

DIE EISDICKE DES GLIEDERFERNERS - GHIACCIAIO DEL GRAN PILASTRO



Bericht des
Institutes für Meteorologie und Geophysik
der Universität Innsbruck
über die Messungen am 10.05.2012
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 Glierferner/Ghiacciaio del Gran Pilastro	2
2 Ergebnisse	7
3 Tabellen	14
4 Messmethode	18
4.1 Messanordnung und Positionsbestimmung	20
4.2 Meßgerät	20
4.3 Auswertung	21
4.4 Fehlerabschätzung	23
4.5 Erstellung der Karten der Eisdicke aus den Punktmessungen	24
Literaturverzeichnis	25

Kapitel 1

Bericht über die Messungen am Gliederferner/Ghiacciaio del Gran Pilastro

Die Eisdickenmessungen am Gliederferner wurden am 10. Mai 2012 vom Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck im Auftrag des Hydrographischen Amtes durchgeführt. Die Eisdicke des Gliederfernens wurde an 76 Punkten des Gletschers gemessen. Abbildungen 1.2 zeigt den Gliederferner zum Zeitpunkt der Messungen. Die Oberfläche war gut mit Schnee bedeckt, die Bedingungen waren optimal. Eine Übersichtskarte des Gliederfernens mit Messpunkten ist in Abbildung 1.3 zu sehen.

Zu diesem Bericht gehören folgende digitalen Produkte:

- MS-Excel Datei mit Profilnummer, X, Y, Z Koordinaten, Schnee- und Eismächtigkeit an den einzelnen Messpunkten;
- ESRI Raster-Datei des Gletscheruntergrundes;
- ESRI Raster-Datei der Eisdicken.

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

Mag. Lea Hartl

Mag. Bernd Seiser

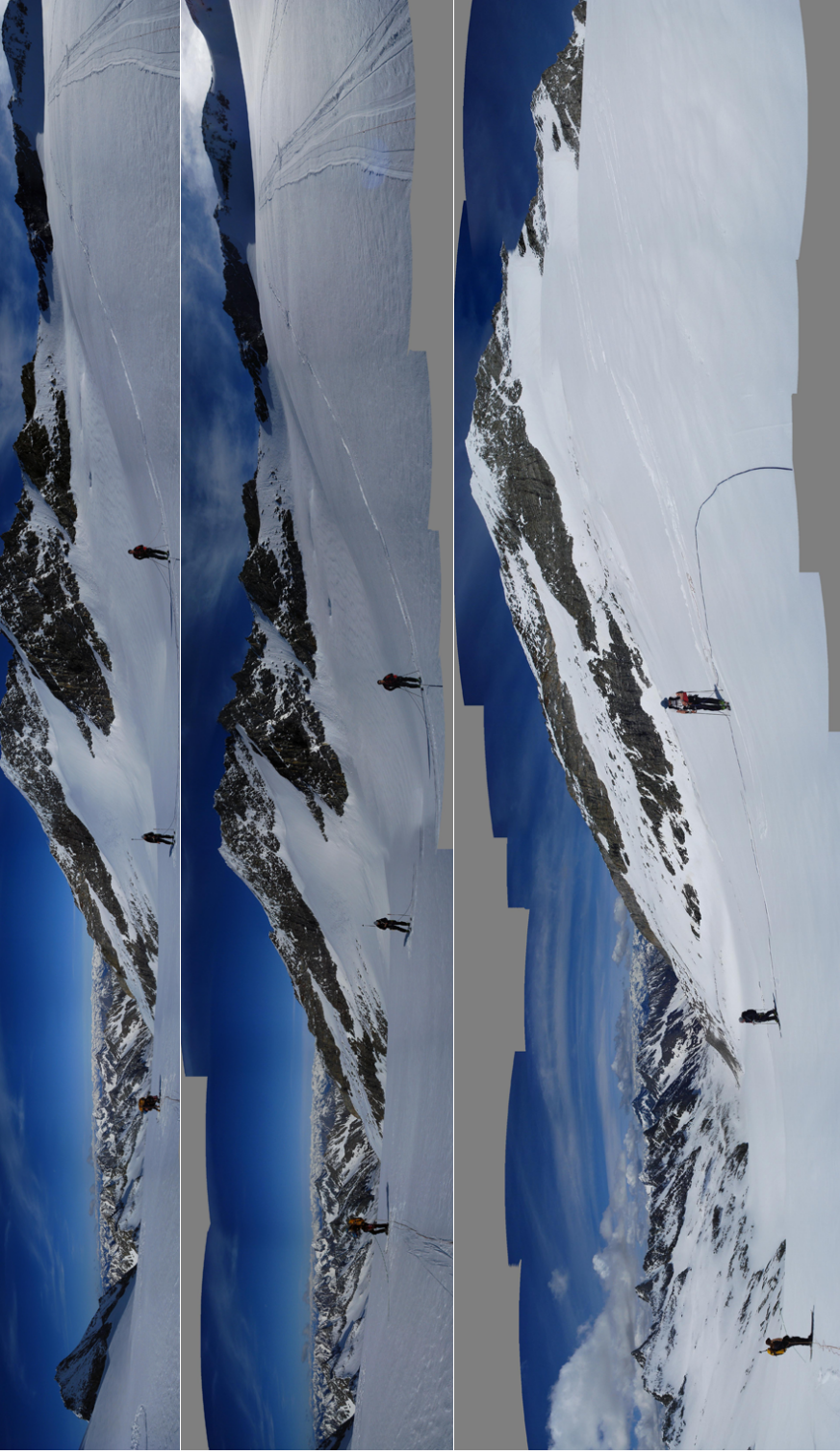


Abbildung 1.1: Der Gliederferner zum Zeitpunkt der Messungen.



Abbildung 1.2: Der Gliederferner zum Zeitpunkt der Messungen.

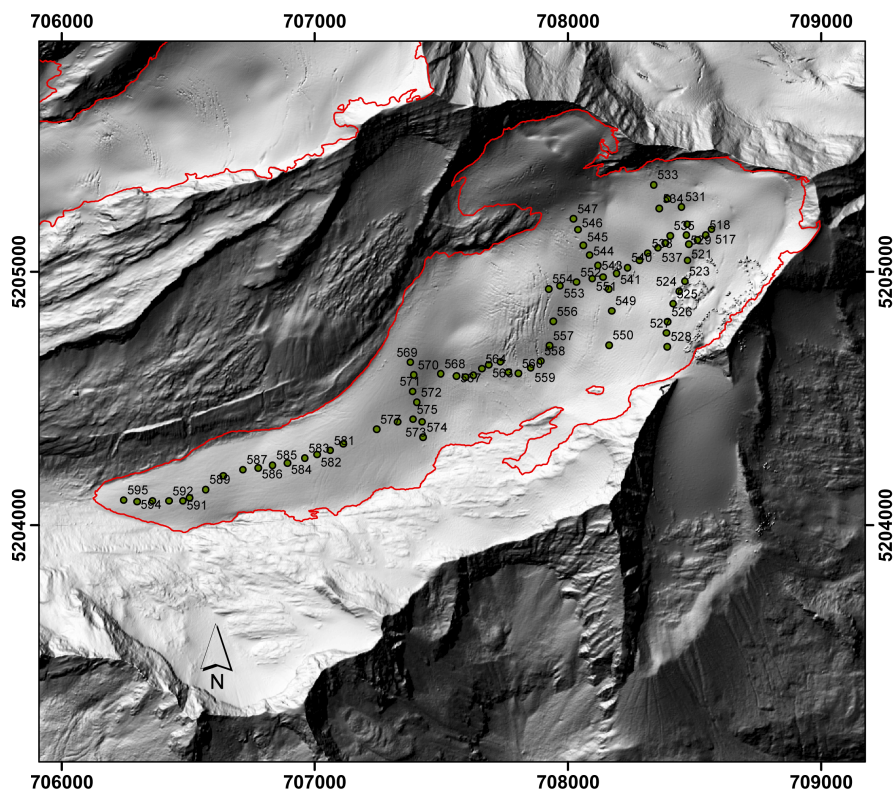


Abbildung 1.3: Hillshade aus dem DTM des Glierferner mit Gletschergrenze 2006 in rot (Quelle: Hydrographisches Amt Bozen) sowie Position der Messpunkte mit GPS Nummern.

Kapitel 2

Ergebnisse

Der Glierferner befindet sich in Südtirol/Alto Adige (Italien) im hinteren Pfitschtal in den Zillertaler Alpen und bedeckt eine Fläche von 1,798 km². Der Gletscher ist nach Westen exponiert und erstreckt sich in Höhen zwischen 2492 und 3353 m über dem Meer. Die in Abbildung 1.3 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 Glierferners zu sehen. Abbildung 2.2 zeigt die Verteilung der Messpunkte mit den Nummern der gespeicherten GPS Punkte, wie sie in Kapitel 3 angeführt sind.

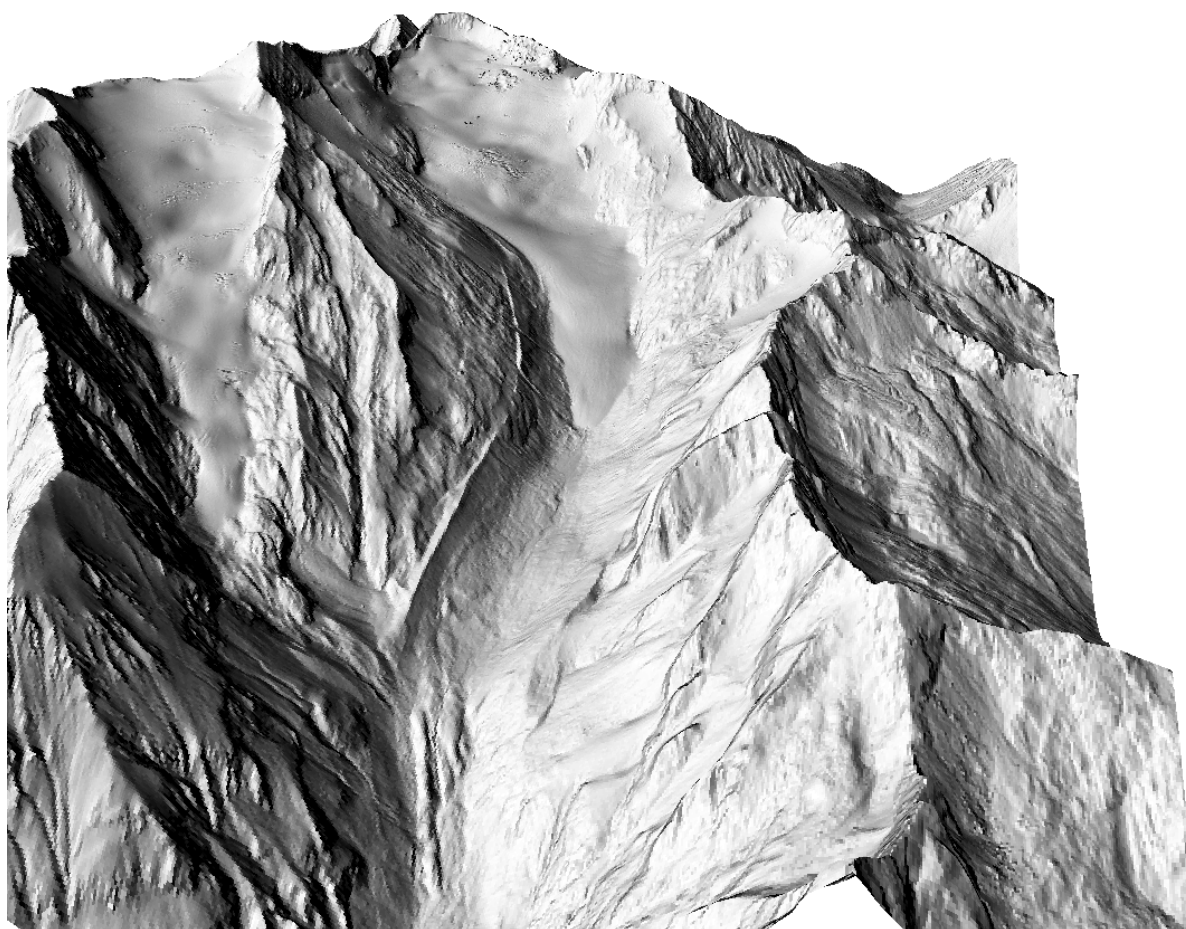


Abbildung 2.1: 3D Ansicht des Gliederfernens auf der beleuchteten Oberfläche von 2006.

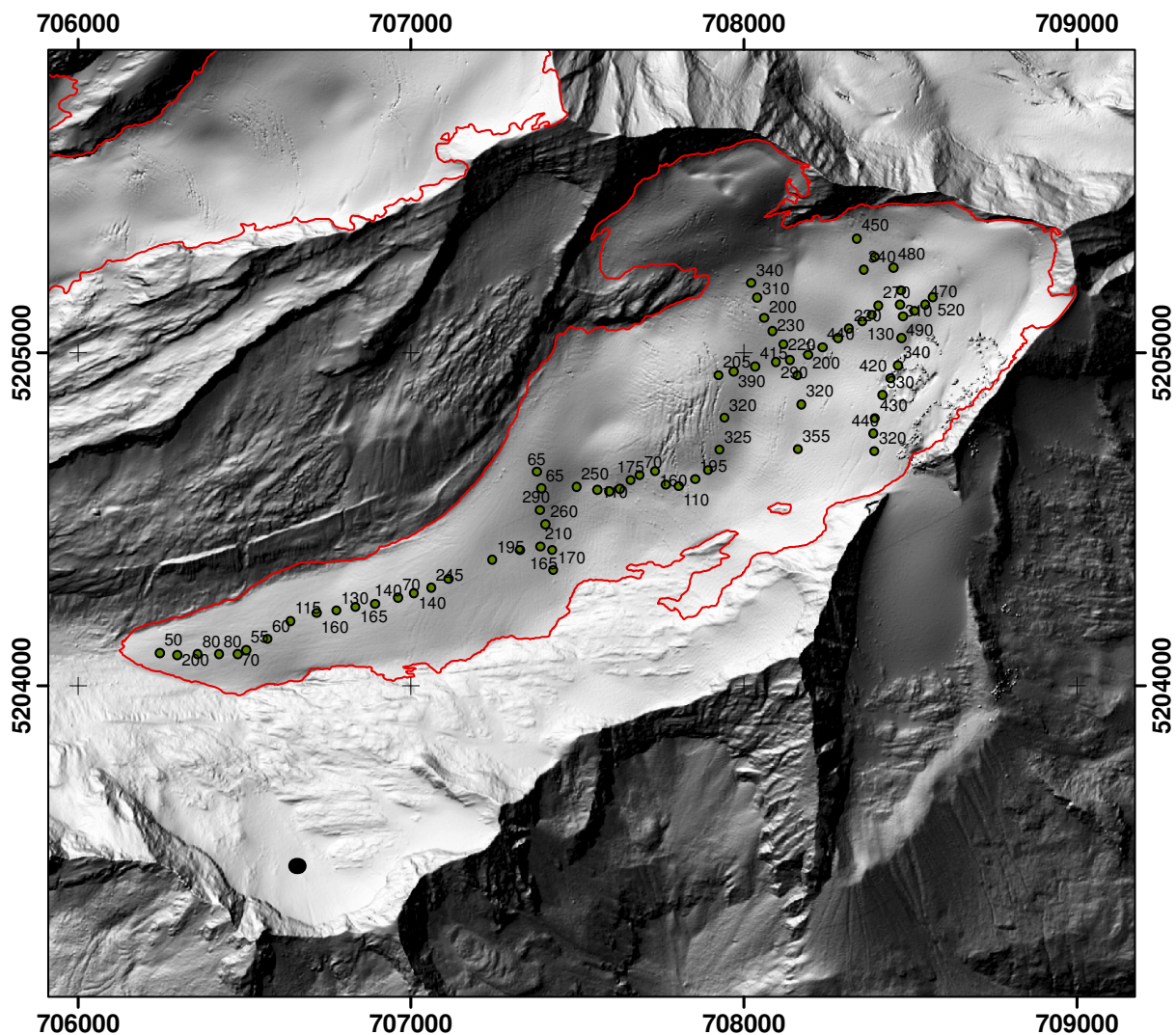


Abbildung 2.2: Verteilung der Messpunkte am Glierferners mit Nummer der GPS Punkte mit gemessenen Schneehöhen in cm. Die Schneehöhen wurden ab dem zweiten Querprofil auf Eis gemessen, oberhalb besteht eine Unsicherheit in der Erfassung der Winterschneedecke da der saisonale Horizont eventuell bei einzelnen Sondierungen durchbohrt wurde. Die Gletschergrenze von 2006 (rot) ist auf dem beleuchteten DHM von 2006 dargestellt.

Abbildung 2.3 zeigt die Eisdicke an den Stellen der Messungen. 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 Höhenschichtlinien des Untergrundes die zu einem Raster interpoliert wurden aus denen mit der Oberfläche aus dem Jahr 2006 die Eisdicke berechnet wurde (Abbildungen 2.4 und 2.5). Die maximale Eisdicke beträgt 82 m , die mittlere Eisdicke 28 m . Damit errechnet sich bei einer Fläche von $1,798\text{ km}^2$ ein Gletschervolumen von $0,050\text{ km}^3$. Der Untergrund des Glierferners ist dreidimensional in Abbildung 2.6 dargestellt.

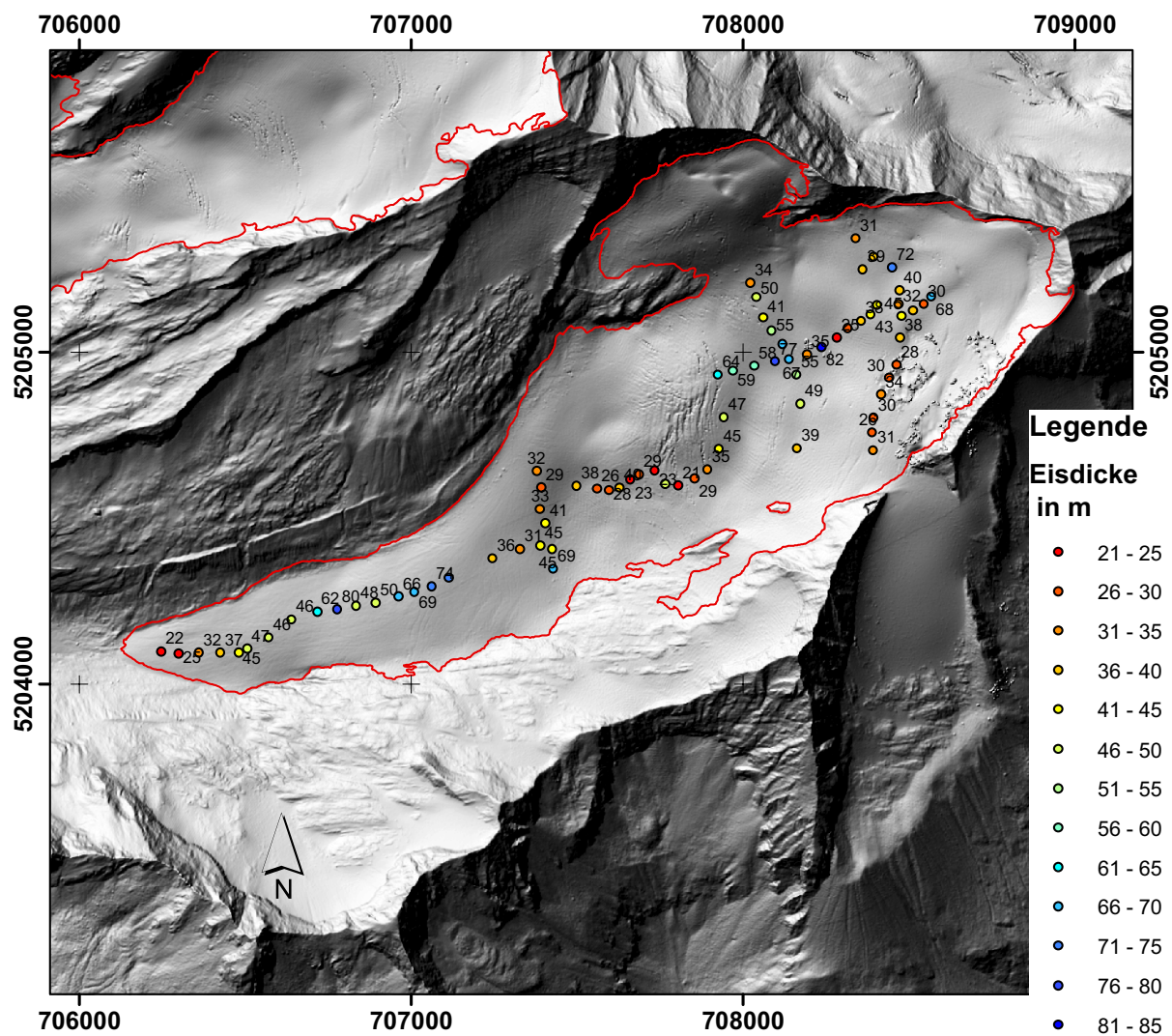


Abbildung 2.3: Gletscherdicken an den Stellen der Messungen in Meter. Die Gletschergrenze von 2006 (rot) ist auf dem beleuchteten DHM von 2006 dargestellt.

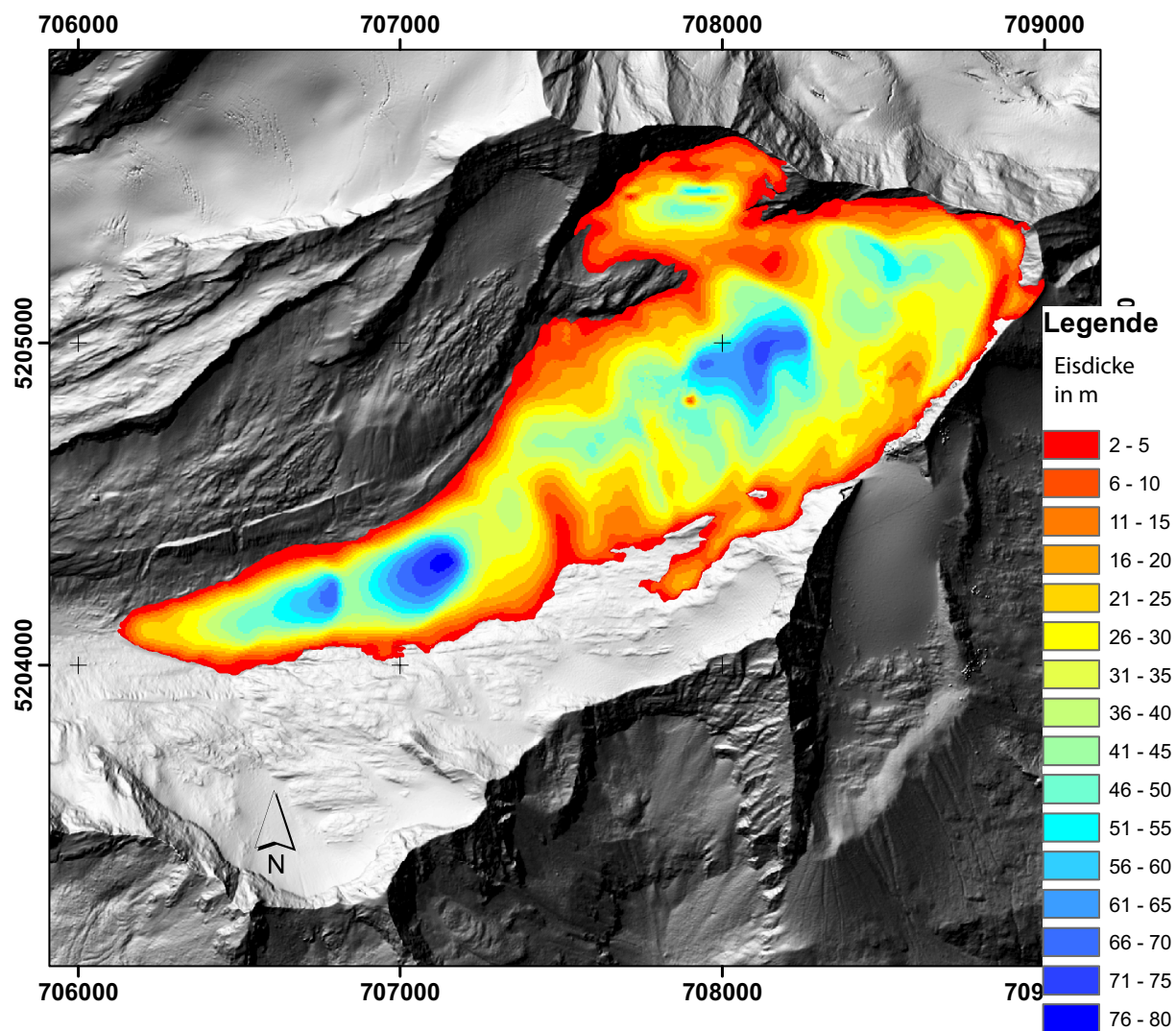


Abbildung 2.4: Raster der Gletscherdicke in m.

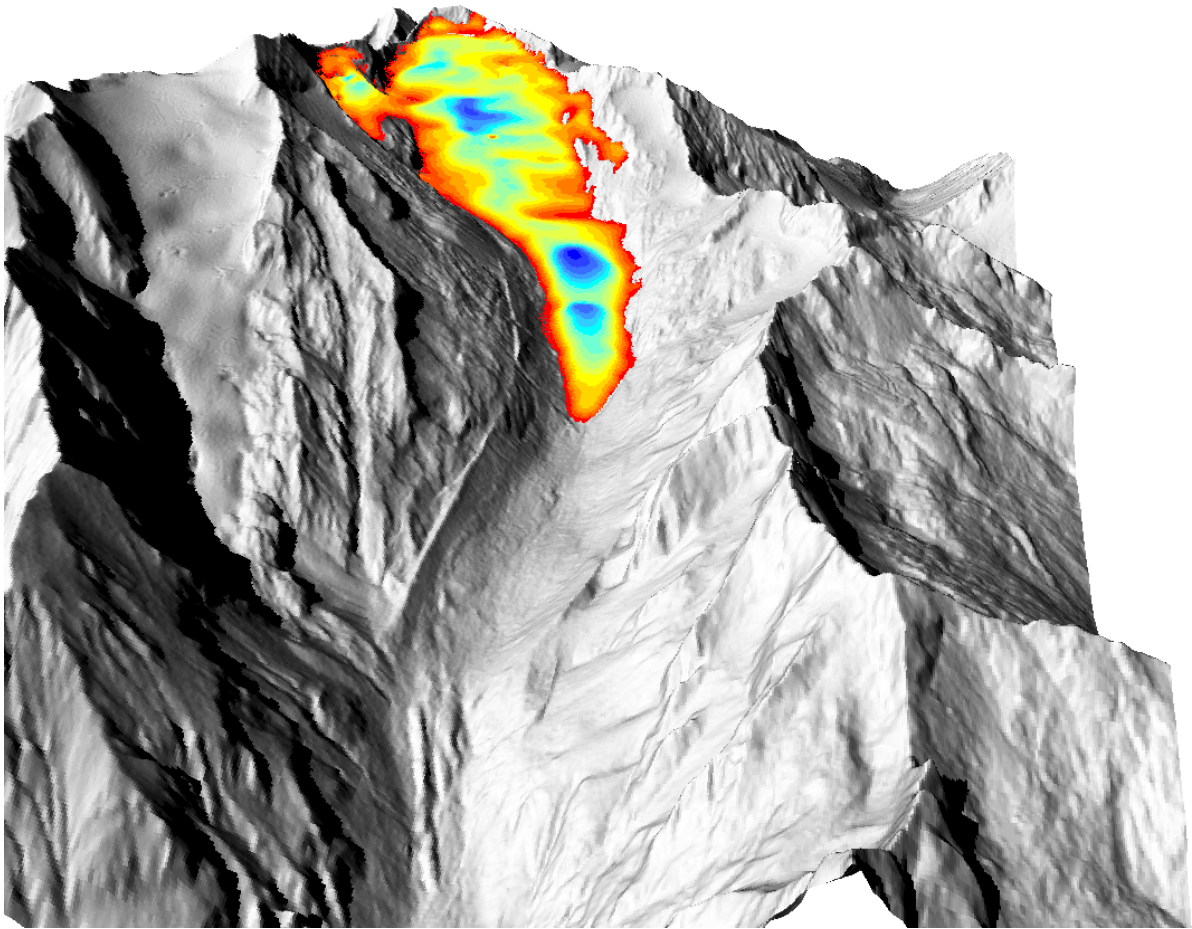


Abbildung 2.5: Gletscherdicke in 3D dargestellt (Skala wie in Abbildung 2.4).

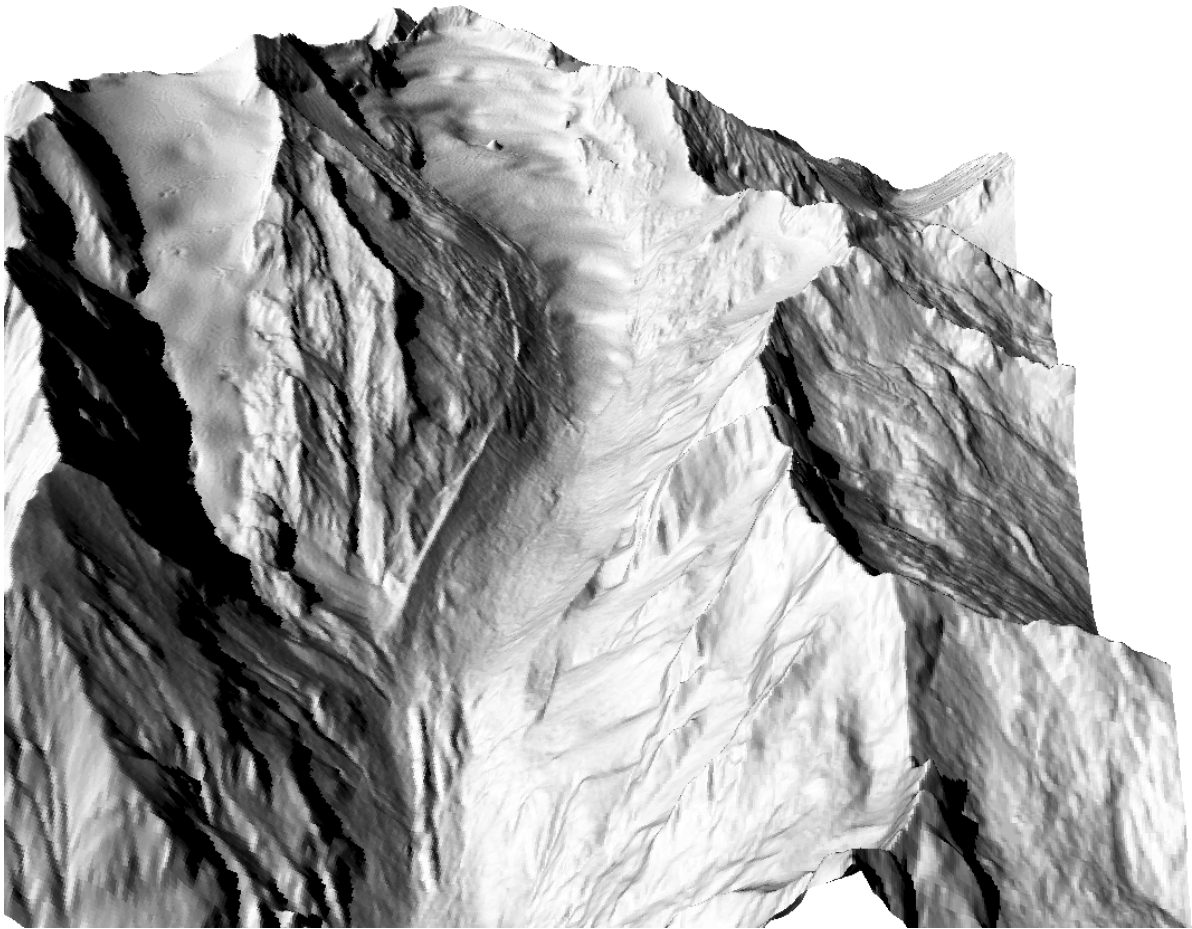


Abbildung 2.6: Hillshade des Gletscherbettes und der Umgebung.

Kapitel 3

Tabellen

GPS	UTM	UTM	QUOTA	SH	ED	UG
Nr.	EST	NORD	m	cm	m	m
517	708568	5205167	3117	520	68	3185
518	708545	5205145	3148	470	30	3178
519	708512	5205125	3129	410	39	3168
520	708479	5205108	3113	650	45	3158
521	708474	5205044	3116	490	38	3154
523	708464	5204962	3125	340	28	3153
524	708441	5204922	3121	420	30	3151
525	708417	5204873	3116	330	34	3150
526	708395	5204802	3117	430	30	3147
527	708390	5204757	3120	440	26	3146
528	708393	5204704	3119	320	31	3150
529	708470	5205144	3123	310	32	3155
530	708473	5205186	3116	350	40	3156
531	708450	5205256	3079	480	72	3151
532	708394	5205287	3106	400	40	3146
533	708340	5205343	3115	450	31	3146
534	708361	5205249	3097	340	39	3136
535	708405	5205142	3100	270	43	3143
536	708385	5205113	3098	210	43	3141
537	708357	5205094	3094	130	38	3132
538	708317	5205072	3087	220	26	3113
539	708284	5205044	3070	280	25	3095

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 (SH) in cm und Eisdicke (ED) und Untergrundshöhe (UG) in m.

Fortsetzung der Tabelle der vorigen Seite						
GPS	UTM	UTM	QUOTA	SH	ED	UG
Nr.	EST	NORD	m	cm	m	m
540	708237	5205016	3000	440	82	3082
541	708193	5204993	3039	200	35	3074
542	708140	5204978	2992	220	67	3059
543	708120	5205024	2993	220	70	3063
544	708087	5205065	3011	230	55	3066
545	708062	5205104	3029	200	41	3070
546	708041	5205165	3026	310	50	3076
547	708023	5205209	3048	340	34	3082
548	708162	5204932	3003	310	55	3058
549	708174	5204845	3010	320	49	3059
550	708163	5204710	3016	355	39	3055
551	708097	5204972	2969	290	77	3046
552	708035	5204958	2974	415	58	3032
553	707970	5204944	2969	390	59	3028
554	707925	5204932	2958	205	64	3022
556	707943	5204804	2956	320	47	3003
557	707928	5204708	2936	325	45	2981
558	707893	5204647	2925	320	35	2960
559	707854	5204619	2916	195	29	2945
560	707805	5204598	2907	110	21	2928
561	707766	5204603	2869	140	46	2915
562	707734	5204643	2890	160	23	2913
563	707688	5204631	2863	70	29	2892
564	707661	5204616	2854	175	23	2877
565	707628	5204591	2819	270	40	2859
566	707596	5204584	2821	140	28	2849
567	707561	5204588	2812	110	26	2838
568	707499	5204597	2781	250	38	2819
569	707379	5204642	2793	65	32	2825

Fortsetzung der Tabelle auf der nächsten Seite

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 (SH) in cm und Eisdicke (ED) und Untergrundhöhe (UG) in m.

Fortsetzung der Tabelle der vorigen Seite						
GPS	UTM	UTM	QUOTA	SH	ED	UG
Nr.	EST	NORD	m	cm	m	m
570	707393	5204592	2784	65	29	2813
571	707388	5204527	2764	290	33	2797
572	707405	5204484	2748	260	41	2789
573	707426	5204407	2735	165	45	2780
574	707428	5204346	2708	170	69	2777
575	707389	5204417	2736	210	45	2781
576	707328	5204407	2747	235	31	2778
577	707245	5204378	2733	195	36	2769
580	707114	5204320	2673	230	75	2748
581	707062	5204294	2662	245	74	2736
582	707010	5204278	2655	140	69	2724
583	706962	5204264	2645	70	66	2711
584	706893	5204245	2641	140	50	2691
585	706835	5204236	2626	165	48	2674
586	706778	5204225	2579	130	80	2659
587	706717	5204218	2582	160	62	2644
588	706640	5204194	2583	115	46	2629
589	706571	5204140	2569	60	46	2615
590	706506	5204106	2552	55	47	2599
591	706480	5204095	2547	70	45	2592
592	706425	5204094	2544	80	37	2581
593	706361	5204094	2534	80	32	2566
594	706299	5204091	2525	200	25	2550
595	706247	5204098	2514	50	22	2536

Tabelle 3.3: Die Ergebnisse an den Messpunkten: GPS Nummer, Koordinaten der Messpunkte in UTM WGS 84, Koordinaten im geographischen System, Höhe aus GPS Daten, Schneehöhe (SH) in cm und Eisdicke (ED) und Untergrundshöhe (UG) 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.

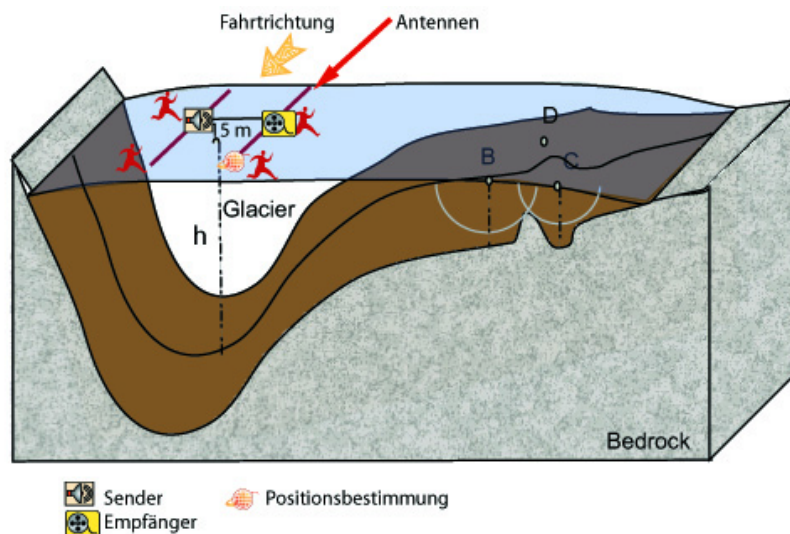


Abbildung 4.1: Messanordnung am Übeltalferner.

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.

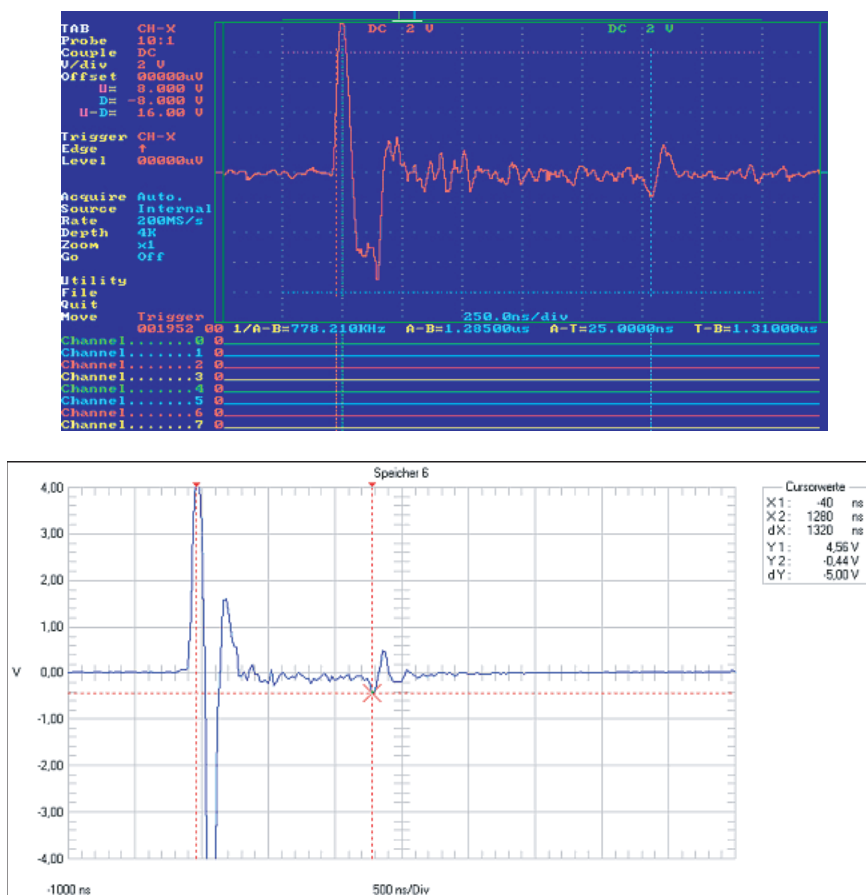


Abbildung 4.2: (oben) Signalaufzeichnung mit Scopekarte; (unten) Signalaufzeichnung mit Fluke

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

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

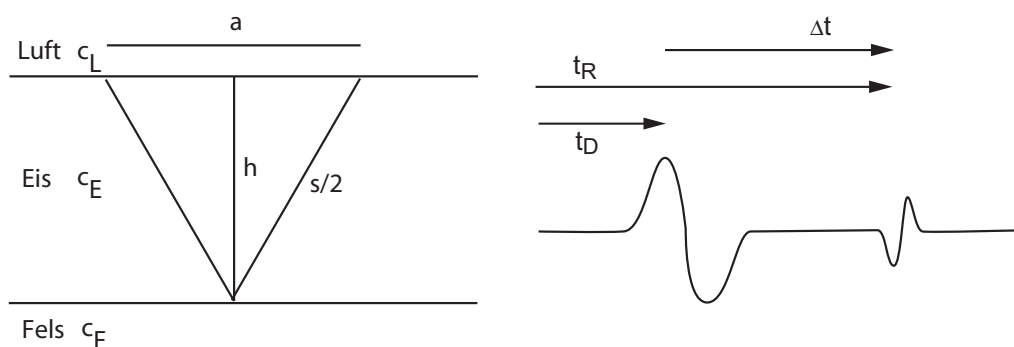


Abbildung 4.3: Laufzeitunterschied des direkten und des reflektierten Signals.

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.

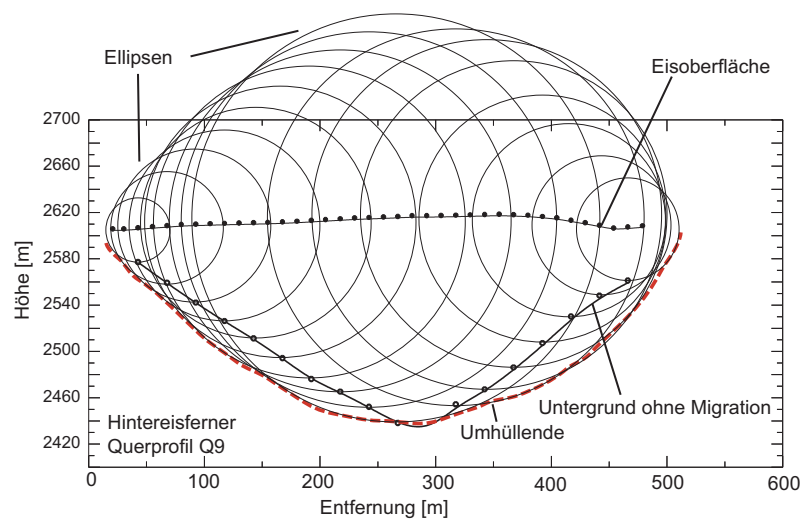


Abbildung 4.4: Korrektur des Reflexionspunktes und somit der Eistiefe durch Migration am Beispiel des Profils Q9 am Hintereisferner.

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. 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.

Haeberli, W., H.P. Wächter, W. Schmid, and C. Sidler, 1982: Erste Erfahrungen mit dem US Geological Survey Monopuls Radioecholot 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.