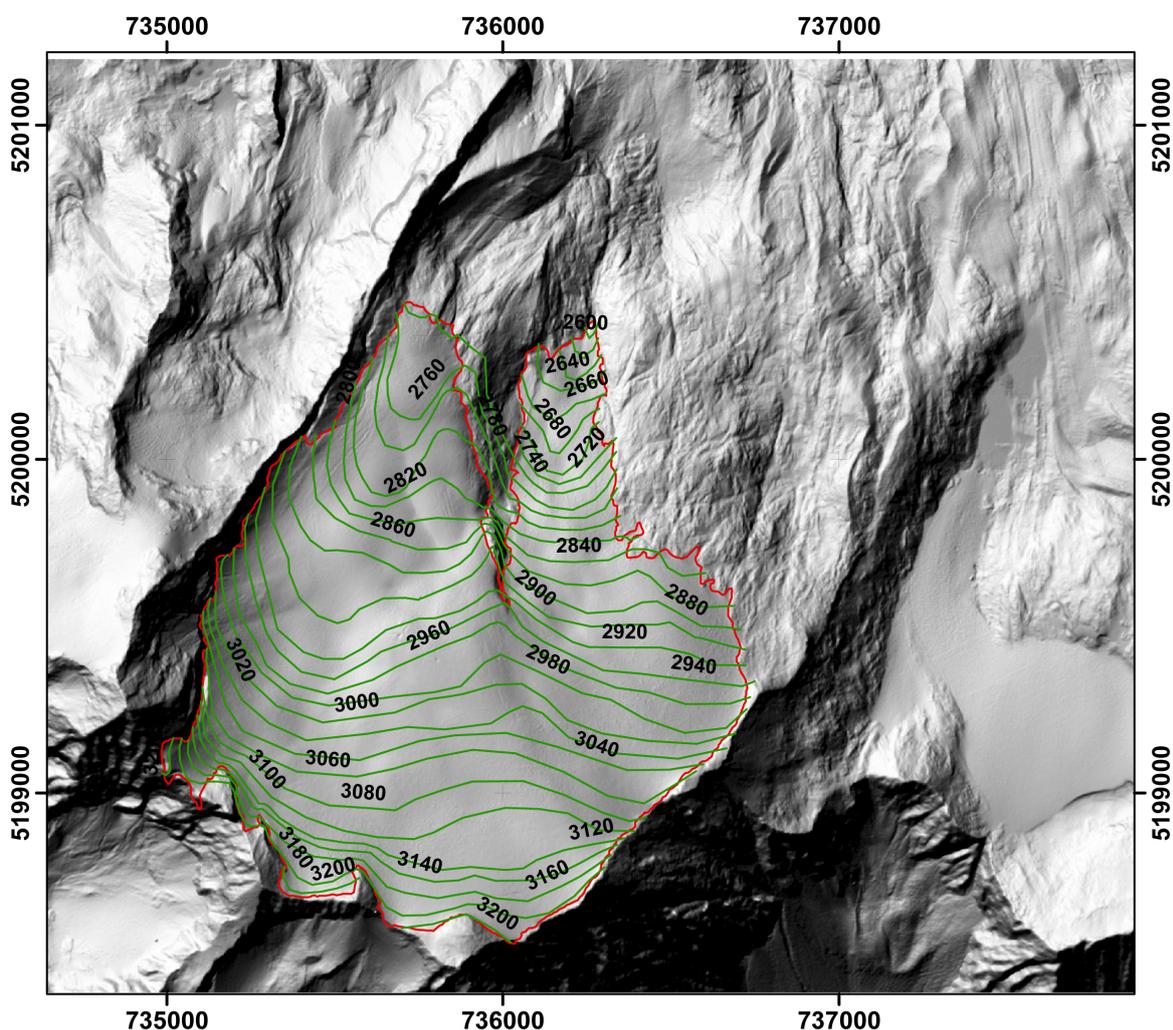


Abbildung 2.4: Konturlinien des Untergrundes. Die Gletschergrenze von 2006 (rot) ist auf dem beleuchteten DHM von 2006 dargestellt.

Die Punktmessungen der Eisdicke wurden räumlich interpoliert um das Eisvolumen zu berechnen. Dazu wurden die Gletschergrenze sowie das Geländemodell von 2006 verwendet. Resultat dieser Interpolation waren die Conturlinien des Untergrundes (Abbildung 2.4) die zu einem Raster interpoliert wurden aus denen mit der Oberfläche aus dem Jahr 2006 die Eisdicke berechnet wurde (Abbildungen 2.5 und 2.6). Die maximale Eisdicke beträgt 83 m , die mittlere Eisdicke 40 m . Damit errechnet sich bei einer Fläche von 1.992 km^2 ein Eisvolumen von 0.0797 km^3 . Der Untergrund des Rieserferners ist dreidimensional in Abbildung 2.7 dargestellt.

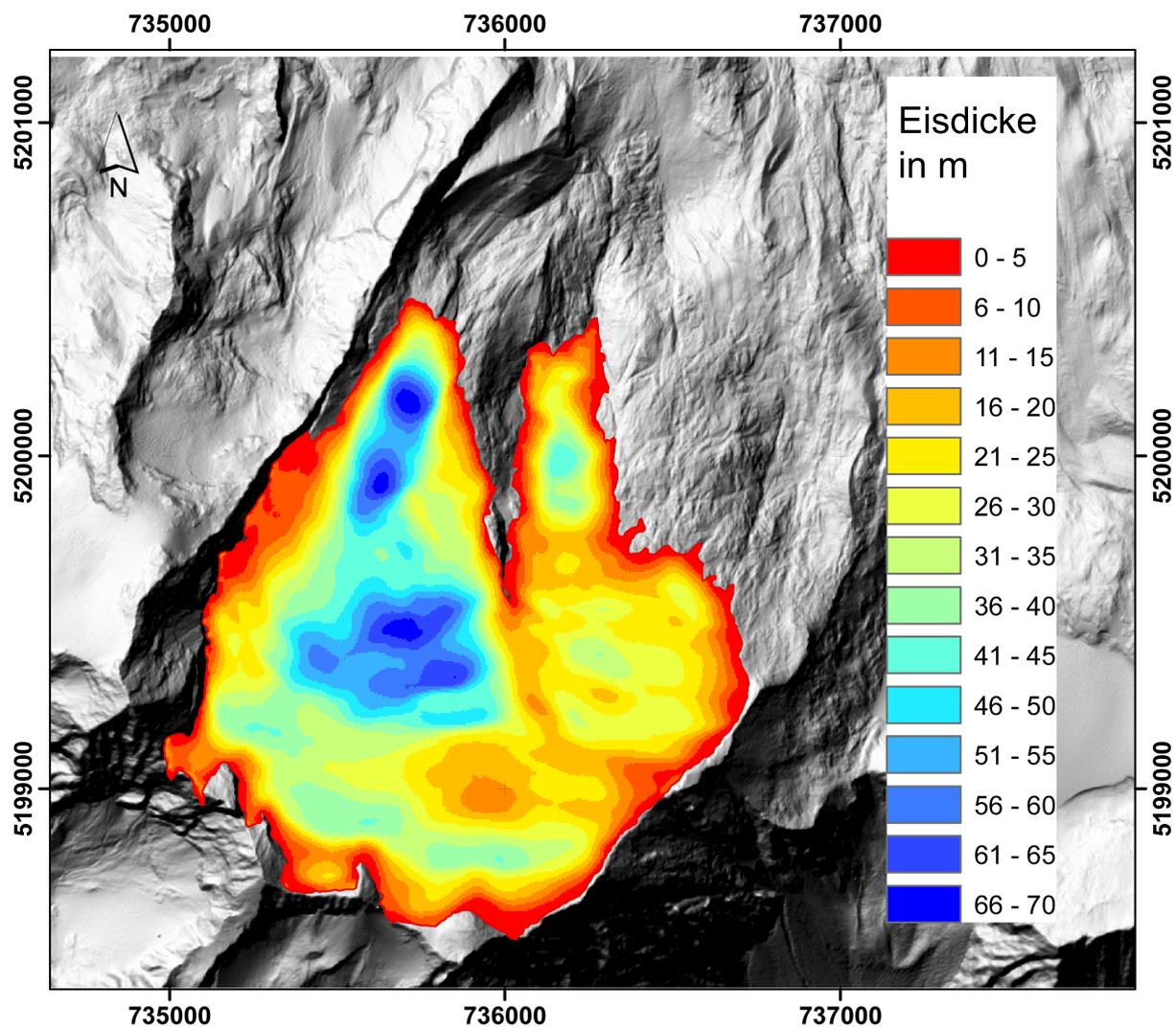


Abbildung 2.5: Raster der Eisdicke in m.

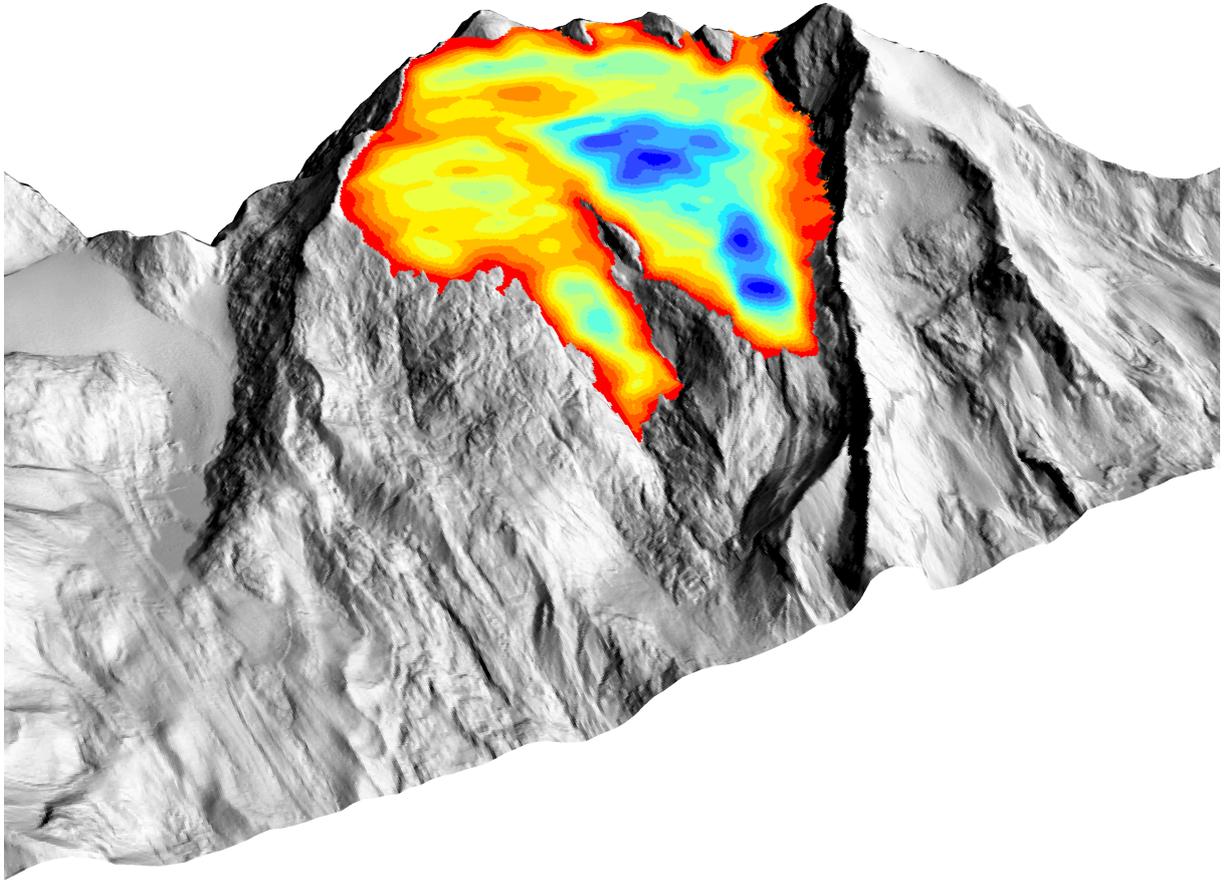


Abbildung 2.6: Eisdicke in 3D dargestellt (Skala wie in Abbildung 2.5).



Abbildung 2.7: Hillshade des Gletscherbettes und der Umgebung.

Kapitel 3

Tabellen

GPS	UTM	UTM	LAT	LON	QUOTA	SH	ED
Nr.	EST	NORD			m	cm	m
336	5198205	279120	46.900630	12.099960	3101	240	35
337	5198227	279079	46.900820	12.099420	3095	210	37
338	5198251	279037	46.901020	12.098850	3088	215	69
339	5198281	278985	46.901280	12.098160	3082	180	28
340	5198306	278927	46.901480	12.097380	3074	180	35
341	5198342	278863	46.901780	12.096520	3066	190	26
342	5198377	278799	46.902070	12.095660	3059	215	26
343	5198429	278726	46.902520	12.094690	3051	230	31
344	5198502	278771	46.903190	12.095240	3036	215	35
345	5198502	278771	46.903190	12.095240	3035	220	25
346	5198567	278815	46.903790	12.095780	3023	240	21
347	5198627	278855	46.904340	12.096280	3009	180	57
348	5198709	278919	46.905100	12.097080	2991	230	48
349	5198756	278847	46.905500	12.096110	2980	250	63
350	5198803	278770	46.905890	12.095070	2963	285	52

Fortsetzung der Tabelle auf der nächsten Seite

Tabelle 3.1: Die Ergebnisse an den Messpunkten: GPS Nummer, Koordinaten der Messpunkte in UTM WGS 84, Koordinaten im geographischen System, Höhe aus GPS Daten, Schneehöhe in cm und Eisdicke in m.

Fortsetzung der Tabelle der vorigen Seite							
351	5198861	278704	46.906400	12.094180	2942	320	63
352	5198920	278573	46.906880	12.092450	2894	240	53
353	5198985	278595	46.907470	12.092700	2884	265	60
354	5199093	278635	46.908460	12.093170	2874	175	50
355	5199193	278695	46.909380	12.093910	2853	160	43
356	5199246	278719	46.909860	12.094190	2833	170	45
357	5199286	278748	46.910230	12.094560	2812	210	57
358	5199387	278789	46.911150	12.095050	2779	210	55
359	5199520	278826	46.912360	12.095460	2759	205	55
360	5199635	278852	46.913400	12.095750	2749	180	83
361	5199737	278859	46.914320	12.095790	2718	235	35
362	5199805	278865	46.914930	12.095840	2705	215	25
363	5199509	278951	46.912300	12.097110	2748	120	20
364	5199245	279189	46.910010	12.100360	2734	205	23
365	5199237	279235	46.909950	12.100960	2736	190	15
366	5199166	279269	46.909320	12.101450	2766	190	20
367	5199083	279289	46.908580	12.101750	2795	220	21
368	5198985	279357	46.907720	12.102690	2824	245	21
369	5198875	279434	46.906760	12.103750	2862	205	20
370	5198730	279473	46.905480	12.104330	2907	235	21
371	5198650	279343	46.904710	12.102670	2941	250	20
372	5198628	279262	46.904490	12.101620	2956	250	55
373	5198664	279109	46.904760	12.099600	2971	215	21
374	5198728	278982	46.905290	12.097900	2972	260	35
375	5198749	278942	46.905460	12.097360	2970	265	70
376	5199015	278964	46.907860	12.097520	2888	175	46
377	5199208	278929	46.909590	12.096970	2807	240	63
378	5199288	279244	46.910410	12.101070	2704	155	41
379	5199384	279251	46.911270	12.101110	2655	220	53
380	5199558	279272	46.912840	12.101290	2594	190	18

Tabelle 3.2: Die Ergebnisse an den Messpunkten: GPS Nummer, Koordinaten der Messpunkte in UTM WGS 84, Koordinaten im geographischen System, Höhe aus GPS Daten, Schneehöhe in cm und Eisdicke in m.

Kapitel 4

Messmethode

Die Eisdicke wurde wie schematisch in Abbildung 4.1 gezeichnet gemessen. Im Bereich dieser Konfiguration wurde auch jeweils die Sondierung durchgeführt.

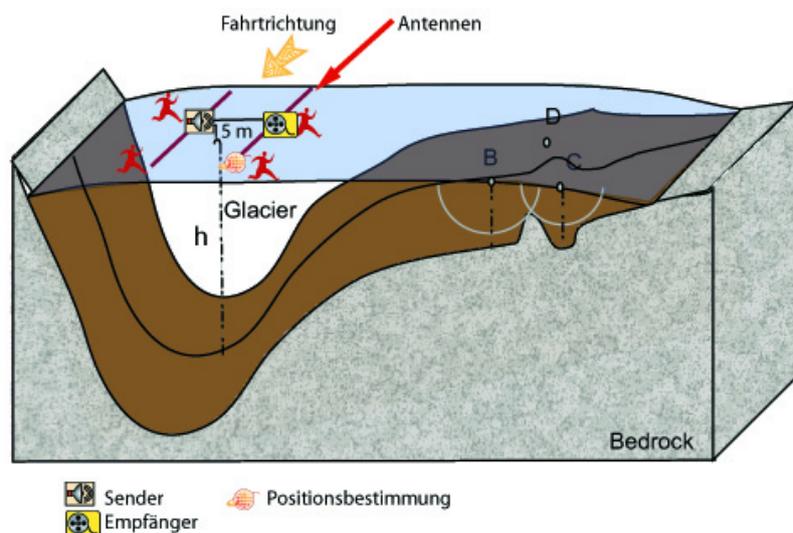


Abbildung 4.1: Messanordnung am Übeltalferner.

Die Eisdicken wurden mit dem Narod Radargerät des Institutes für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck vermessen. Als Wellenlänge wurde 6.5 MHz verwendet. Die Methode basiert auf Messung des Laufzeitunterschiedes zwischen direkten und am Untergrund reflektierten Signal. Dabei ist zu beachten, dass die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Signals in Luft größer als in Eis ist. Daher muss ein Mindestabstand zu Begrenzungsfelsen eingehalten werden, um das Signal vom Untergrund identifizieren zu können.

Die Radarecholotung ist die in den letzten Jahren meist genutzte Methode zur Messung von Eisdicken. Im Unterschied zu Tiefenbohrungen, Reflexions- oder Refraktionsseismik oder Geoelektrik ermöglicht das Radarecholot (Ground Penetrating Radar - GPR) das Messen von quasikontinuierlichen Profilen.

Die Messung der Eisdicke beruht auf dem Laufzeitunterschied zwischen dem vom Gletscher-

untergrund reflektierten und dem direkten Signal. Das von den Antennen ausgesandte gepulste elektromagnetische Signal dringt in den Gletscher ein, wird am Untergrund reflektiert und kommt später beim Empfänger als das durch die Luft transmittierte (direkte) Signal an. Das reflektierte Signal wird im Eis entsprechend den elektromagnetischen Eigenschaften des Gletschers auch an internen Schichten reflektiert und gestreut. Gletschereis hat eine komplexe Struktur. Eisbewegung, Einschlüsse von Luft, Wasser und Gestein verursachen Inhomogenitäten. Auch reines Gletschereis weist, bedingt durch die Entstehung während verschiedener Niederschlagszyklen, interne Schichten auf. Im Firngebiet gibt es Schichten mit verschiedener Dichte, Wassersättigung, Körngröße und eventuellen Wassertafeln.

Die elektromagnetischen Eigenschaften eines Materials werden durch die komplexe relative Permittivität ε beschrieben:

$$\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'' \quad (4.1)$$

$\varepsilon'_{Eis}=3,15$ ist im gesamten Mikrowellenbereich nahezu unabhängig von der Temperatur des Mediums und der Frequenz des Signals (Mätzler 1987). Schnee ist ein Gemisch aus Luft, Eis und flüssigem Wasser, dessen Permittivität durch Mischungsformeln beschrieben wird (Polder and van Santen 1946) (Denoth 1989) (Tiuri, Sihvola, Nyfors, and Hallikainen 1984).

Die Ausbreitung einer ebenen harmonischen Welle entlang der z- Achse in einem absorbierenden homogenen Medium wird beschrieben durch:

$$E(z) = E_0(z)e^{i\omega(t-z/c)} \quad (4.2)$$

mit der komplexen Amplitude $E_0(z)$, der Zeit t , der Kreisfrequenz ω und der Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen c .

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit c elektromagnetischer Wellen in einem Medium ist kleiner als die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum c_0 . Sie hängt von den elektromagnetischen Eigenschaften dieses Mediums ab:

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon'}} \quad (4.3)$$

Misst man die Zeitdifferenz zwischen dem direkten und reflektierten Signal, kann man bei bekannter Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Signals den Weg und somit die Eisdicke berechnen. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit in Luft wird allgemein mit $300 \frac{m}{\mu s}$ angegeben. Für Gletschereis findet man in der Literatur verschiedene Werte z.B. $167,7$ [$\varepsilon' = 3,195$, (Glen and Paren 1975)], $168,5$ [$\varepsilon' = 3,170$, (de Q. Robin 1975)] und $169,0$ [$\varepsilon' = 3,150$, (Kovacs, Gow, and Morey 1995)].

In der vorliegenden Arbeit wurde eine Ausbreitungsgeschwindigkeit in Eis von $168 \frac{m}{\mu s}$ verwendet (Bauder 2001) (Narod and Clarke 1994) und das Medium Gletscher als homogen angenommen und somit unterschiedliche Geschwindigkeiten in Firnschicht und Winterschneesichten vernachlässigt. Im verwendeten Wellenlängenbereich konnte die Dicke der Firnschicht nicht aus dem reflektierten Signal abgeleitet werden.

Temperierte Gletscher haben einen hohen Anteil an flüssigem Wasser, was zu starken Verlusten

in höheren Frequenzen führt. Um die nötige Eindringtiefe zu erreichen, arbeitet man daher in Frequenzen bis 10 MHz.

4.1 Messanordnung und Positionsbestimmung

Die Position des Messsystems an der Gletscheroberfläche wurde mit einem Garmin Summit GPS bestimmt. Die horizontale Messgenauigkeit beträgt im Normalfall in einige Meter, die Vertikalkomponente wurde barometrisch gemessen, aber nicht verwendet, da Höhendaten aus dem Laserscan DEM der Provinz Südtirol aus dem Jahr 2006 zur Verfügung standen.

4.2 Meßgerät

Für die Messungen wurde ein Hochleistungs-Impuls Sender von Narod (Narod and Clarke 1994) verwendet. Dieser arbeitet mit bipolaren 550 V Pulsen mit einer Anstiegszeit von unter 2 ns. Die Pulswiederholungsrate beträgt 512 Hz. Das Signal auf der Empfängerseite wurde bis 1998 mit einer Scopekarte (Samplingrate bis 200 MS/s) und ab 1998 mit einem digitalen Scopemeter des Typs Fluke 105B, welches Abtastgeschwindigkeiten von bis zu 5 GS/s ermöglicht, aufgezeichnet. Mit dem Fluke 105B können Störimpulse bis 40 ns aufgezeichnet werden, die Ablesegenauigkeit kann je nach gewählter Auflösung bis 5 ns pro Skaleneinheit betragen. Der Stromverbrauch beträgt 180 mA bei 10-14 V Gleichstrom (5mA im Standby Betrieb) und wird aus einer Trockenbatterie (6,5 Ah, 12V) gedeckt. Die RF Spitzenleistung beträgt 24 kW.

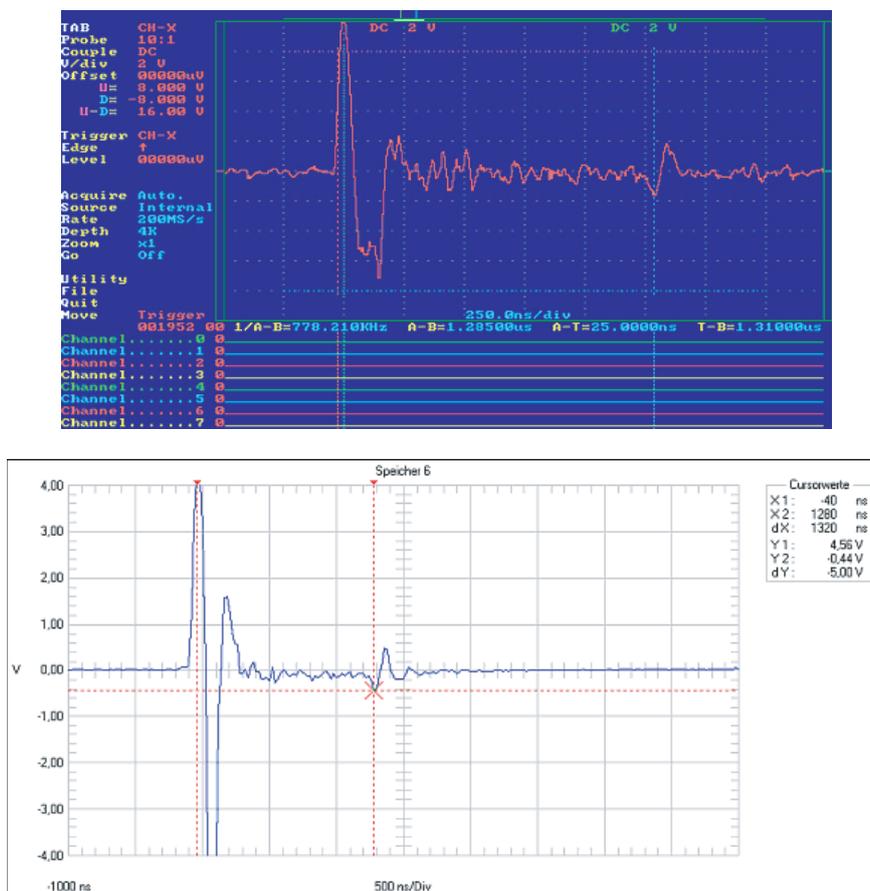


Abbildung 4.2: (oben) Signalaufzeichnung mit Scopekarte; (unten) Signalaufzeichnung mit Fluke

Am Institut für Meteorologie und Geophysik wurden zwei verschiedene widerstandsbelastete Dipol-Antennen (Wu and King 1965) (Rose and Vickers 1974) hergestellt, deren halbe Länge 15 bzw. 25 m beträgt. Aus diesen ergeben sich nach Narod (pers. Mitteilung)

$$f_c = \frac{96}{l} \text{MHz} \quad (4.4)$$

zentrale Frequenzen f_c von 6,5 MHz bzw. 4 MHz.

Die Anordnung der Widerstände von 68, 82, 120, 220 und 680 Ohm (von innen nach außen) verhindert die Reflexion des Signals am Antennenende und optimiert so die Energieabgabe an den Untergrund.

4.3 Auswertung

Gemessen wird der Antennenabstand a und der Laufzeitunterschied Δt zwischen direktem und reflektiertem Signal (siehe Abbildung 4.3), die zur Zeit t_D bzw. t_R am Empfänger eintreffen. Dieser Laufzeitunterschied hängt von der Geschwindigkeit des Signals in den verschiedenen Medien c_M und den zurückgelegten Weglängen s (im Eis) und a (in Luft) ab.

$$s = t_R \cdot c_E \quad (4.5)$$

Dabei ist a gleich dem Abstand zwischen Sender und Empfänger, und s hängt von der Eisdicke h ab:

$$s = 2 \cdot \sqrt{\frac{a^2}{4} + h^2} \quad (4.6)$$

Im Falle eines homogenen, planparallelen Eiskörpers bedeutet dies

$$h = \frac{1}{2} \cdot \sqrt{\left(\Delta t + \frac{a}{c_L}\right)^2 \cdot c_E^2 - a^2} \quad (4.7)$$

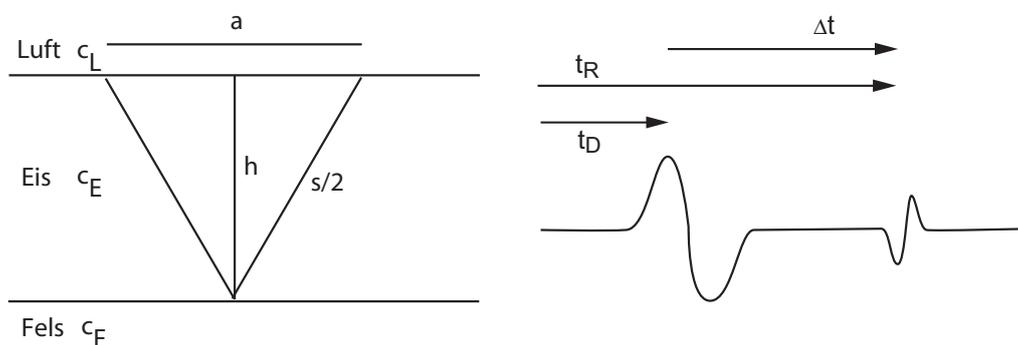


Abbildung 4.3: Laufzeitunterschied des direkten und des reflektierten Signals.

Ist der Eiskörper nicht planparallel, muss die Lage des Reflexionspunktes durch Migration (Abbildung 4.4) (Yilmaz 1987) ermittelt werden. Dabei wird die Untergrundsform aus den Umhüllenden der Ellipsoide der möglichen Reflexionspunkte des Signals berechnet. Sender und Empfänger liegen in den Brennpunkten des der Messung zugeordneten Ellipsoides.

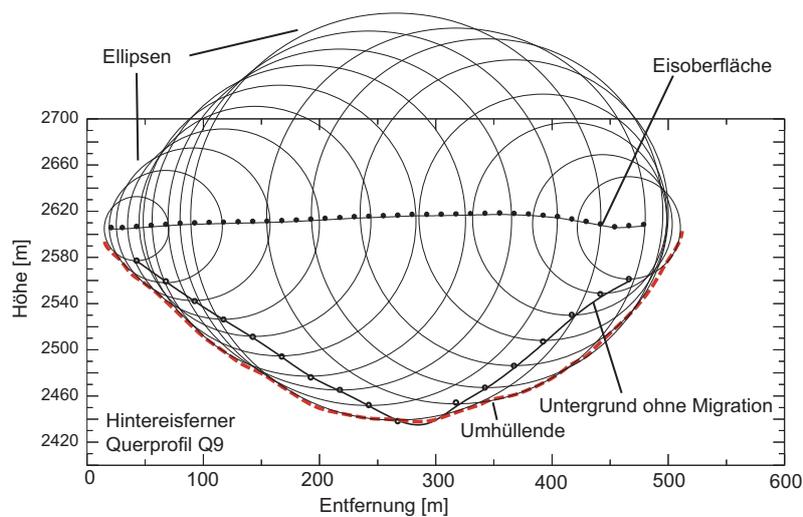


Abbildung 4.4: Korrektur des Reflexionspunktes und somit der Eistiefe durch Migration am Beispiel des Profils Q9 am Hintereisferner.

4.4 Fehlerabschätzung

Der Gesamtfehler in der Messung der Eistiefe ergibt sich aus in etwa gleichbleibenden Ableseungenauigkeiten und systematischen Fehlern, die stark vom Ort und den Bedingungen zum Zeitpunkt der Messung abhängen. Bei der Bestimmung der Laufzeit kann der Ablesefehler etwa 30 ns betragen. Durch ungünstige Oberflächenbeschaffenheit kann ein Fehler bei der Messung des Antennenabstandes von 2 m auftreten. Kumulieren sich diese Fehler, ist bei einer Laufzeit von 1 μ s und einem Antennenabstand von 15 m ein Fehler in der Eisdicke von etwa 3 m möglich.

Systematische Fehler entstehen aus internen Reflexionen, ungünstiger Untergrundgeometrie, falschen Annahmen über die Geschwindigkeiten sowie der Vernachlässigung von Firn- und Schneeschichten am Gletscher.

Fehler durch interne Reflexion An internen Schichten mit unterschiedlichen dielektrischen Eigenschaften kommt es zu Reflexion und Streuung des Signals. Dadurch wird die Interpretation der reflektierten Signale erschwert. Ein Beispiel dafür ist die Reflexion an der Eis/Luft Grenzschicht von Gletscherspalten. Im ungünstigsten Fall sind die Verluste durch Absorption und Streuung an internen Schichten so groß, dass das reflektierte Signal am Empfänger nicht mehr messbar ist.

Fehler durch ungünstige Untergrundgeometrie Große Rauigkeit des Untergrundes erschwert die Zuordnung des Reflexionspunktes, der nicht direkt unterhalb des Messprofils liegen muß. Solche Probleme können nur durch sehr dichte Messungen und dreidimensionale Migrationsverfahren mit großem Zeitaufwand vermieden werden. Wird das Signal von einer außerhalb des Profils liegenden Erhebung im Untergrund reflektiert, kann die Eisdicke im Profil unterschätzt werden. Die Eisdicke zwischen zwei im Profil liegenden Felsrippen im Untergrund wird ebenfalls unterschätzt, wenn der Abstand zwischen den Felsrippen zu klein ist.

Fehler durch unbekannte Dicke der Firnschicht Auf den hier behandelten Gletschern variiert die Dicke der Firnschicht zwischen 0 und über 20 m. Die Winterschneedecke zum Zeitpunkt der Messung wurde abgezogen. In der Literatur wird der maximale Fehler durch Vernachlässigung der Firnschicht mit 5 % angegeben (Haeberli, Wächter, Schmid, and Sidler 1982).

Fehler durch Vernachlässigung der Hangneigung Bei steilen Gletschern muß berücksichtigt werden, dass der Reflexionspunkt nicht unterhalb des Profils liegt. Da die Meßpunkte in dieser Studie alle in relativ flachen, spaltenarmen Gebieten liegen, kann dieser Fehler vernachlässigt werden.

Die Fehler durch interne Reflexion, unbekannte Signalwege und ungünstige Untergrundgeometrie können beliebig groß sein. Im Normalfall werden sie aber bei der Datenkontrolle durch Vergleich mit den Nachbarpunkten erkannt und der Datensatz nicht berücksichtigt. Also kann der Fehler durch Ablesefehler und Vernachlässigung der Firn/Schneesicht etwa 5 m betragen.

4.5 Erstellung der Karten der Eisdicke aus den Punktmessungen

Die Karten der Eisdicke wurden aus den Punktmessungen händisch interpoliert. Dazu wurden Linien der gleichen Eisdicke basierend auf den Punktwerten der Eisdicken, den topographischen Daten und den Gletschergrenzen 2006 konstruiert und diese mit dem Tool topo2raster in ArcGIS interpoliert. Die Eisdicke an der Gletschergrenze von 2006 wurde auf 0 gesetzt (Fischer 2009).

Literaturverzeichnis

Bauder, A., 2001: Bestimmung der Massenbilanz von Gletschern mit Fernerkundungsmethoden und Fließmodellierungen. VAW Mitteilungen 169, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.

de Q. Robin, G., 1975: Velocity of radio waves in ice by means of a bore-hole interferometric technique. *Journal of Glaciology*, **15**, 151–159.

Denoth, A., 1989: Snow dielectric measurements. *Adv. Space Res.*, **9**.

Fischer, A., 2009: Calculation of glacier volume from sparse ice thickness data, applied to Schaufelferner, Austria. *Journal of Glaciology*, **55**, 453–460.

Glen, J.W., and J.G. Paren, 1975: The electrical properties of snow and ice. *Journal of Glaciology*, **15**, 15–38.

Haerberli, W., H.P. Wächter, W. Schmid, and C. Sidler, 1982: Erste Erfahrungen mit dem US Geological Survey Monopuls Radioecho-LOT im Firn, Eis und Permafrost der Schweizer Alpen. *Arbeitsheft*, **6**, 23.

Kovacs, A., A.J. Gow, and R.M. Morey, 1995: The in-situ dielectric constant of polar firn revisited. *Cold Regions Science and Technology*, **23**, 245–256.

Mätzler, C., 1987: Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sensing Review*, **2**, 259–387.

Narod, B.B., and G.K.C. Clarke, 1994: Miniature high-power impulse transmitter for radio-echo sounding. *Journal of Glaciology*, **40**, 190–194.

Polder, D., and J.H. van Santen, 1946: The effective permeability of mixtures of solids. *Physica*, **12**, 257.

Rose, G.C., and R.S. Vickers, 1974: Calculated and experimental response of resistively loaded v antennas to impulsive excitation. *Int. J. Electron.*, **37**, 261 – 271.

Tiuri, M., A. Sihvola, E. Nyfors, and M. Hallikainen, 1984: The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. *J. Ocean Eng.*, **OE-9**, 377–382.

Wu, T.T., and R.W.P. King, 1965: The cylindrical antenna with non-reflecting resistive loading. *IEEE Trans. Antennas Propag. AP-*.

Yilmaz, O., 1987: *Seismic Data Processing*. Society of Exploration Geophysicists, P.O. Box 702740, Tulsa.