

Glaziologische Analyse der Höhe der Gletscheroberfläche am Kesselwandferner

Diplomarbeit eingereicht am
INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND GEOPHYSIK
LEOPOLD-FRANZENS-UNIVERSITÄT INNSBRUCK



zur Erlangung des akademischen Grades
MAGISTER DER NATURWISSENSCHAFTEN

JAKOB ABERMANN

JUNI 2006

Abstract

Kesselwandferner is an interesting glacier in the Ötztal Alps at about 10,8° E and 46,8°N. Today it covers an area of approximately 3,9 km² with a length of 4,1 km (actual data of the Department of Meteorology and Geophysics, Innsbruck).

Kesselwandferner and its neighbouring Hintereisferner show very different dynamic responses on climatic fluctuations. Whereas Hintereisferner has been retreating since 1922, Kesselwandferner had a period of significant advance between 1970 and 1985. These interesting differences are due to the characteristic orographic features of both adjacent glaciers.

In this thesis, a data set collected over more than 40 years, covering the most interesting glaciological parameters as length fluctuations, mass balance, most accurate horizontal and vertical velocities and changes in the surface altitude is used. Containing the whole period of advance, it includes a rare set of detailed dynamic parameters during this time. Dr. Norbert Span digitised and computed a part of the data already for his PhD-thesis (Span 1999) and analysed it along the length-profile of the glacier. In this thesis the existing data was actualised and additionally five cross-profiles are examined.

Interesting differences concerning the alteration of the surface altitude of the glacier can be pointed out: Whereas the accumulation area responded with an altitude decrease during the advance period due to downward mass transport, there was a strong increase at the same time in the ablation area. During the last two decades we could observe an opposite tendency. The altitude of the glacier surface is in cross-profile B (at around 3200 m) for example about 8 m thicker than it used to be after the advance period in 1982. It is still increasing although a strong setback after the very hot summer 2003 can be observed.

In a further step comparisons of the dataset gained by fieldwork with a Digital Elevation Model (DEM) of 1997 that is based on digital photogrammetry and three Digital Elevation Models based on laserscan-technology between 2001 and 2003 were drawn. Differences of measurement dates were compensated through precipitation- and ablation-assumptions. The precipitation of the closest automatic weather station Vent (1900 m) was used as a basis for the amount of precipitation, whereas the „degree-day-method“ as well as ablation data of stakes on Hintereisferner were used to assume ablation between the dates of the different measurements. A three-dimensional coordinate transformation was necessary to compare the different datasets.

As a result of the comparisons it is possible to point out that due to its sensitivity on blinding especially in the firn-area, digital photogrammetry can produce significant errors. In large parts of the glacier it agrees satisfactorily well with the data out of the field-measurements. The Laserscanning-Method turns out to be very accurate and sensitive on very small unevennesses (e.g. crevasses). However, compared with the field measurements there is a systematic error of 1 to 1,5 m of altitude that could be due to an error of the coordinate-transformation.

Inhaltsverzeichnis

Abstract	i
Inhalt	iii
1 Vorbemerkungen	1
1.1 Einleitung	1
1.2 Ziel und Struktur der Arbeit	2
2 Der Kesselwandferner	3
3 Daten	6
3.1 Die jährlichen Feldmessungen	6
3.1.1 Gewinnung der Daten	6
3.1.2 Datenmaterial aus den Feldmessungen	7
3.2 DEM 1997 aus Orthophotos	9
3.3 Laserscans	9
3.4 Vergleichbarkeit der Daten, Koordinatensysteme	10
3.5 Verwendete Software	12
3.5.1 ArcGis 9	12
3.5.2 Easytrans	12
3.5.3 OmniPage Professional 15.0	12
3.5.4 MS Excel	12
4 Ergebnisse	14
4.1 Längenänderung	15
4.2 Horizontalgeschwindigkeit	15
4.3 Massenbilanz	16
4.4 Emergenzbewegung	18
4.5 3-D-Darstellungen des Kesselwandfernens	20
5 Die Höhenänderungen aus den Feldmessungen	24
5.1 Höhenänderungen entlang der Pegel im Längsprofil	24

5.2	Höhenänderungen in den einzelnen Profilen	25
5.2.1	Höhenänderungen im Profil A	26
5.2.2	Höhenänderungen im Profil B	26
5.2.3	Höhenänderungen im Profil C	29
5.2.4	Höhenänderungen im Profil D	30
5.2.5	Höhenänderungen im Profil E	30
6	Vergleich der unterschiedlichen Datenquellen	33
6.1	Akkumulations- beziehungsweise Ablationsabschätzungen zwischen den unterschiedlichen Messzeitpunkten	33
6.2	Vergleich zwischen DEM1997 und den in den Feldmessungen gemessenen Höhen	38
6.3	Vergleich zwischen den Höhenmodellen aus den Laserscandaten und den in den Feldmessungen gemessenen Höhen	44
6.3.1	Profil A	46
6.3.2	Profil B	46
6.3.3	Profil C	48
6.3.4	Profil D	54
6.3.5	Profil E	55
7	Zusammenfassung und Ausblick	59
	Literatur	61
	Danke	63
	Lebenslauf	65

Kapitel 1

Vorbemerkungen

1.1 Einleitung

Schon seit Beginn meines Studiums hat mich die Glaziologie fasziniert und dieser Schwerpunkt am Institut für Meteorologie und Geophysik ermöglichte mir eine gute Ausgangsbasis für das Entstehen dieser Diplomarbeit. Sehr bald konnte ich an ersten Feldarbeiten an diversen Gletschern teilnehmen (Radarmessungen, Winter- und Sommerbilanzmessungen, etc.), durch die ich einen praktischen Einblick in dieses Thema gewinnen konnte.

Die Teilnahme an den sommerlichen Messkampagnen von 2004 und 2005 am Kesselwandferner gaben mir dann die Möglichkeit, das theoretische Wissen noch weiter durch Praxis zu vertiefen. Durch die Freude an der Feldarbeit und durch das wachsende Interesse an diesem außergewöhnlichen Gletscher entstand die Idee, das umfangreiche Datenmaterial, das seit 1965 von Dr. Heralt Schneider angesammelt wurde, im Rahmen der vorliegenden Arbeit aufzuarbeiten. Diese vierzig-jährige Messreihe ist besonders interessant, weil sie unter anderem Bewegungs- aber auch absolute Höhendaten einer gesamten Vorstoßperiode (1971–1985) enthält.

Einen großen Teil der vorhandenen Daten hat bereits Dr. Norbert Span im Rahmen seiner sehr umfangreichen Dissertation (Span 1999) digitalisiert und untersucht. Es war nun notwendig, die letzten Jahre zu vervollständigen, und zu bearbeiten. Des weiteren wurden die Höhenänderungen in dieser Arbeit nicht mehr wie bei Span (1999) ausschließlich in der Fließlinie (Pegel im Längsprofil), sondern in allen 5 Querprofilen des Gletschers betrachtet.

Eine interessante Möglichkeit des Vergleichs der in den Feldmessungen erhobenen Daten

mit anderen Messmethoden bieten das digitale Höhenmodell von 1997, das photogrammetrisch aus Orthophotos erstellt wurde, und die digitalen Höhenmodelle von 2001 bis 2003, die mit Hilfe moderner Laserscantechnologie produziert worden sind.

1.2 Ziel und Struktur der Arbeit

Ziel der Arbeit ist es, das vorhandene Datenmaterial möglichst umfassend und aktualisiert darzustellen und besonders auf die Höhenänderungen am gesamten Gletscher einzugehen. Der Vergleich zwischen unterschiedlichen Messmethoden und Datenquellen soll angestellt werden.

In **Kapitel 2** wird der untersuchte Gletscher überblicksmäßig dargestellt. Es wird auf seine Lage und seine orographischen Besonderheiten eingegangen, sowie ein kurzer Vergleich mit dem benachbarten Hintereisferner angestellt.

Das **Kapitel 3** beschreibt die vorhandenen Daten und die unterschiedlichen Messmethoden. Ein Abschnitt über die Anpassung der verschiedenen Koordinatensysteme aneinander folgt, und schließlich wird kurz die verwendete Software erwähnt.

Das **Kapitel 4** liefert die Ergebnisse aus den Feldmessungen für die letzten 40 Jahre. Nach einer kurzen theoretischen Abhandlung in den einzelnen Punkten werden die dazupassenden Grafiken dargestellt und interpretiert. Dreidimensionale Darstellungen aus den vorliegenden Höhenmodellen folgen.

Im **5. Kapitel** werden schließlich die Höhenänderungen dargestellt, die aus den Feldmessungen gewonnen wurden. Es werden die Änderung der einzelnen Pegel im Längsprofil beziehungsweise in den einzelnen Querprofilen aufgezeigt.

Das **Kapitel 6** zeigt dann den Vergleich der Höhenänderungen in den verschiedenen vorliegenden Datenquellen. Es wird auf die Unterschiede eingegangen und versucht, diese zu interpretieren.

Die Arbeit wird mit **Kapitel 7**, in dem einige Schlussfolgerungen gezogen werden, abgerundet.

Kapitel 2

Der Kesselwandferner

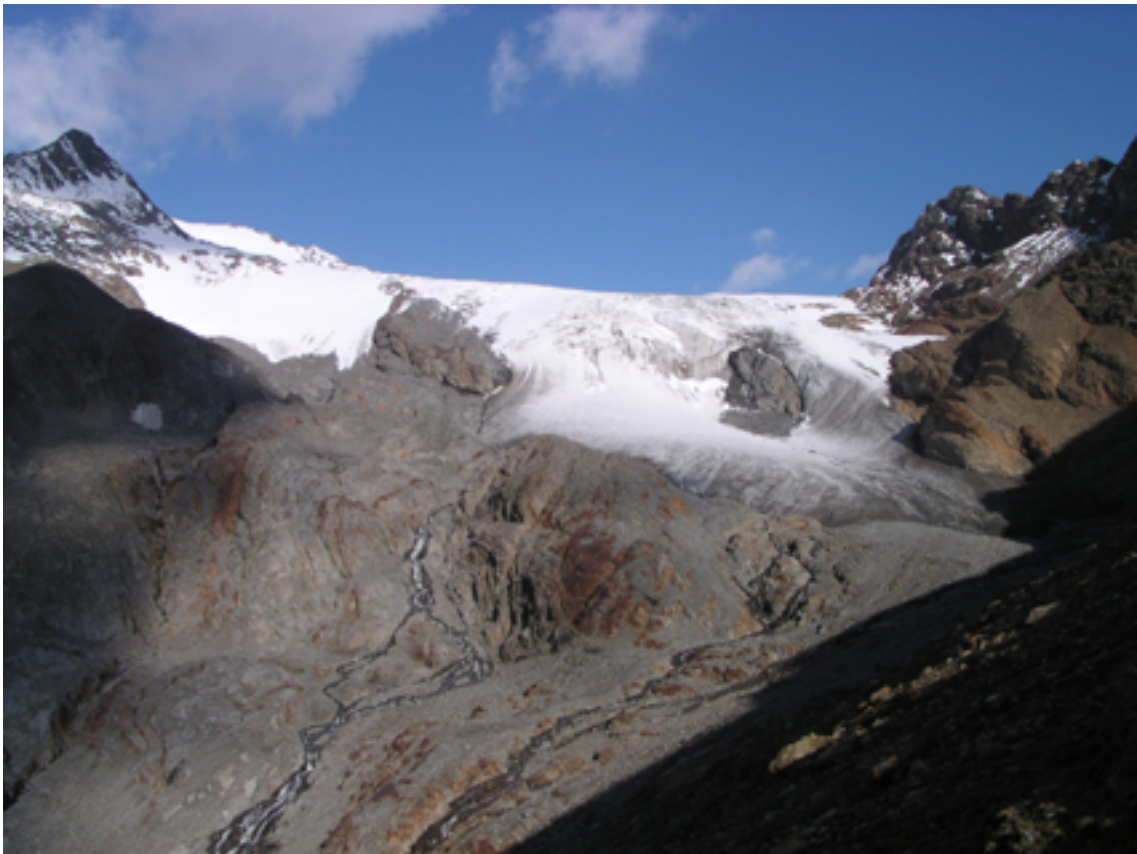


Abbildung 2.1: Der Kesselwandferner (August 2005)

Der Kesselwandferner befindet sich im hinteren Ötztal auf ungefähr $10,8^\circ$ E und $46,8^\circ$ N. Er erstreckt sich derzeit über etwa $3,9 \text{ km}^2$. Die Länge beträgt ca. 4,1 km (aktuelle Daten des Institutes für Meteorologie und Geophysik Innsbruck). Seinen höchsten Punkt bildet der Fluchtkogel mit 3496 m, das Zungenende hält derzeit bei etwa 2800 m. Der einfachste Zustieg verläuft von dem Weiler Rofen aus, ca. 2 km taleinwärts von Vent. Die Alpenvereinshütte „Hochjochhospiz“ liegt ca. eineinhalb Stunden unterhalb

der Gletscherzunge, das „Brandenburgerhaus“ direkt oberhalb der Gletscherscheide von Kesselwand- und Gepatschferner.

Der Kesselwandferner liegt zwischen dem inneralpinen, sehr trockenen Vintschgau und dem ebenfalls niederschlagsarmen Ötztal (Fliri 1975). Er ist ein Nachbargletscher des viel untersuchten Hintereisferners. Dynamisch weist er aber signifikante Unterschiede zu

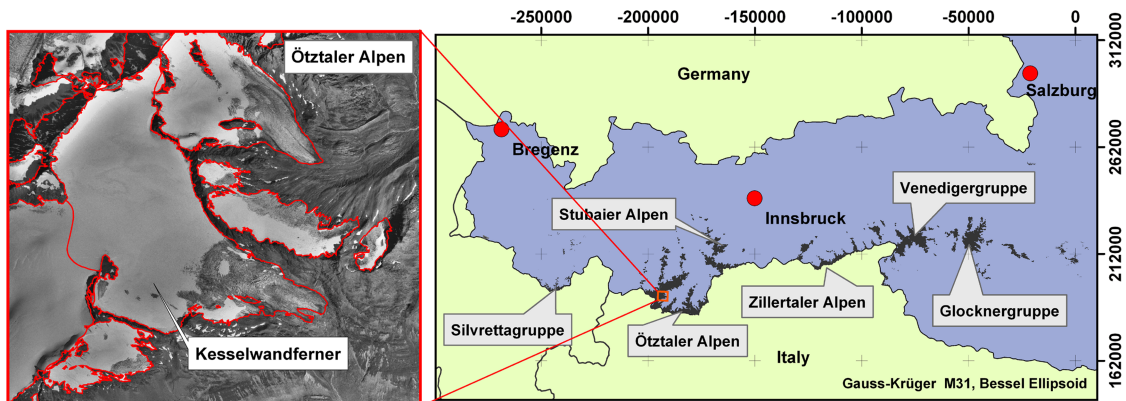


Abbildung 2.2: Lage des Kesselwandferners

seinem Nachbargletscher auf: Seit dem letzten Gletscherhochstand von 1922 (Kuhn et al. 1985) hat sich die Gletscherzunge durchgehend zurückgebildet, im Jahre 1931 trennten sich die zwei benachbarten Gletscher. Eine lange Periode des Rückzugs folgte, erst zwischen 1965 und 1969 war im großen und ganzen wieder ein nahezu stationärer Zustand erreicht. Von 1970 bis 1985 konnte man dann als Folge von einigen sehr stark positiven Massenhaushaltsjahren in den 60-er Jahren einen mächtigen Vorstoß des Gletschers um insgesamt ca. 320 m am Zungenende feststellen. Interessanterweise ist der Hintereisferner im selben Zeitraum überhaupt nicht vorgestoßen, was hauptsächlich auf die unterschiedlichen orographischen Verhältnisse der beiden Gletscher zurückzuführen ist. Im Gegensatz zum Hintereisferner besitzt der Kesselwandferner nämlich ein hoch und in einem weiten Firnbecken gelegenes Akkumulationsgebiet. Das Ablationsgebiet dagegen ist sehr steil und der Gletscher verfügt über eine verhältnismäßig kurze, nach Südosten ausgerichtete Zunge. Diese orographischen Unterschiede lassen sich am anschaulichsten durch das *Akkumulationsgebietsverhältnis (AAR)* darstellen, das als

$$AAR = S_c/S \quad (2.1)$$

definiert ist, wobei S_c die Fläche des Akkumulationsgebietes und S die Gesamtfläche eines Gletschers darstellt. Für 1985 ergaben sich daraus die Werte 0.75 für den Kesselwand- hingegen nur 0.59 für den Hintereisferner (Kuhn et al. 1985). Ein im Verhältnis großes Akkumulationsgebiet bedeutet also, dass sich in positiven Massenhaus-

haltsjahren relativ gesehen mehr Masse ansammeln kann, was dann schneller wieder zu einem Vorstoß führen kann.

Es wird deutlich, dass wir es bei der Untersuchung des Kesselwandfeners mit einem vergleichsweise äußerst empfindlichen Gletscher zu tun haben.

Kapitel 3

Daten

3.1 Die jährlichen Feldmessungen

3.1.1 Gewinnung der Daten

Seit 1965 wird von H. Schneider (Institut für Mathematik der Universität Innsbruck) jährlich in den Monaten August und September am Kesselwandferner eine etwa 3-wöchige Messkampagne durchgeführt. Unter großem organisatorischem Aufwand wird ein Team von mindestens vier Mitarbeitern zusammengestellt, das über die nötigen konditionellen, alpinen und nicht zuletzt menschlichen Grundvoraussetzungen verfügen muss, um die Messkampagne so sicher und angenehm wie möglich zu gestalten. An dieser Stelle sei daran erinnert, dass man sich während einer solchen Messperiode im hochalpinen Terrain befindet. Der Gletscher wird flächendeckend untersucht, was den „Gletscherknecht“ in gefährliche Bereiche führen kann (Spaltenzonen, Blankeis). Jederzeit ist mit sehr plötzlichen und heftigen Wetterstürzen zu rechnen, die unter Umständen lebensbedrohlich werden können.

Ausgangspunkt für die Messkampagnen sind die „Rofenhöfe“, ein idyllisch gelegener Weiler im hinteren Ötztal, der von Innsbruck aus mit dem Auto in etwa eineinhalb Stunden erreichbar ist. Von dort aus geht man zu Fuß zur Alpenvereinshütte „Hochjochhospiz“ der Sektion Berlin, die als Basislager für die ersten zwei Messwochen dient. Normalerweise beginnen die Feldmessungen um den 15.8., wobei sich dieses Datum je nach den herrschenden Wetterverhältnissen etwas verschieben kann. In der ersten Woche, die vom Österreichischen Alpenverein finanziell getragen wird, wird die genaue Lage und damit die Längenänderung der Gletscherzunge der benachbarten Gletscher Vernagtferner, Guslarferner, Hochjochferner und Hintereisferner bestimmt. Auch die Zunge des Kesselwandfernens wird in dieser Woche eingemessen. Zu diesem Zweck wird der Theodolit mit einem angeschlossenen elektro-optischen Entfernungsmesser der Firma Kern (DM501) an genau bestimmten Fixpunkten in der näheren Umgebung des Gletschers aufgestellt. Zwei Personen gehen den Gletscherrand mit einem Reflektor ab, in regelmäßigen Ab-

ständen werden Winkel und Entfernung gemessen. Nach demselben Prinzip werden auch die einzelnen Profile vermessen. Die Steinlinie 6 ist ein Querprofil am Hintereisferner in ca. 2650 m. Sie wird auch in der ersten Messwoche vermessen und gibt Aufschluss über die Höhenänderung und die Horizontalgeschwindigkeit im Ablationsgebiet des Hintereisfernens.

In der zweiten Messwoche arbeitet man dann hauptsächlich im Ablationsgebiet des Kesselwandfernens. Die Profile D und E werden vermessen, die ca. 2 cm dicken Ablationspegel aus Aluminium werden abgelesen und mit einem Dampfbohrer neu eingebohrt. Die Einbohrtiefe beträgt normalerweise ca. 8 m, damit der Pegel bis zum nächsten Sommer nicht umfällt.

In der dritten Messwoche wird dann ausschließlich das Firngebiet des Kesselwandfernens untersucht, wenn nicht noch Arbeiten der ersten beiden Wochen anstehen, die aufgrund schlechten Wetters nicht durchgeführt werden konnten. Stationiert ist die Gruppe während dieser letzten Woche auf der Alpenvereinshütte „Brandenburgerhaus“ auf 3274 m. Die ca. 6 cm dicken Aluminium–Firnpegel der Profile A, B und C werden eingemessen, abgelesen und mit Hilfe eines Handbohrers exakt an der Ausgangsstelle wieder ungefähr 2 m tief in den Firn eingebohrt. Insgesamt werden die Firnpegel aus einzelnen zwei Meter langen Stangen auf 8 m zusammengesetzt, so dass sie ca. 6 m über die Gletscheroberfläche hinausragen. Damit können sie im nächsten Jahr sogar bei entsprechend großer Akkumulation wiedergefunden werden. Um ein Ausschmelzen der Pegel in der übrigen Ablationsperiode zu verhindern, werden diese noch mit einem etwa 40 cm hohen Schneekegel zugeschaufelt. Die Ablation nach dem Vermessungszeitpunkt (im Firngebiet erst Mitte September) ist allerdings in gewöhnlichen Massenhaushaltsjahren in der Höhe des Firnbeckens des Kesselwandfernens sehr gering.

3.1.2 Datenmaterial aus den Feldmessungen

Die Auswertung der aufwändig erhobenen Daten wird ebenfalls seit mehr als 40 Jahren mit größter Sorgfalt von H. Schneider durchgeführt. Für die folgenden Zeiträume liegen die vollständigen Bewegungsvektoren (Horizontal-, Vertikal-, Emergenzbewegung), die absolute Höhe der Oberfläche in den 5 Querprofilen (s. auch Abb. 3.1) und an den Pegeln, die Geländeneigung sowie die Lage der Gletscherzunge vor (Span 1999, Schneider 1970):

- Längsprofil: (5 Pegel im Firngebiet, Abstand ca. 350m; 3 im Ablationsgebiet, Abstand zwischen 400 und 700m)
- Profil A (Queck–Eisner): 1965: 7 Pegel, 1966-1969: 3 Pegel, dann einer bis heute
- Profil B (Brandenburger Haus–Kesselwandspitze): 1965: 10 Pegel, 1966-2002: 4 Pegel im Abstand von ca.250m, ab 2004 einer

- Profil C (Lang–Brandenburger Jöchl): 1965: 8 Pegel, 1966-69: 4 Pegel, dann einer bis auf 2003
- Profil D (Mutspitze–Kesselschrofen): 1965: 9 Pegel, 1966-1969: 4 Pegel; dann einer bis heute
- Profil E (Hess–Schatz): 1965-69: 4 Pegel, dann einer bis heute
- Einzelne Pegel im Bereich des Zungenendes.

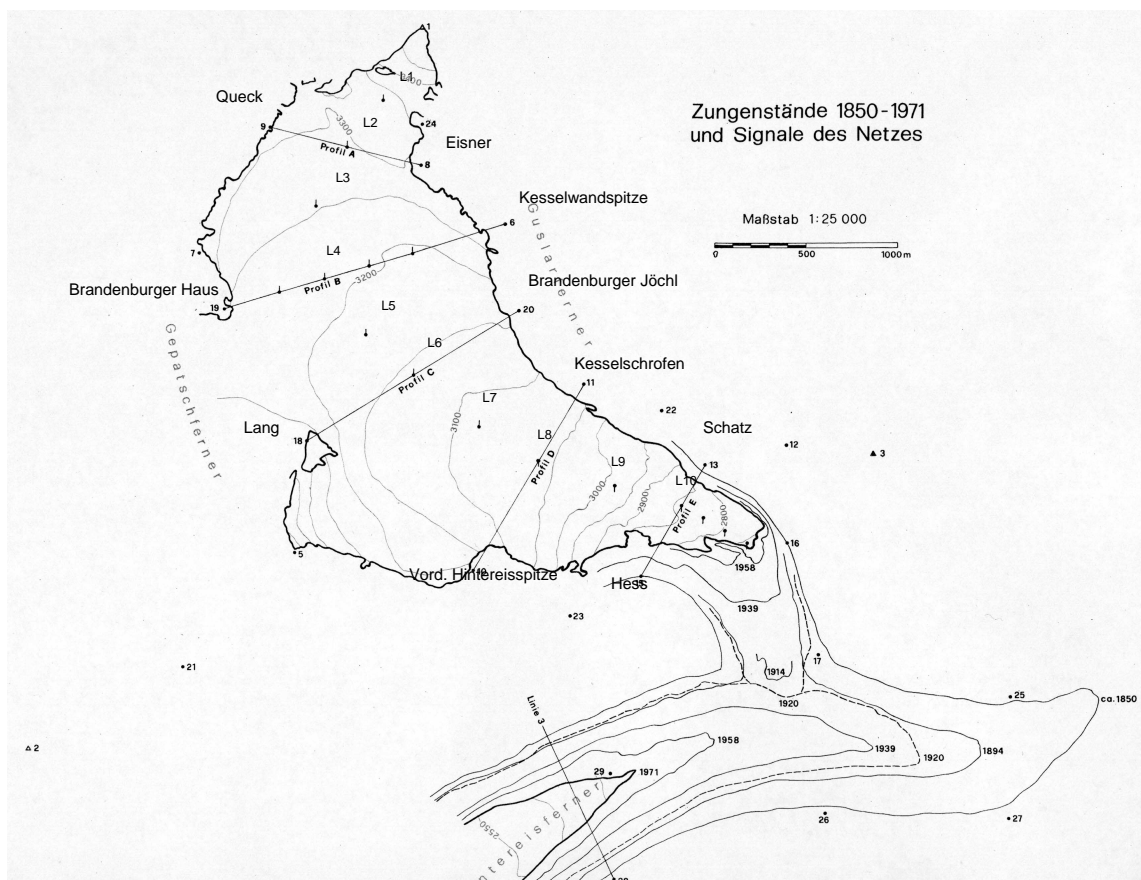


Abbildung 3.1: Aus der Karte des Kesselwandferners von 1971 mit eingetragenen Pegelbezeichnungen und Profildpunkten. Auch die dokumentierten Zungenstände seit 1850 sind dargestellt.

Die intensiven Messjahre 1965-1969, in denen H. Schneider die Daten für seine Dissertation zusammenstellte, liefern einen guten Überblick über die Bewegungen in den einzelnen Profilen. Daher hat man in weiterer Folge das aufwändige Rücksetzen der Pegel auf ein notwendiges Minimum von mindestens einem Pegel in jedem Querprofil reduziert.

3.2 DEM 1997 aus Orthophotos

Das digitale Höhenmodell (*Digital Elevation Model*) von 1997 wurde mit Hilfe digitaler photogrammetrischer Methoden erstellt. Die Basis dieses Modells bilden Stereo-Bilder aus Luftaufnahmen vom 11.9.1997. Das Modell wurde im Rahmen des Aufbaus eines modernen Gletscherkatasters erstellt (Eder et al. 2000, Würländer und Eder 1998).

3.3 Laserscans

Im Unterschied zur Photogrammetrie ist das LASER- (*Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation*) Scanning ein aktives Fernerkundungsverfahren, bei dem ein Laserstrahl ausgesandt und der von der Oberfläche reflektierte Strahl aufgezeichnet wird (Wehr und Lohr 1999, Bucher 2005). Dieses Verfahren ermöglicht eine weitgehend wetterunabhängige Datengewinnung, und kann daher im Prinzip zu jeder Tageszeit durchgeführt werden. Die Genauigkeit wird allerdings durch Wolken, Nebel, Niederschlag, etc. negativ beeinflusst. (Wever 1999)) Die drei Hauptkomponenten der Laserscannermessung sind ein Laserscanner, der an einem Flugzeug befestigt ist, ein GPS (Global-Positioning-System) um die genaue Position des Sensors zu bestimmen und ein INS (Inertiales Navigationssystem), das die korrekte Ausrichtung des Sensors gewährleistet (Bucher 2005). Diese Aufstellung zeigt Abbildung 3.2 schematisch.

Die in dieser Arbeit verwendeten Laserscannerdaten sind Digitale Höhenmodelle, die im Rahmen des EU-gestützten OMEGA- (*Operational Monitoring System for European Glacial Areas*) Projektes entstanden sind und für diese Arbeit von Dr. Thomas Geist vom Institut für Geographie der Universität Innsbruck freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden. Zwischen Oktober 2001 und September 2003 wurden zehn Laserscan-Flüge durchgeführt, die hoch aufgelöste Digitale Höhenmodelle der Gletscherflächen des gesamten hinteren Rofentales zum Ergebnis haben (horizontale Genauigkeit: 1 m; Vertikale Genauigkeit: 0,3 m (Geist und Stötter 2006)). Aus den zehn vorhandenen Flügen wurden jene drei ausgewählt, die zeitlich am nächsten bei den Feldmessungen liegen (siehe auch Abschnitt 6.3):

Für das Haushaltsjahr

- 2000/2001: 11.10.2001 (Überflug Nr.1)
- 2001/2002: 19.08.2002 (Überflug Nr.6)
- 2002/2003: 12.08.2003 (Überflug Nr.9)

Die ersten beiden verwendeten Flüge wurden mit dem Laserscan-System ALTM1225 gemacht, der dritte mit ALTM2050. Das System ALTM2050 liefert eine größere Anzahl von Punktmessungen und damit auch eine bessere Auflösung (Geist und Stötter 2006).

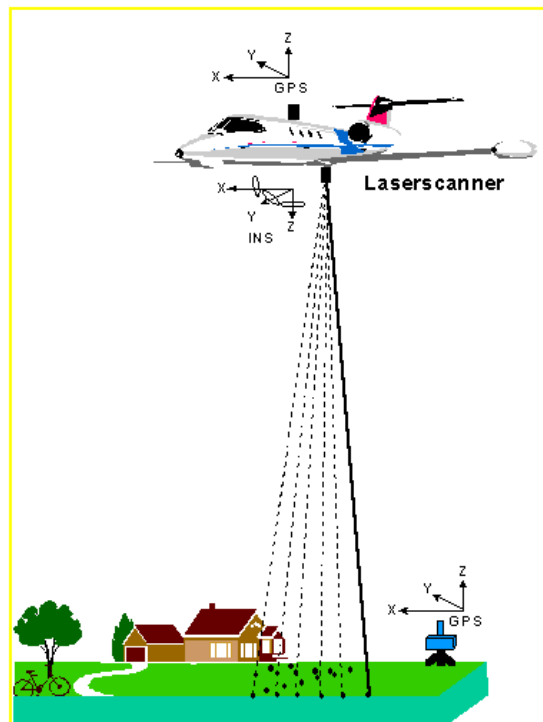


Abbildung 3.2: Aufbau eines Laserscanners (aus Bucher 2005)

3.4 Vergleichbarkeit der Daten, Koordinatensysteme

Die unterschiedliche Herkunft der Daten hat den Autor im Laufe der Arbeit immer wieder vor verschiedene Probleme gestellt.

Die aus den Feldmessungen stammenden Daten sind von Beginn an im „Münchner System“, einem leicht abgewandelten Koordinatensystem der Landesvermessung (Gauß-Krüger M28), gewonnen worden. Der Grund dafür liegt darin, dass dieses System damals die günstigsten Ausgangspunkte für das Kesselwandfernernetz lieferte, außerdem war es auch die Grundlage älterer Messungen im Bereich des Kesselwandfernens und seinen Nachbargetschern (Schneider 1976).

Für viele glaziologische Anwendungen (z.B. Massenbilanzuntersuchungen oder Bewegungsmessungen) ist es hinfällig, den Unterschied dieser zwei Systeme zu berücksichtigen, da eine horizontale Verschiebung am Gletscher von etwa 4 m in die y-Richtung (West-Ost) und 0,5 m in die x-Richtung (Nord-Süd) nicht relevant ist. In dieser Arbeit sollen allerdings die genauen Höhen verschiedenen Datenursprungs verglichen werden, und dabei kann natürlich eine horizontale Verschiebung von einigen Metern allein durch die Geländeneigung einen erheblichen Fehler produzieren. Um diese Tatsache zu illustrieren, wurde ein Probedatensatz im Querprofil E und im Längsprofil durch den Pegel E2 mittels Helmertscher- beziehungsweise Ähnlichkeitstransformation umgerechnet (s. Kahmen 1993) und in Abbildung 3.3 dargestellt. Gerade im Profil E ist der daraus ent-

stehende Höhenunterschied sicherlich nicht vernachlässigbar, da hier das Gelände nach Osten hin abfällt und damit genau in Richtung der stärksten Geländeneigung verschoben wird.

Es wurde daher aus sämtlichen, auf dem Gletscher in beiden Systemen vorliegenden Punkten und den für den Probedatensatz im Profil E transformierten, ein arithmetisches Mittel der Differenz zwischen den zwei Koordinatensystemen gebildet und damit die Koordinaten im „Münchner System“ auf die der Landesvermessung (Gauß-Krüger M28) angepasst (siehe Tab. 3.1). Ein Blick auf die Standardabweichung der beiden Richtungen

	<i>x – Richtung</i>	<i>y – Richtung</i>
<i>arithmetischesMittel :</i>	3.73984	-0.47824
<i>Standardabweichung :</i>	0.59521	0.19975

Tabelle 3.1: Verwendete Korrekturfaktoren (arithmetisches Mittel) und die dazugehörigen Standardabweichungen in [m]

zeigt auch, dass mit dieser Datenanpassung eine zufriedenstellende Genauigkeit erreicht wird, obwohl sie keine exakte Transformation darstellt.

Diese modifizierten Koordinaten des „Münchner Systems“, entsprechen nun nahezu jenen der Landesvermessung (Gauß-Krüger, M28). Das Gauß-Krüger-Koordinatensystem ist ein rechtwinkeliges, konformes Koordinatensystem. wurden mit der Koordinatentransformationssoftware *Easytrans* mit der dankenswerten Unterstützung von Dr. Thomas Geist schließlich in das UTM-WGS84-System umgerechnet. Der Grund für die Wahl dieses Koordinatensystems liegt darin, dass auch alle anderen Daten, die im Rahmen des erwähnten *OMEGA*-Projekts erhoben worden waren, in diesen Koordinaten vorliegen.

Nicht nur die Lage der einzelnen Messpunkte, sondern auch deren Höhe musste für den direkten Höhenvergleich aneinander angepasst werden, da sich die unterschiedlichen Datenquellen auf verschiedene Referenzhöhen beziehen.

Die direkt gemessenen Daten aus den alljährlichen Messkampagnen haben geoidische Höhen als Ergebnis. Das Geoid ist ein physikalisches Modell der Erdfigur, das von Carl Friedrich Gauß (1777 – 1855) und Johann Benedict Listing (1808 — 1882) entwickelt wurde. Es ist eine Bezugsfläche im Schwerfeld der Erde und wird in guter Näherung durch den mittleren Meeresspiegel der Weltmeere repräsentiert.

Die Höhenwerte aus den Laserscannmessungen sind dagegen ellipsoidische Höhen. Das Ellipsoid stellt ein geometrisches Modell der Erdfigur dar. Die zu vermessenden Objekte werden senkrecht auf das Ellipsoid projiziert (Reigber und Schwintzer 2003).

In der vorliegenden Arbeit sind die auf das Geoid bezogenen Höhenwerte dargestellt, sofern nichts anderes ausdrücklich angeführt ist. Die Transformation der Koordinaten wurde dreidimensional durchgeführt und somit ist auch eine Anpassung der Höhen an die Erde als Ellipsoid gegeben. Die auf das Ellipsoid bezogenen Höhen (Laserscandaten, UTM-

WGS84) sind im Ötztal ungefähr 50 m höher, als die auf das Geoid bezogenen (Daten aus den Feldmessungen, Gauß-Krüger M28).

3.5 Verwendete Software

3.5.1 ArcGis 9

In der vorliegenden Arbeit wurde zu einem guten Teil mit der GIS-(Geographisches InformationsSystem) Software *ArcMap 9.1.* und *ArcScene 9.1.* der Firma ESRI gearbeitet.

Mit ArcMap ist es möglich, unter Verwendung des Editors benutzerdefinierte Features zu kreieren. Mit der Spatial-Analyst-Toolbox können die Eigenschaften der einzelnen Features auf die notwendigen Gegebenheiten angepasst werden und somit ist es möglich, mit der 3D-Analyst-Toolbox ein und dem selben Feature unterschiedliche Höhen-Koordinaten zuzuordnen.

Die dreidimensionalen Darstellungen wurden mit dem Programm ArcScene erstellt. Das Softwarepaket ArcGis erlaubt eine relativ einfache und auch ansprechende Möglichkeit der Darstellung der Daten.

3.5.2 Easytrans

Die verwendeten Datensätze sind wie schon in Abschnitt 3.4 erläutert, von unterschiedlichen Personen zu unterschiedlichen Zeitpunkten erstellt worden und liegen aus diesem Grund in verschiedenen Koordinatensystemen und Projektionen vor. Mit der freundlichen Unterstützung von T. Geist wurden diese Daten unter Verwendung der Transformationssoftware *Easytrans* aneinander angepasst. Diese Software transformierte das im Gauß-Krüger M28-System vorliegende Material in das System WGS84-UTM.

3.5.3 OmniPage Professional 15.0

Ein kleiner Teil der analog vorliegenden Daten wurde mit *OmniPage* digitalisiert und dessen Ausgabe mit MS Excel weiterverarbeitet.

3.5.4 MS Excel

Die aus den Feldmessungen vorliegenden Daten wurden in dem Programm *MS Excel* digitalisiert und ausgewertet. Auch die Ausgabedateien aus den verschiedenen Operationen in ArcGis, Easytrans und OmniPage wurden in das Programm Excel importiert und weiterverarbeitet. Die verschiedenen 2-dimensionalen Grafiken dieser Arbeit sind ebenfalls in diesem Programm erstellt worden.

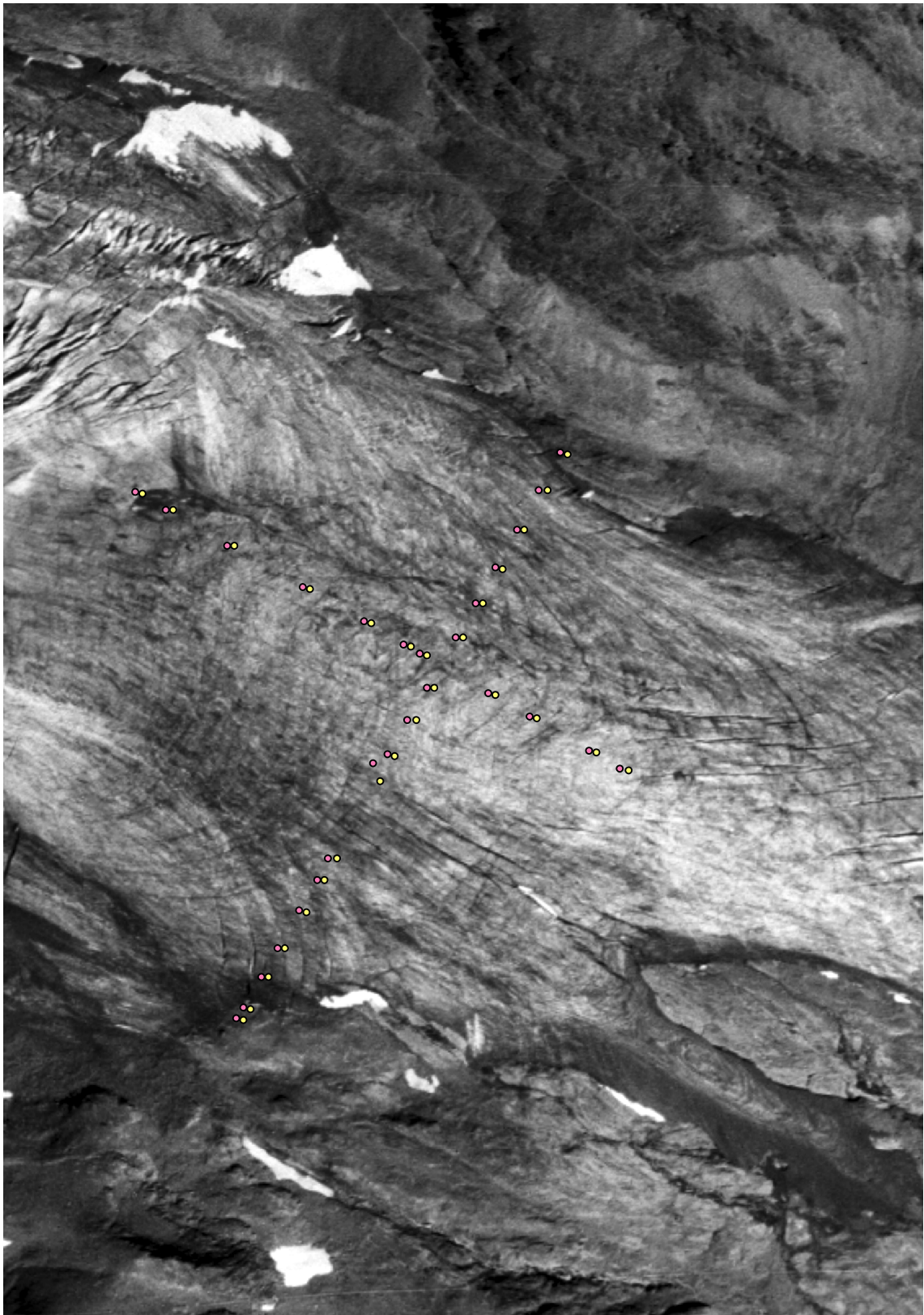


Abbildung 3.3: Vergleich des „Müchner Systems“ (gelbe Punkte) mit dem System M28 (rosa Punkte) im Bereich des Profils E

Kapitel 4

Ergebnisse

Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über die ausgearbeiteten Ergebnisse gegeben. Zu einem theoretischen Hintergrund sollen in den einzelnen Punkten die dazugehörigen Abbildungen, die aus den Daten des Kesselwandfeners entstanden sind, dargestellt werden. In Abbildung 4.1 wird schematisch die Bewegung eines Pegels und die Veränderungen der Gletscheroberfläche im Akkumulations- bzw. Ablationsgebiet zwischen den Zeitpunkten t_1 und t_2 gezeigt. Diese Abbildung dient zur Illustration der folgenden Erläuterungen der einzelnen Messergebnisse. Dabei entspricht das s in diesem Fall der Länge des horizonta-

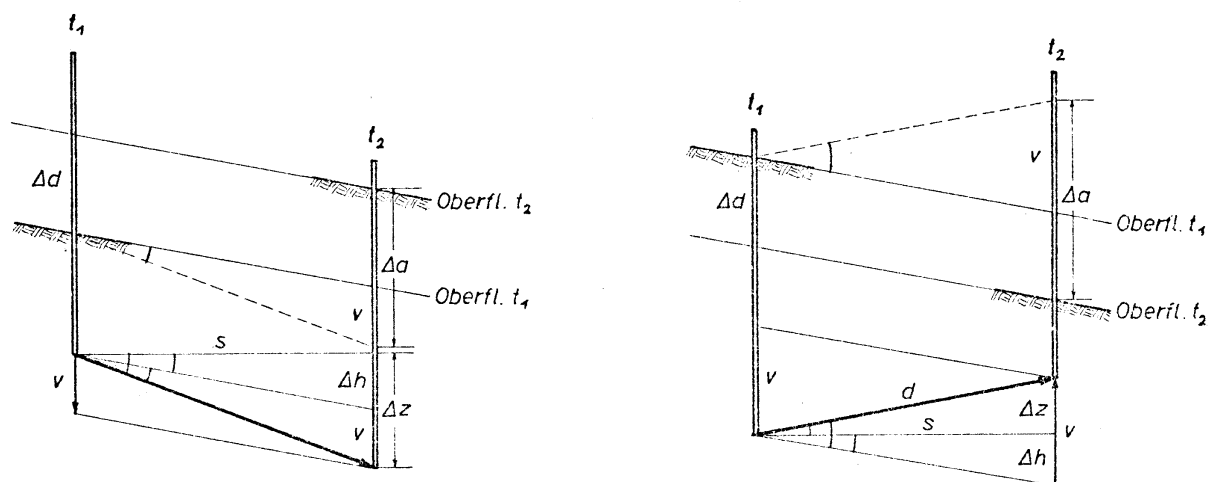


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung der Pegelbewegungen (aus Schneider 1970)

len Geschwindigkeitsvektors (im Folgenden im Abschnitt 4.2 Horizontalgeschwindigkeit behandelt), v entspricht der Bewegung relativ zur Oberfläche (Emergenzbewegung in Abschnitt 4.4) und in Kapitel 5 und 6 beschäftigen wir uns mit der absoluten Höhenänderung der Oberfläche Δd (Schneider 1970). Der Einfluss der Setzung des Schnees ist in dieser schematischen Vorstellung nicht berücksichtigt.

4.1 Längenänderung

Die Änderung der Gesamtlänge des Gletschers wird jährlich durch exaktes Einmessen der Gletscherzunge von einem Fixpunkt aus durchgeführt. Die imposante Entwicklung der Gletscherlänge wird in Abbildung 4.2 deutlich. Die Vorstoßperiode von 1970–1985 hat demnach zu einem Anwachsen der Gletscherlänge um etwa 320 m geführt. Heute ist der Kesselwandferner mit einer Länge von ca. 4112 m um fast 200 m kürzer als noch im Jahr 1965 und um ca. 500 m kürzer als am Ende der letzten Vorstoßperiode 1985.

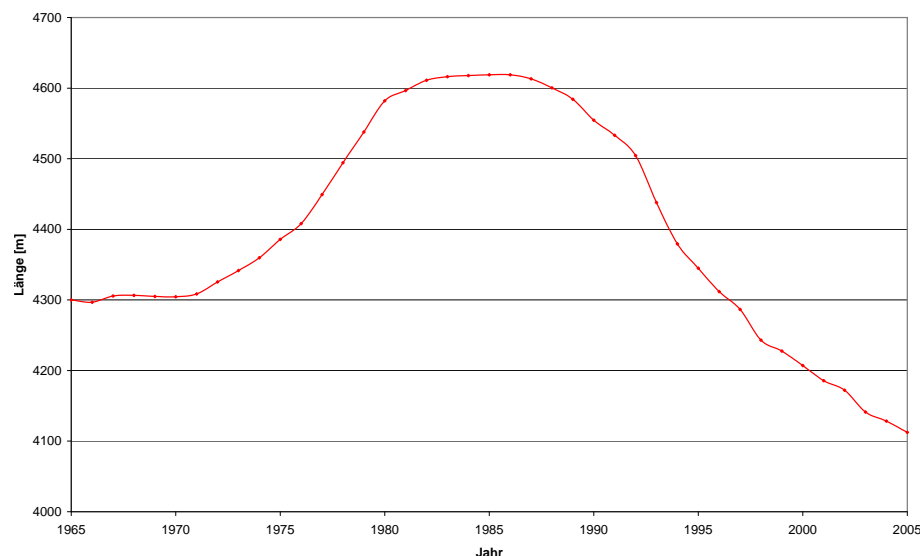


Abbildung 4.2: Länge des Kesselwandfernners

4.2 Horizontalgeschwindigkeit

Abbildung 4.3 zeigt die Horizontalgeschwindigkeit der einzelnen Längspegel des Kesselwandfernners seit 1965. Die geringsten Geschwindigkeiten sind im Firngebiet zu beobachten, der Pegel L2 im Profil A weist zum Beispiel über den gesamten Zeitraum sehr wenig schwankende Horizontalgeschwindigkeiten auf, die mittlerweile nur mehr bei ca. 2,5 m/a liegen. Je näher man der Gletscherzunge kommt, desto höher werden dann auch die Geschwindigkeiten, und desto deutlicher ist die Vorstoßperiode des Kesselwandfernners von 1970 bis 1985 zu erkennen. Am Pegel L10 im Profil E wurde 1979 eine horizontale Geschwindigkeit von 89,1 m/a verzeichnet. Heute weist dieser damals schnellste Pegel praktisch keine Horizontalgeschwindigkeit mehr auf (<2 m/a).

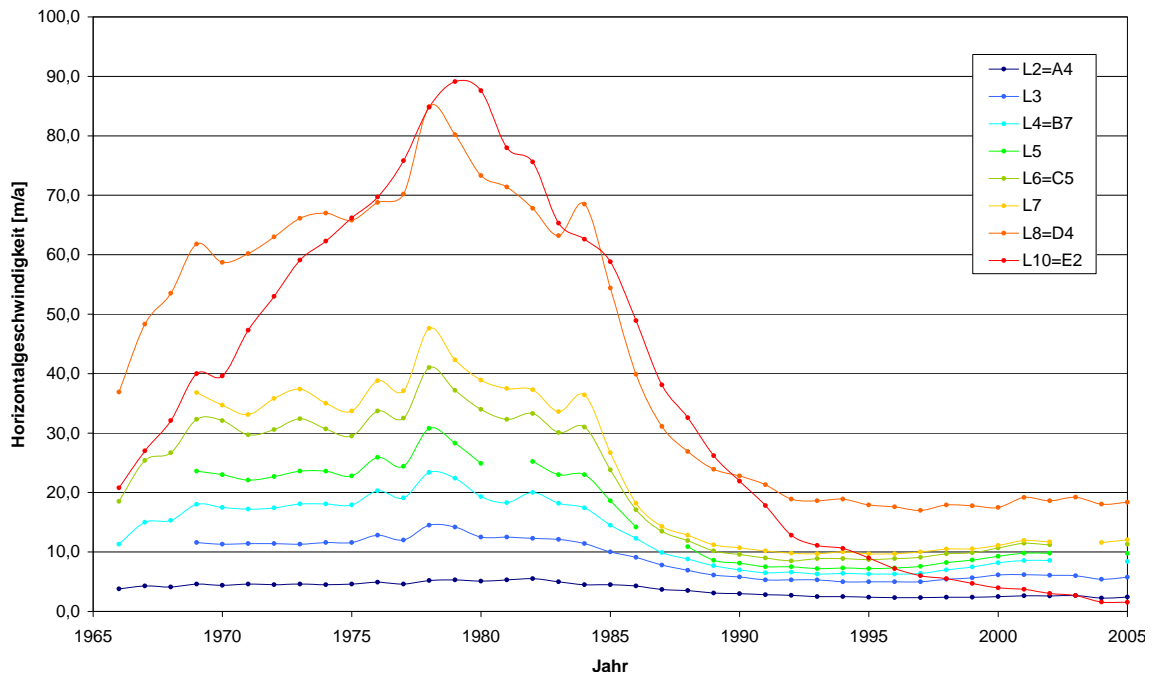


Abbildung 4.3: Horizontalgeschwindigkeiten der Längspegel seit 1966

4.3 Massenbilanz

Die Massenbilanz eines Gletschers gibt Aufschluss über Massenänderungen und deren örtliche und zeitliche Verteilung. In der kalten Jahreszeit gewinnt der Gletscher hauptsächlich durch Niederschlag, aber auch durch Schneeverwehungen, Lawinen und Reifbildung an Masse (*Akkumulation*), in den Sommermonaten verliert er durch Schmelzen, Abfließen des Schmelzwassers, Verdunstung, Lawinen oder auch Schneeverwehungen (*Ablation*). Jene Zeitspanne, in der mehr Masse dazugewonnen wird als wegkommt, wird Akkumulationsperiode, die in der der Massenverlust überwiegt, Ablationsperiode genannt. Formal ausgedrückt stellt sich der Zusammenhang nach Paterson 1994 wie folgt dar:

$$\begin{aligned}
 b &= c + a = \int_{t_1}^t (\dot{c} + \dot{a}) dt \\
 b_n &= b_w + b_s = c_w + a_w + c_s + a_s = \\
 &= \int_{t_1}^{t_m} (\dot{c} + \dot{a}) dt + \int_{t_m}^{t_2} (\dot{c} + \dot{a}) dt
 \end{aligned} \tag{4.1}$$

Die Massenbilanz b ist dabei die Summe von Akkumulation und Ablation. Die gemessene Massenänderung zwischen zwei Sommeroberflächen wird normalerweise in Volumen Wasser pro Einheitsfläche angegeben, was die Einheit m zur Folge hat. Die Massenbilanz am Ende eines Bilanzjahres ist die Netto-Massenbilanz b_n , die wiederum in eine *Winterbilanz* b_w und eine *Sommerbilanz* b_s unterteilt werden kann. Die Winterbilanz b_w ist das zeitliche Integral über die Rate der Zunahme des Wasseräquivalents (Akkumulationsrate \dot{c}), wohingegen die Sommerbilanz das zeitliche Integral über die Rate der Abnahme des

Wasseräquivalents (Ablationsrate \dot{a}) ist.

Massenbilanzen werden üblicherweise nicht nach dem Kalenderjahr sondern nach dem hydrologischen Jahr (01.10-30.09.) erstellt. Dies hat den Vorteil, dass das Messjahr ungefähr mit dem Minimum der Gletschermasse beginnt. Das Massenhaushaltsjahr muss aber nicht zwangsweise 365 Tage haben, es umfasst den Zeitraum zwischen zwei Minima der Massenbilanz ($t_1 - t_2$, siehe Abbildung 4.4).

Räumlich am Gletscher betrachtet, findet sich bei der Erstellung der lokalen Massenbi-

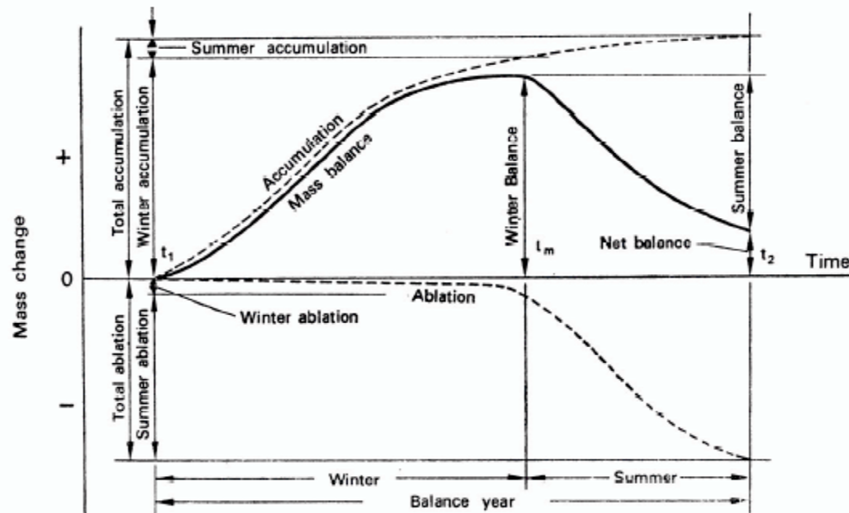


Abbildung 4.4: Definition von lokalen Massenbilanztermen (aus Paterson 1994)

lanzen ein Bereich, in dem die Nettobilanz positiv ist (*Akkumulationsgebiet*) und einer, in dem sie negativ ist (*Ablationsgebiet*). Die Grenze zwischen diesen beiden Gebieten wird *Gleichgewichtslinie* genannt (Paterson 1994).

Abbildung 4.5 zeigt die Entwicklung der spezifischen Massenbilanz seit 1953. In den 1950-er und zu Beginn der 60-er Jahre wechselte die Bilanz immer wieder von leicht positiv zu leicht negativ. Es folgten einige positive Bilanzjahre Ende der 1960-er- und während der 1970-er Jahren, die auch schließlich für den Vorstoß des Gletschers zwischen 1970 und 1985 verantwortlich waren (siehe Abb. 4.2). Die späten 80-er und die 90-er Jahre waren von negativen Massenhaushaltsjahren geprägt. Erst zu Beginn des neuen Jahrtausends zeichnete sich eine leichte Erholung ab, jäh unterbrochen von dem außergewöhnlich negativen Jahr 2003.

Abbildung 4.6 liefert die Darstellung der kumulativen spezifischen Massenbilanz seit 1952. Im Mittel über den ganzen Gletscher war im Jahr 1981 um fast 3 m mehr Wasseräquivalent am Gletscher als 1952, heute sind es mehr als 3 m weniger als 1952 und somit beinahe 6 m weniger als 1981.

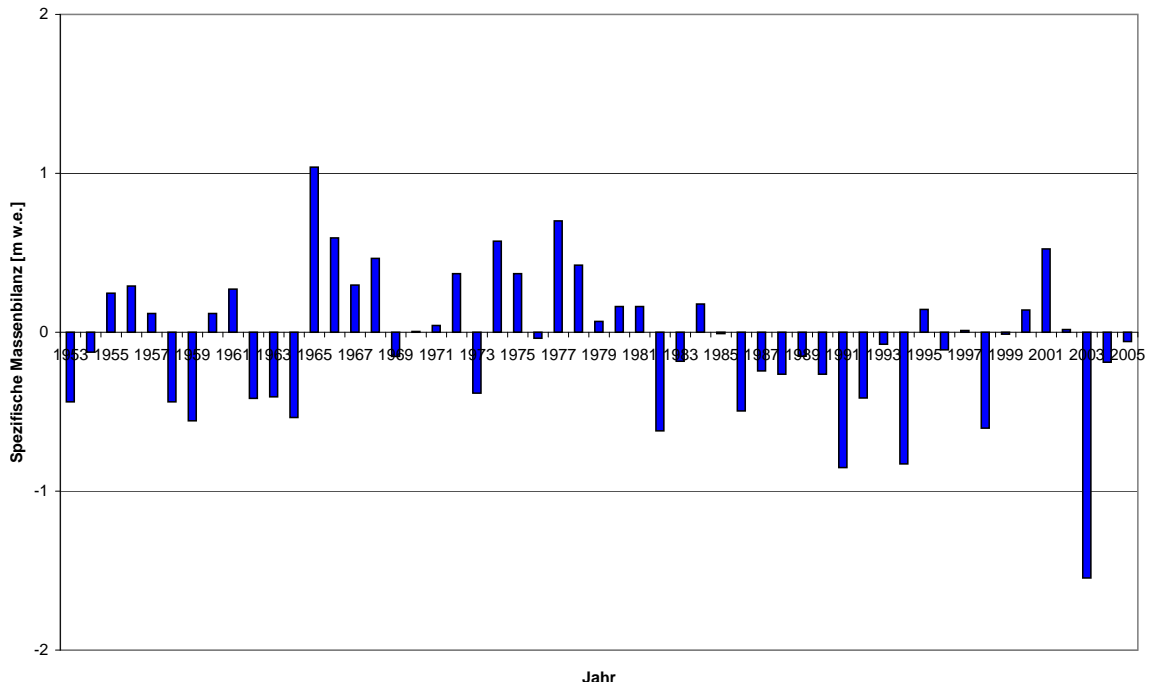


Abbildung 4.5: Die mittlere spezifische Massenbilanz am Kesselwandferner von 1953 bis 2005 in m Wasseräquivalent

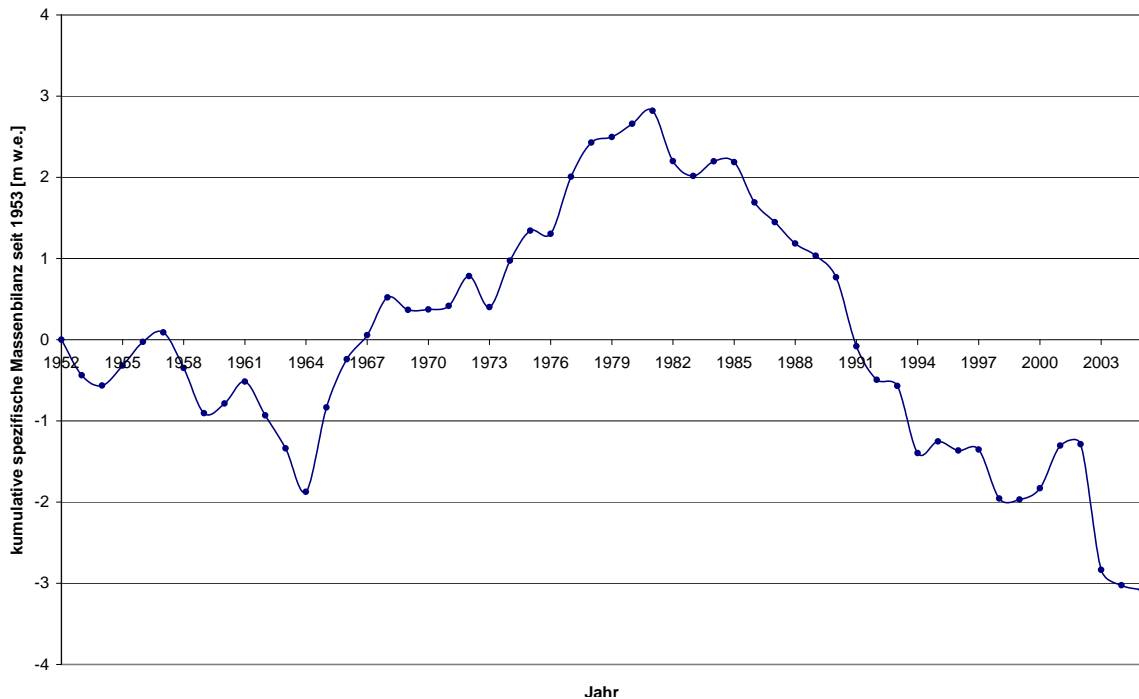


Abbildung 4.6: Die mittlere kumulative spezifische Massenbilanz am Kesselwandferner von 1952 bis 2005 in m Wasseräquivalent

4.4 Emergenzbewegung

Dadurch dass die Pegel am Kesselwandferner seit 1965 jedes Jahr sowohl horizontal als auch vertikal vermessen werden und durch das exakte Zurücksetzen in das jeweilige Quer-

profil, ist es möglich, die jährlichen *Vertikal-* und *Emergenzbewegungen* zu berechnen. Der Unterschied zwischen Vertikal- und Emergenzbewegung lässt sich sowohl mathematisch als auch anschaulich recht einfach erklären:

Die Emergenzbewegung v_e lässt sich formal mit Hilfe der Kontinuitätsgleichung folgendermaßen darstellen:

$$v_e = \frac{\partial h}{\partial t} - b = w_s - u_s \frac{\partial S}{\partial x} \quad (4.2)$$

Dabei ist $\frac{\partial h}{\partial t}$ die Änderung der Eisdicke mit der Zeit, b die spezifische Massenbilanz, w_s die vertikale Komponente des Geschwindigkeitsvektors, u_s die Horizontalbewegung und $\frac{\partial S}{\partial x}$ die Neigung der Eisoberfläche. Verglichen mit der Abbildung 4.1 entspricht nun w_s dem Δz und $u_s \frac{\partial S}{\partial x}$ dem Δh .

Die Emergenzbewegung gibt also die vertikale Bewegung des Eises relativ zur Gletscheroberfläche an. Bei der gemessenen vertikalen Position eines Pegels, der sich im Eis bewegt, stellt nur ein Teil des gemessenen Höhenunterschiedes die Bewegung relativ zur Eisoberfläche dar (v_e). Der andere Teil des Höhenunterschiedes ($u_s \frac{\partial S}{\partial x}$) ist auf die Abwärtsbewegung mit dem Gletscher zurückzuführen (siehe auch Abb. 4.1)

Abbildung 4.1 macht auch deutlich, dass v_e im Akkumulationsgebiet eigentlich als *Submergenzbewegung* zu verstehen ist. Eine positive Emergenzgeschwindigkeit bedeutet daher eine Aufwärtsbewegung, eine negative Emergenzgeschwindigkeit eine Abwärtsbewegung relativ zur Oberfläche.

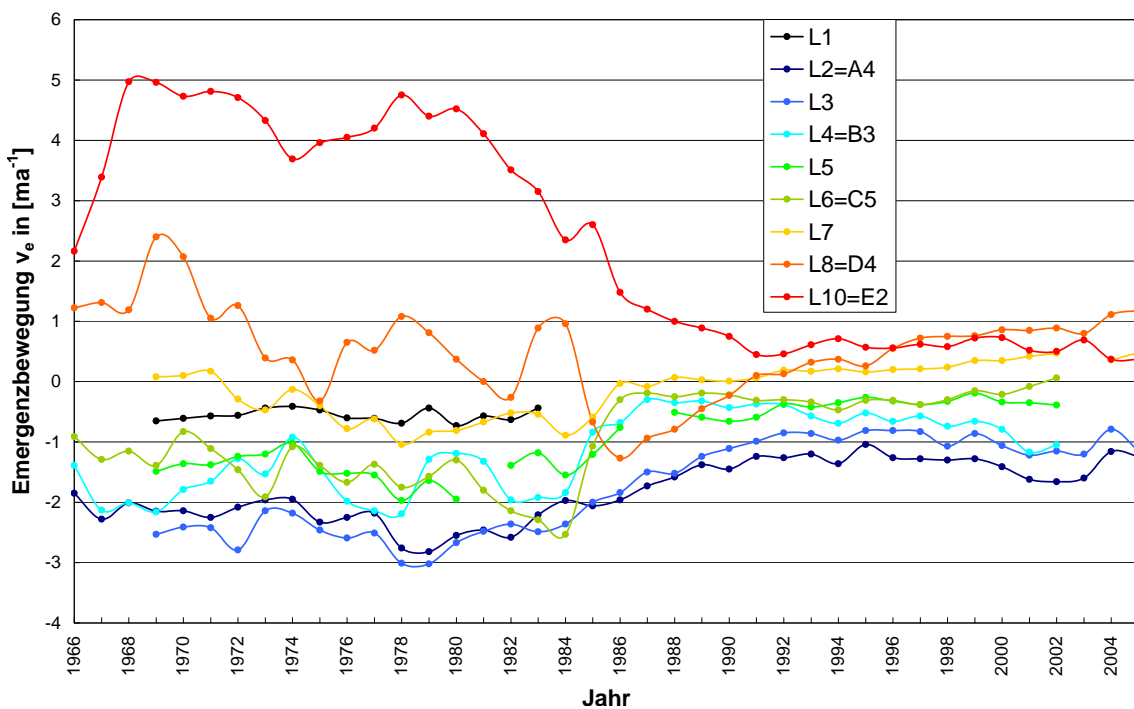


Abbildung 4.7: Emergenzgeschwindigkeit an den Längspegeln des Kesselwandferners seit 1966 [m/a]

4.5 3-D-Darstellungen des Kesselwandferners

Mit Hilfe der GIS-Programme ArcMap und ArcScene unter Verwendung der 3D-Analyst-Toolbox wurden folgende 3-dimensionale Abbildungen des Kesselwandferners für die Jahre 1997 (Abb. 4.8), 2001 (Abb. 4.9), 2002 (Abb. 4.10) und 2003 (Abb. 4.11) erstellt. Für die möglichst realitätsgetreue Darstellung wurde die ArcScene-Standardfunktion *Hillshades* verwendet. Alle folgenden Abbildungen haben einen Azimuth von 180° und einen Höhenwinkel von 25° als Beleuchtungsparameter, weil dies die kontrastreichsten Darstellungen bietet.

Der generelle Rückzug der Gletscherzunge fällt deutlich auf. 1997 war der Kesselwandferner noch um ca. 150 m länger als im Jahr 2003 (siehe auch Abb. 4.2). Auch der Gletscherbruch unterhalb des Profils D war im Jahr 1997 noch viel weniger zerklüftet als in den Folgejahren.

Zwischen 2001 und 2002 fällt die Zunahme der Anzahl der Spalten im Bereich des Profils D auf, auch der Gletscherbruch unterhalb des Profils D ist 2002 schon markanter ausgeprägt. Im außergewöhnlich warmen Sommer 2003 haben sich dann die erwähnten Spaltenzonen noch verstärkt, oberhalb des Profils C hat sich eine weitere ausgeprägt, und sogar im Bereich des Firnprofils B und darüber sind in Abbildung 4.11 Spalten zu erkennen.

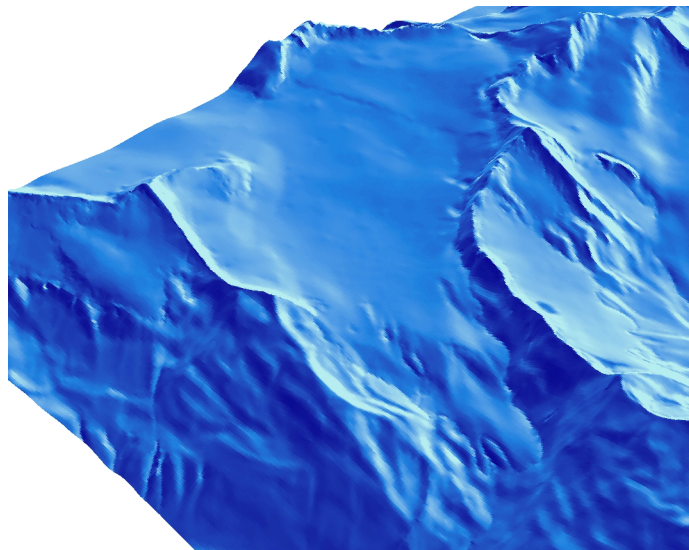


Abbildung 4.8: 3-D-Darstellung des Kesselwandferners aus dem Höhenmodell von 1997

In Abbildung 4.12 und 4.13 wurden die Gletscheroberflächen aus den Laserscannerdaten in jeweils zwei Folgejahren übereinandergelegt. Die daraus gewonnene Information ist ausschließlich qualitativer Natur: Es wird gezeigt, in welchen Teilen des Gletschers die Oberfläche eingesunken ist, und in welchen sie aufgebaut hat. Quantitative Abschätzungen werden dann in Kapitel 5 gemacht.

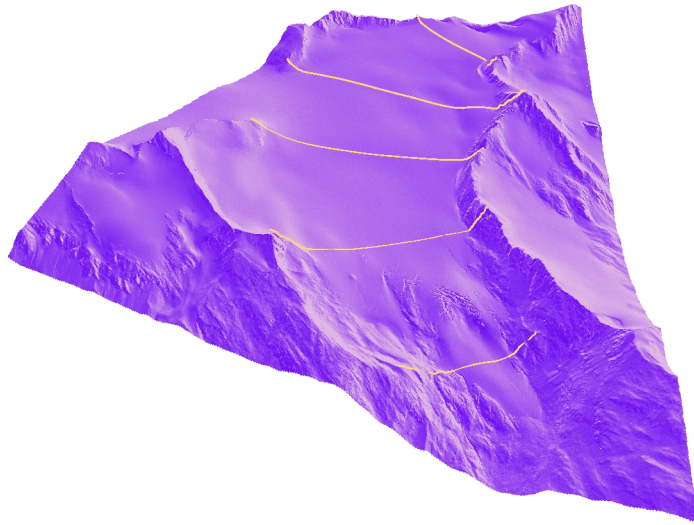


Abbildung 4.9: 3-D-Darstellung des Kesselwandferners aus den Laserscandaten 2001

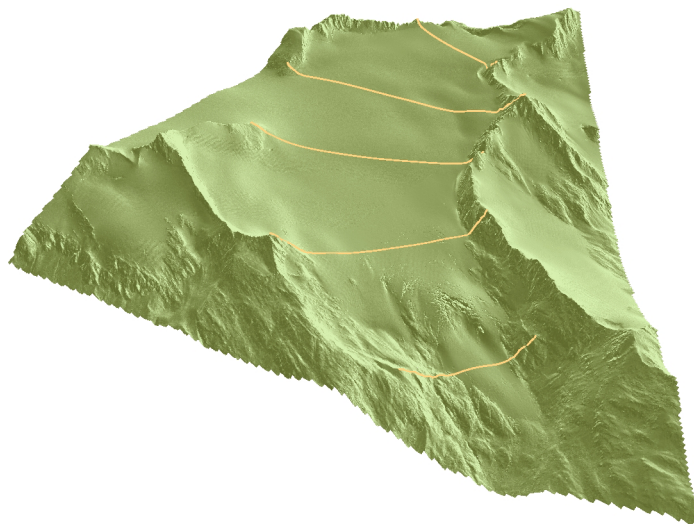


Abbildung 4.10: 3-D-Darstellung des Kesselwandferners aus den Laserscandaten 2002

Abbildung 4.12 zeigt, dass zwischen den verwendeten Überflügen von 2001 auf 2002 der Großteil des Gletschers an Eisdicke verloren hat, nur in einem verhältnismäßig kleinen Teil im Akkumulationsgebiet oberhalb vom Profil B hat sie zugenommen. Der Bereich wäre aber vermutlich größer ausgefallen, wenn der Überflug im Jahr 2001 auch schon Mitte August und nicht erst Mitte Oktober stattgefunden hätte und somit nicht schon erste Akkumulation die Ausgangshöhe vergrößert hätte.

Von 2002 auf 2003 entsteht ein anderes Bild, wie in 4.12 deutlich wird. Die Eisdicke hat im gesamten Akkumulationsgebiet und im Ablationsgebiet bis ungefähr in die Höhe des Profils D abgenommen. In der Gegend des sehr steilen und zerklüfteten Gletscherbruchs

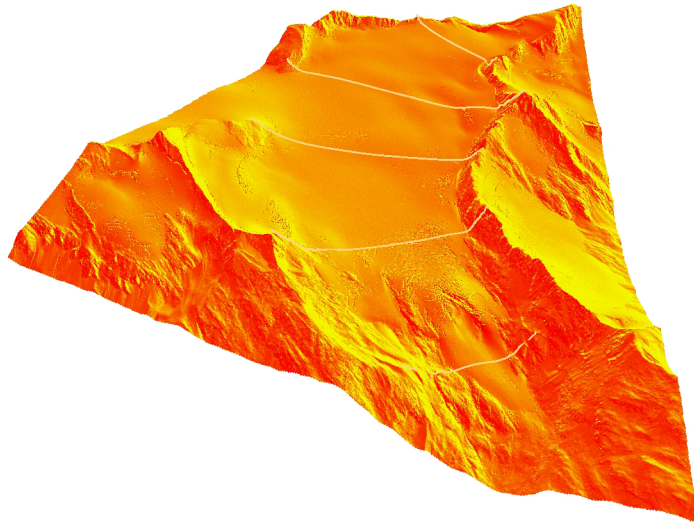


Abbildung 4.11: 3-D-Darstellung des Kesselwandfenners aus den Laserscandaten 2003

ist interessanterweise die Oberfläche des Jahres 2003 höher als 2002, im Gebiet des Profils E und darunter hat die Eisdicke wiederum abgenommen.

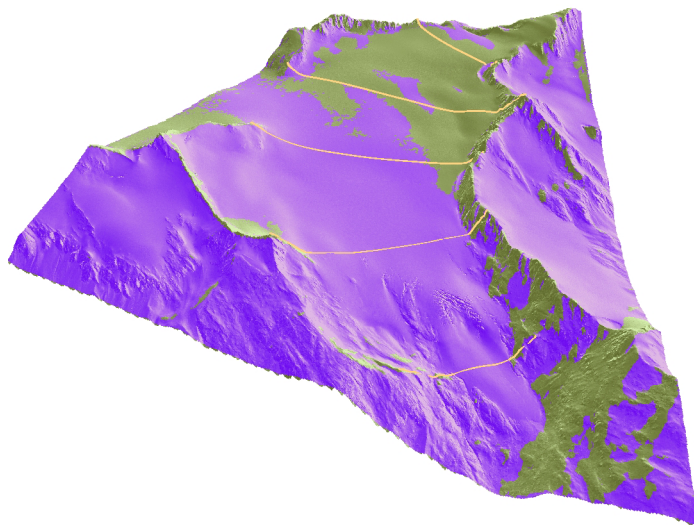


Abbildung 4.12: 3-D-Darstellung des Kesselwandfenners aus den Laserscandaten von 2001 (violett) und 2002 (grün). Die Farben geben an, welche der Oberflächen höher ist.

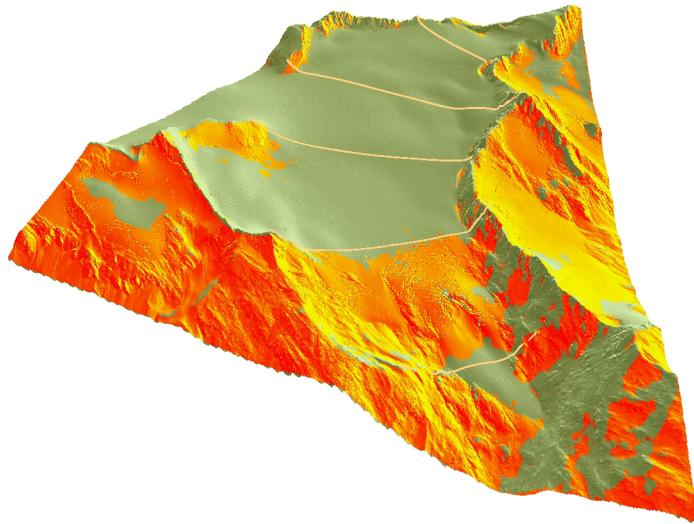


Abbildung 4.13: 3-D-Darstellung des Kesselwandfeners aus den Laserscandaten von 2002 (grün) und 2003 (rot). Die Farben geben an, welche der Oberflächen höher ist.

Kapitel 5

Die Höhenänderungen aus den Feldmessungen

Aus dem vorhergehenden Kapitel wurde deutlich, dass sich die gemessenen Höhenänderungen (Änderungen der Eisdicke) am Gletscher einerseits aus der Emergenzbewegung, andererseits aus der Massenbilanz des Gletschers zusammensetzen.

Im Folgenden wird die langjährige Messreihe entlang des Längsprofils und der verschiedenen Querprofile genauer untersucht. Die Daten aus den Feldmessungen werden dann in Abschnitt 6.2 und 6.3 dem Höhenmodell von 1997, beziehungsweise den Höhenmodellen aus den Laserscanüberflügen von 2001 bis 2003 gegenübergestellt.

5.1 Höhenänderungen entlang der Pegel im Längsprofil

Abbildung 5.1 stellt die Entwicklung der Höhenänderungen entlang der Pegel im Längsprofil des Kesselwandferners seit 1965 dar. Die Daten wurden mit dem jeweiligen Höhenwert von 1968 normiert, weil erst ab diesem Zeitpunkt alle Pegel des Längsprofils eingebohrt waren. Auch die Pegel L2, L4, L6, L8 und L10 wurden der Vergleichbarkeit wegen mit dem Wert von 1968 normiert, obwohl die Reihe schon seit 1965 existiert.

Auffällig ist die unterschiedliche Entwicklung der einzelnen Pegel im Akkumulations-, beziehungsweise Ablationsgebiet. Die Pegel des Akkumulationsgebietes haben während der Vorstoßperiode überwiegend mit einem Einsinken reagiert (z.B. L2–L5 in den Jahren 1970–1985). Dies mag auf den ersten Blick paradox erscheinen, wird aber dann im Folgenden noch genauer erläutert. Seit Mitte der 80-er Jahre nimmt die Eisdicke in diesem Bereich des Gletschers langsam aber stetig zu, markant unterbrochen nur durch den übermäßig warmen Sommer 2003. Einige Pegel des Firngebiets (z.B.: L3 und L4) haben bis heute schon eine größere Eisdicke erreicht als sie 1968 hatten.

Anders gestalten sich die Verhältnisse im Ablationsgebiet: Je näher die Pegel der Zunge

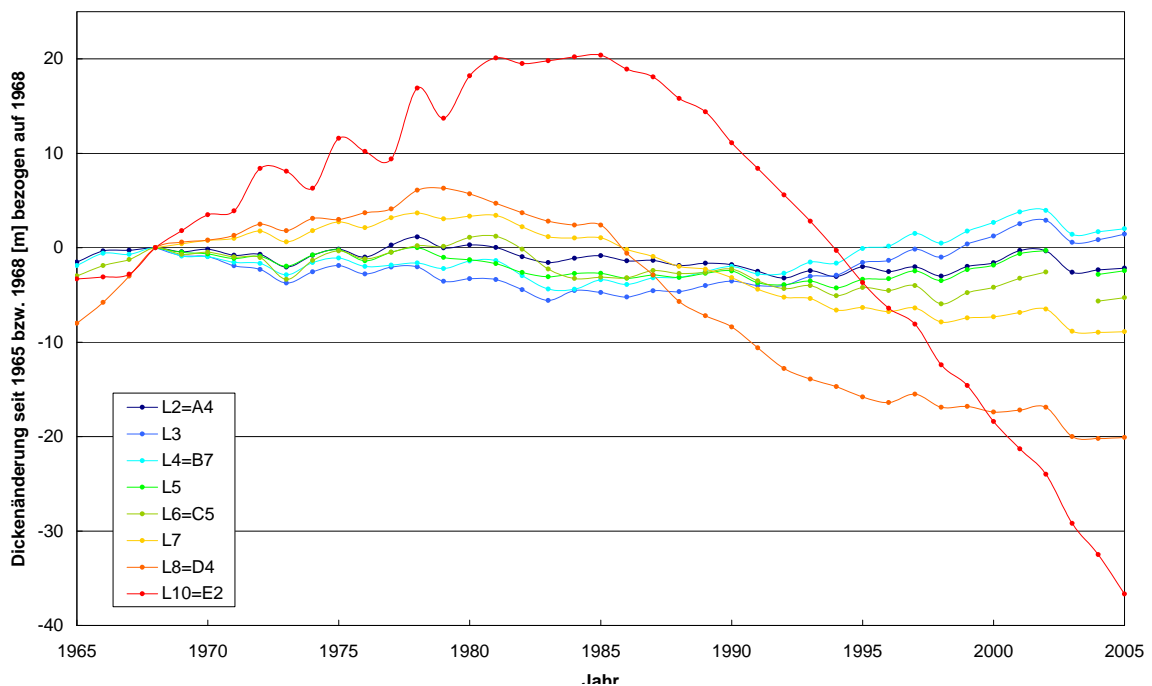


Abbildung 5.1: Höhenänderung entlang der Pegel im Längsprofil

sind, desto eindrücklicher lässt sich die Vorstoßperiode in den Höhenänderungen erkennen. Am Beispiel E2 wird das besonders deutlich. In den Jahren 1965–1985 hat die Dicke um ca. 25 m zugenommen um danach bis heute um mehr als 60 m abzunehmen. Die Wellenbewegung der Höhenentwicklung des E2 während der Vorstoßperiode ist auf das unregelmäßige Abfallen von Eisblöcken aus dem steilen Gletscherbruch zurückzuführen. Dieses Eismaterial blieb dann an der Oberfläche liegen und durchwanderte schließlich das Profil E (persönliche Mitteilung von H. Schneider).

5.2 Höhenänderungen in den einzelnen Profilen

Im Folgenden werden die aus den Feldmessungen gewonnenen Daten der Höhenänderungen seit 1965 in einem 5-Jahres-Abstand dargestellt und erläutert. Sämtliche Querprofilabbildungen des Kesselwandferners in dieser Arbeit sind mit dem Blick von unten nach oben (entgegengesetzt der Fließrichtung) dargestellt. Aufgrund der unterschiedlichen vertikalen Ausdehnung der einzelnen Profile ist es notwendig, verschiedene Überhöhungen zu verwenden, da die Abbildungen ansonsten zu unübersichtlich würden. Um die Vergleichbarkeit dennoch zu gewährleisten, sind sämtliche Hilfslinien im 10 m-Abstand gewählt.

5.2.1 Höhenänderungen im Profil A

In Abbildung 5.2 ist die Höhenentwicklung des Profils A dargestellt. Das Profil A befindet sich in einer dynamisch sehr ruhigen Lage, die Höhenänderungen in diesem Gebiet sind verglichen mit den tiefer liegenden Profilen quantitativ äußerst gering. Die Amplitude der Höhenänderungen nimmt generell nach unten hin zu (siehe auch Abschnitt 5.1). Die schroffen, vom Gletscher weitgehend unbeeinflussten Felsformationen am Rand des Firngebiets weisen keine Gletscherschliffe auf. Es liegt die Vermutung nahe, dass sich der Anblick in diesem Bereich heute nicht wesentlich von dem während der Eiszeiten unterscheiden dürfte. Das Profil A wird ebenso wie das Profil C seit 2003 nicht mehr in der jährlichen Messkampagne vermessen, was der Grund dafür ist, dass in der Abbildung die letzte Kurve aus dem Jahr 2000 stammt.

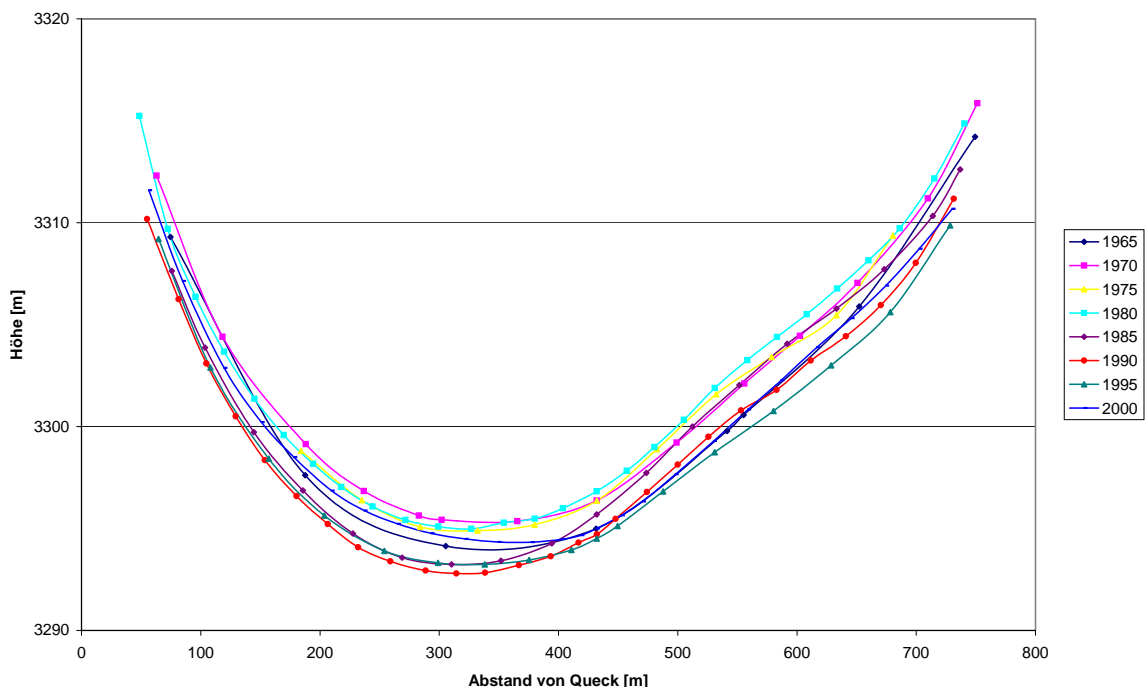


Abbildung 5.2: Vergleich der Gletscheroberfläche im Profil A. Die Markierungen in den Kurven geben die Punkte der einzelnen Messungen an. Die Blickrichtung ist entgegen der Fließrichtung.

5.2.2 Höhenänderungen im Profil B

Das Profil B, das sich vom Brandenburgerhaus bis zur Kesselwandspitze erstreckt (siehe Abb. 3.1), ist aus verschiedenen Gründen besonders interessant und wird daher hier etwas genauer behandelt. Es ist seit Beginn der intensiven Vermessungen sehr genau beobachtet worden und bis zum Jahr 2003 wurden vier Firnpegel alljährlich wieder an ihre Stelle zurückgesetzt. Erst nach dem außergewöhnlich warmen Sommer 2003 wurde

die Reihe nur mehr mit einem Pegel fortgeführt. Dieser umfangreiche Datensatz stellt die Veränderung der Gletscheroberfläche beziehungsweise der Bewegungen im Firngebiet außergewöhnlich gut dar. Nur wenige weitere Gletscher bieten ein ähnlich ausführliches Datenmaterial im Akkumulationsgebiet.

Abgesehen davon wartet das Profil B des Kesselwandferners auch sonst noch mit einigen Besonderheiten bezüglich lokaler Unterschiede und einer allgemeinen Tendenz in der Höhenentwicklung auf.

Abbildung 5.3 zeigt die Entwicklung des Profils B in den letzten 40 Jahren im 5-Jahres-Abstand. An seiner Westseite (in dieser Abbildung links) liegt das Profil besonders nahe der Gletscherscheide zum Gepatschferner. Die Abbildung zeigt deutlich, dass die heute zu beobachtende Einsenkung in diesem Bereich nicht immer vorhanden war. Bis zum Ende der Vorstoßperiode ist das Eis an dieser Stelle sogar dicker geworden, erst seit 1980 bildet sich hier eine immer tiefer werdende Senke aus. Der Leser sei aber wiederum auf die stark überhöhte Darstellung aufmerksam gemacht. Leider liegen keine dynamischen Untersuchungen bezüglich der Gletscherscheide vor, es liegt aber nahe, dass sich die beiden Gletscher in diesem Bereich gegenseitig deutlich beeinflussen. Nicht zu vernachlässigen ist in diesem Zusammenhang aber sicher auch der Wind, der einen unterschiedlichen Einfluss auf die Akkumulation in sehr lokalen Maßstäben aufgrund des nahe gelegenen Jochs haben kann.

Der übrige und damit der überwiegende Teil des Profils (von ca. 200 m ab dem Brandenburgerhaus in Richtung Kesselwandspitze), weist aber interessanterweise einen entgegengesetzten Trend auf: Während der Vorstoßperiode ist das Eis dort dünner geworden, im Jahre 1983 hat es seine minimale Eisdicke erreicht. Seither baut sich der Gletscher in weiten Teilen des Firngebietes kontinuierlich auf und etwas mehr als 20 Jahre nach dem Minimum der Eisdicke in diesem Gebiet können wir einen Zuwachs von insgesamt bis zu 10 m beobachten.

Eine Zunahme der Eisdicke im Firngebiet in den letzten Jahren will angesichts des massiven Rückganges der Gletscherzunge paradox erscheinen. Beobachtet man aber die Bewegungen des Kesselwandferners wird dieses Phänomen leicht erklärbar.

Die Emergenzbewegung des Pegels L4 ist von deutlich negativen Werten in den Jahren des Vorstoßes (bis etwa -2,5 m) auf einen Wert knapp unter 0 gestiegen. Es findet daher nur mehr ein sehr schwacher Vertikaltransport durch den Gletscher statt. Auch die Horizontalgeschwindigkeiten (siehe Abb. 4.3) verdeutlichen, dass sich der Gletscher momentan in einer dynamisch sehr schwachen Phase befindet. Im Ablationsgebiet ist der Betrag der Horizontalgeschwindigkeit massiv zurückgegangen (bis etwa 2,5 m/a), wodurch der nötige Abtransport nicht mehr gegeben ist. So kann sich die Gletscheroberfläche im Firngebiet heben, und das Eisvolumen dadurch zunehmen.

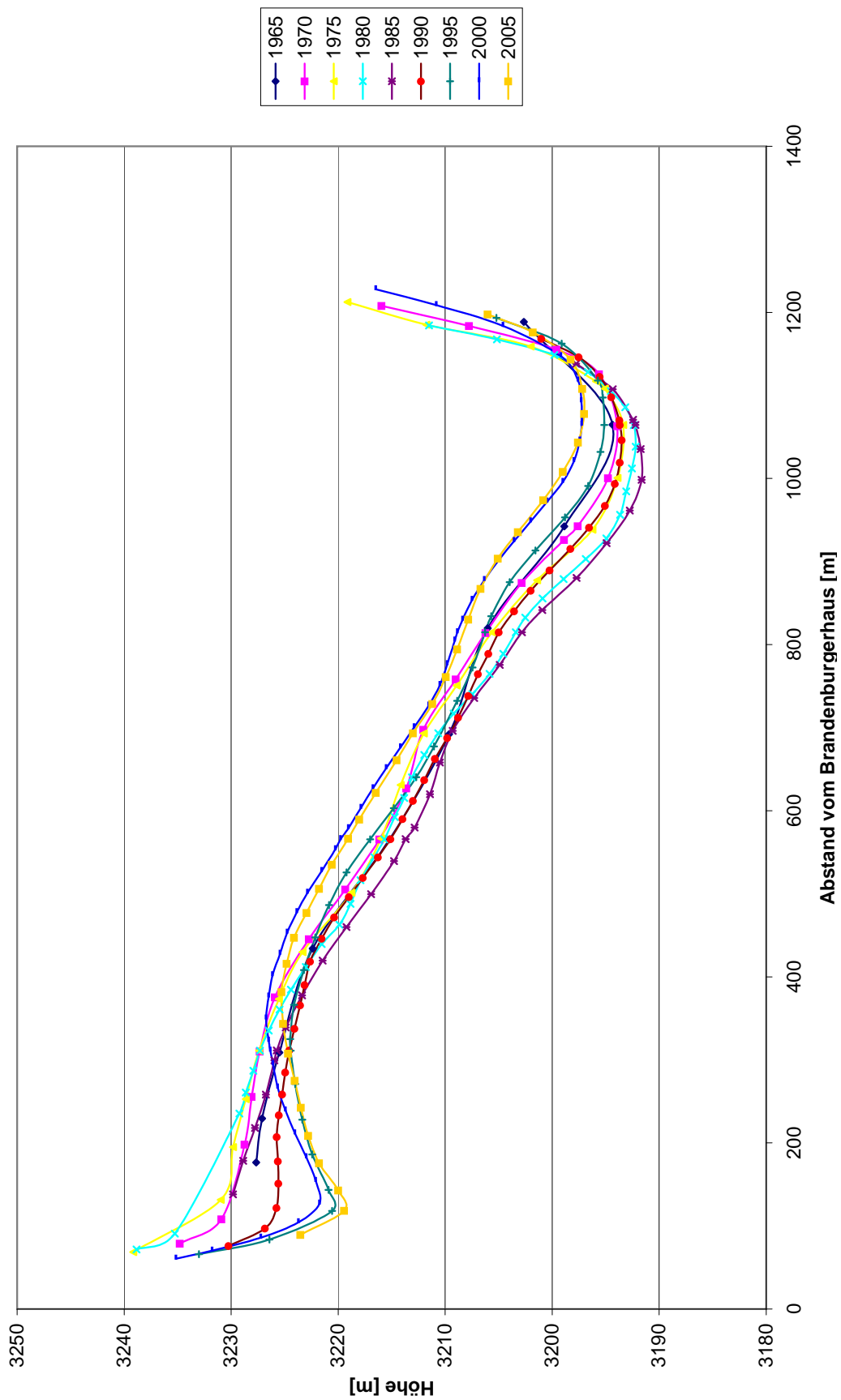


Abbildung 5.3: Vergleich der Höhe der Gletscheroberfläche im Profil B. Die Markierungen in den Kurven geben die Punkte der einzelnen Messungen an. Die Blickrichtung ist entgegen der Fließrichtung.

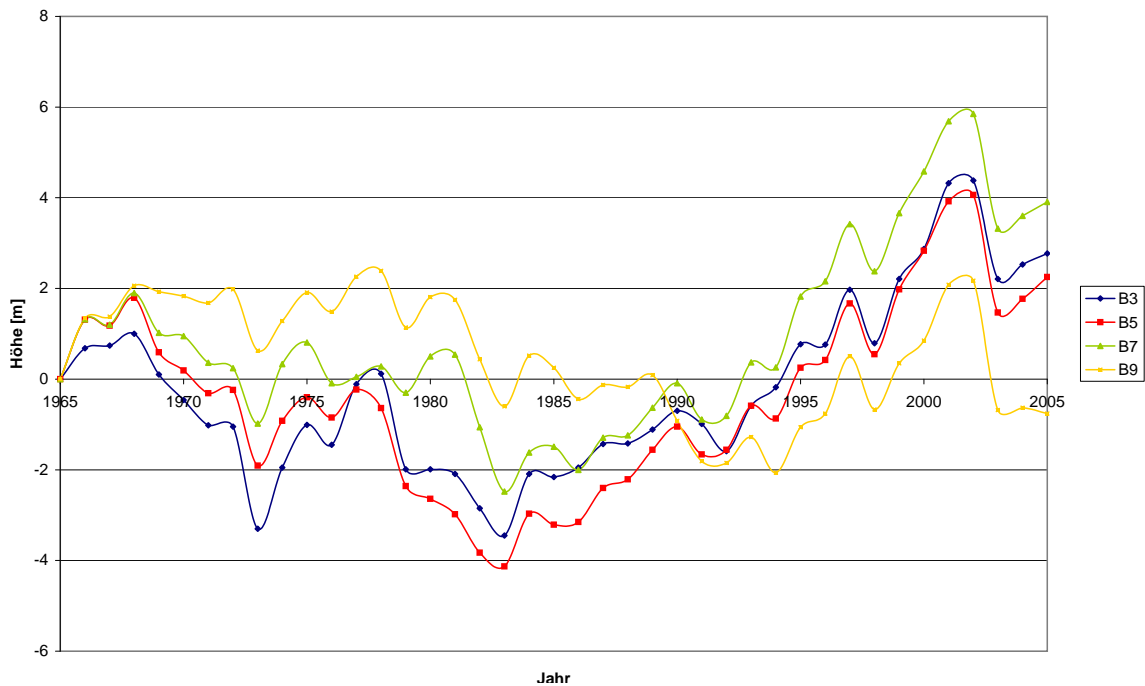


Abbildung 5.4: Die Höhenentwicklung der einzelnen Pegel im Profil B bezogen auf 1965.

Eine andere, sehr illustrative Darstellung des oben beschriebenen Sachverhalts liefert Abbildung 5.4. Hier wird die relative Höhenänderung der einzelnen Pegel im Profil B bezogen auf das Jahr 1965 dargestellt. B3 ist dabei gegen die Fließrichtung betrachtet rechts außen (auf der Seite der Kesselwandspitze), B9 am nächsten beim Brandenburgerhaus. Auch hier ist die unterschiedliche Entwicklung der Pegel deutlich zu sehen, wobei der Pegel B9 in der Vorstoßphase eine zunehmende beziehungsweise gleichbleibende Eisdicke aufweist. Östlich davon sinkt die Oberfläche im selben Zeitraum ein. Anfang der 80-er Jahre stellt sich ein entgegengesetzter Trend ein, eine Mulde auf der Seite des Brandenburgerhauses prägt sich aus, der übrige Teil gewinnt an Dicke.

5.2.3 Höhenänderungen im Profil C

Das Profil C befindet sich etwas oberhalb der Gleichgewichtslinie und kann damit als das tiefstgelegene der drei Firnprofile angesehen werden. Trotzdem kehrt sich in diesem Gebiet der Trend schon um und im Gegensatz zu den beiden weiter oben gelegenen Firnprofilen (Profil A und B) reagierte der Gletscher hier mit einem Dickenzuwachs in der Zeit des Vorstoßes (siehe Abb. 5.5). Allerdings wird das Maximum der Dicke ungefähr im Jahre 1980 erreicht und ab da folgt eine permanente Abnahme der Eisdicke.

Wie im Profil A liegen auch hier nur die Daten bis 2002 vor, daher ist die letzte Kurve aus dem Jahr 2000.

5.2.4 Höhenänderungen im Profil D

Das Profil D ist für den Gletscherknecht das unangenehmste, da es sich aufgrund seiner Lage knapp oberhalb des steilen Abbruchs in einer sehr stark durch Spalten zerklüfteten Gegend befindet. Wenn dieses Profil mit etwas Neuschnee bedeckt ist, kann das Vermessen hier sehr gefährlich sein, da nicht mehr alle Spalten sichtbar sein müssen. Alpine Erfahrung und Spaltenbergungskennnisse des Teams sind in diesen Fällen äußerst wichtig.

Auch hier hat der Gletscher in der Vorstoßperiode bis 1980 mit einem markanten Eisdickenzuwachs reagiert, dem bis heute ein teils sehr starkes Einsinken folgte (Abb. 5.6).

Die Amplitude der Dickenänderung über die letzten 40 Jahre ist in diesem Gebiet schon markant höher als in den oberen Bereichen. Insgesamt können wir in der Mitte des Profils vom Höchst- zum Tiefststand einen Unterschied von etwa 25 m beobachten. Im Vergleich dazu sind es im Profil C weniger als 5 m.

5.2.5 Höhenänderungen im Profil E

Das tiefstgelegene Querprofil ist das Profil E, das sich unterhalb des Gletscherbruchs auf der Zunge des Kesselwandfeners befindet. Mit einer absoluten Dickenänderung von teilweise über 40 m im beobachteten Zeitraum, ist dieses Ablationsprofil den stärksten Änderungen unterworfen. Interessant ist, dass der Dickenzuwachs, der auf den generellen Vorstoß des Gletschers zurückzuführen ist, länger als in Profil C und D sogar bis 1985 angedauert hat. Dies zeigt eindrucklich, dass der Massentransport einige Zeit braucht und seine Auswirkungen in den unterschiedlichen Querprofilen zu verschiedenen Zeitpunkten sichtbar werden.

Auch die horizontale Verschiebung des Abflussbaches (tiefste Einsenkung am Gletscher) um ca. 50 m nach rechts (entgegengesetzt der Fließrichtung betrachtet) ist markant und soll an dieser Stelle erwähnt werden. Eine mögliche Erklärung dafür könnte im Untergrund des Gletschers liegen.

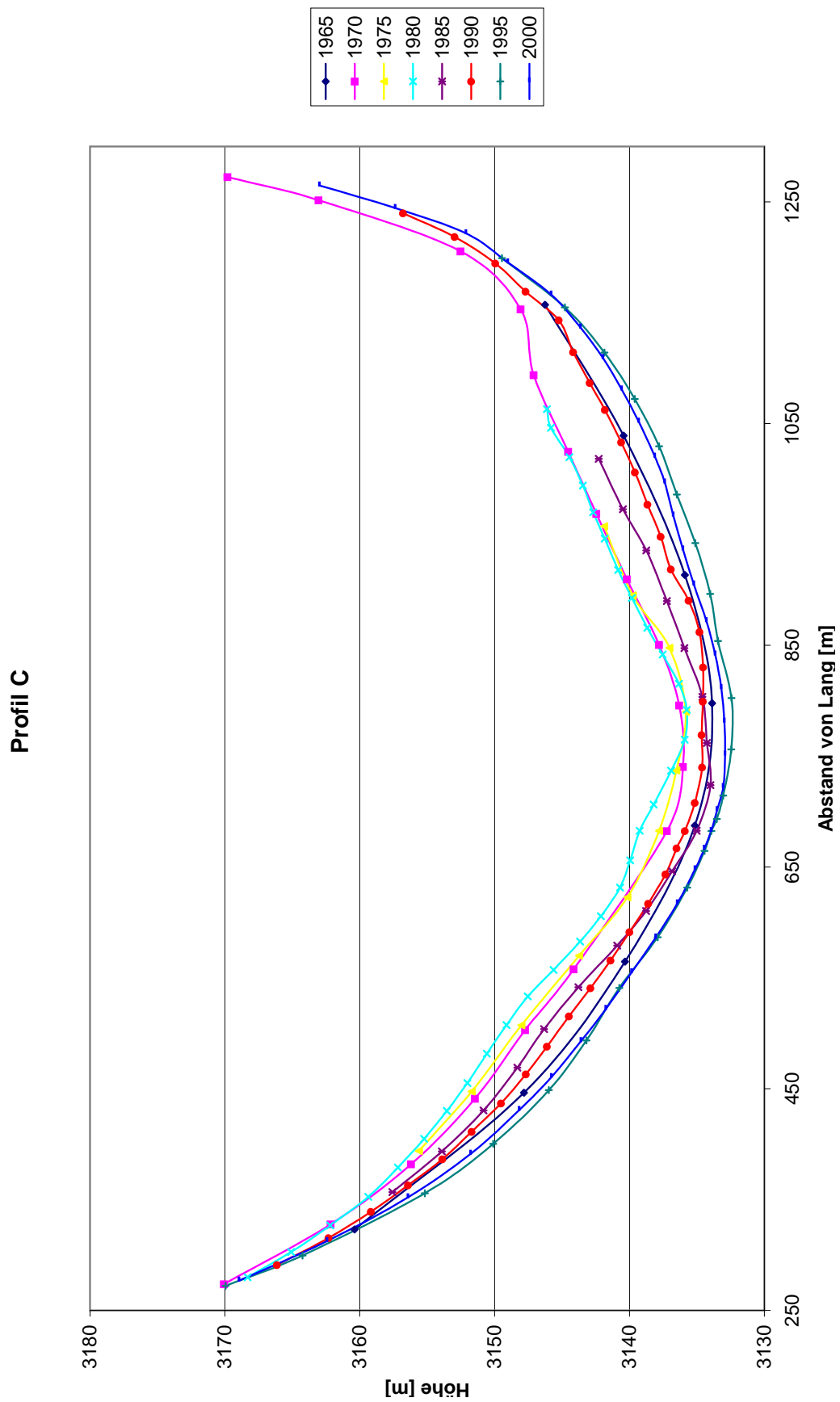


Abbildung 5.5: Vergleich der Gletscheroberfläche im Profil C. Die Markierungen in den Kurven geben die Punkte der einzelnen Messungen an. Die Blickrichtung ist entgegen der Fließrichtung.

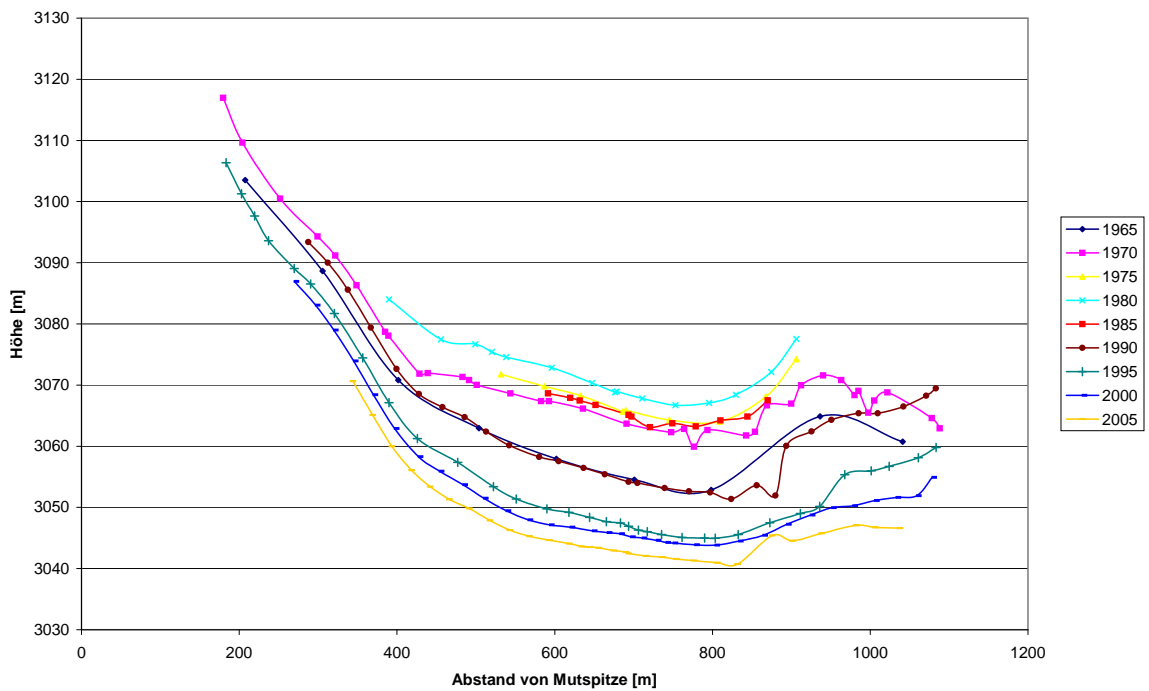


Abbildung 5.6: Vergleich der Gletscheroberfläche im Profil D. Die Markierungen in den Kurven geben die Punkte der einzelnen Messungen an. Die Blickrichtung ist entgegen der Fließrichtung.

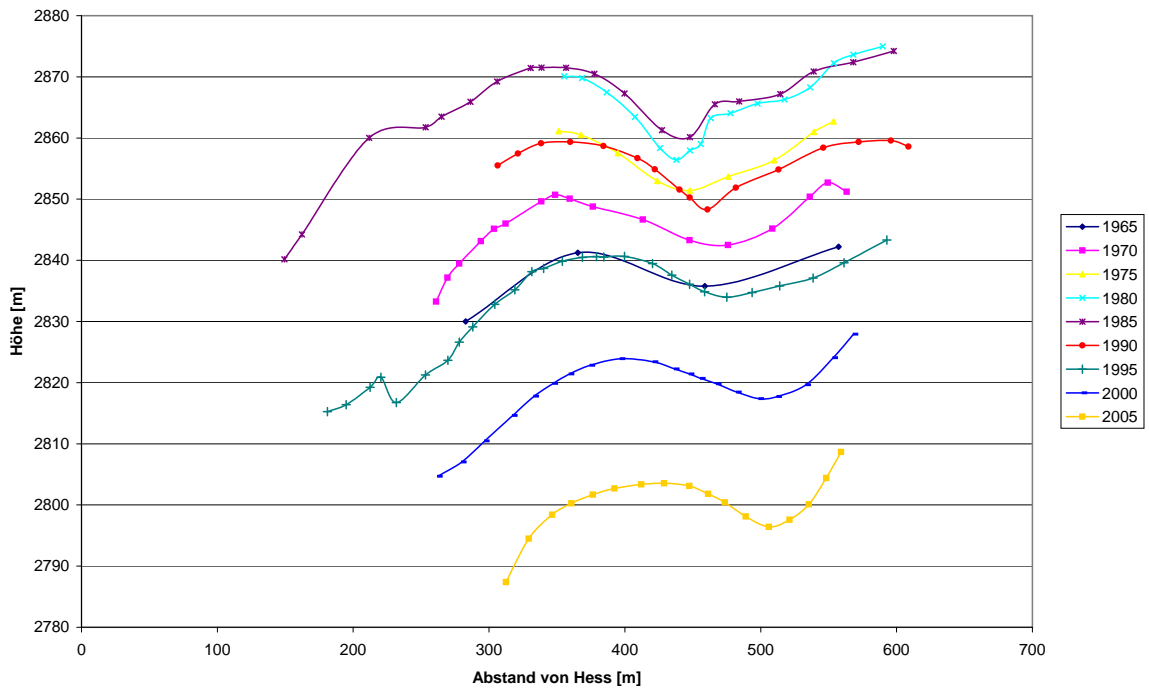


Abbildung 5.7: Vergleich der Gletscheroberfläche im Profil E. Die Markierungen in den Kurven geben die Punkte der einzelnen Messungen an. Die Blickrichtung ist entgegen der Fließrichtung.

Kapitel 6

Vergleich der unterschiedlichen Datenquellen

6.1 Akkumulations- beziehungsweise Ablationsabschätzungen zwischen den unterschiedlichen Messzeitpunkten

Um die unterschiedlichen Datenquellen miteinander vergleichen zu können, müssen Abschätzungen über die Akkumulation beziehungsweise Ablation zwischen den Messzeitpunkten vorgenommen werden. Für die Akkumulation wurde dafür die nächstgelegene Station Vent (1900 m) verwendet und deren Niederschlag und die Tagesmitteltemperaturen betrachtet. Die Abbildungen 6.2 bis 6.5 zeigen zunächst in der roten Kurve den kumulativen Niederschlag zwischen dem Zeitpunkt des Überflugs und der Feldmessung im Firngebiet. Für das Digitale Höhenmodell von 1997 entfällt diese Kurve, da die Feldmessungen im Akkumulationsgebiet zufälligerweise am Tag des Überflugs stattgefunden haben. In einem weiteren Schritt wurde dann nach Hoinkes und Steinacker (1974) mit einem Temperaturgradienten von $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ jene Temperatur berechnet, bei der die Schneefallgrenze im Firngebiet oberhalb von etwa 3200 m liegt ($< 8^{\circ}\text{C}$ in Vent) und schließlich jene Temperatur, bei der am gesamten Gletscher mit Niederschlag in Form von Schnee zu rechnen ist ($< 5,4^{\circ}\text{C}$). Die grüne Kurve zeigt also jene kumulative Niederschlagsmenge, die zwischen der Laserscanmessung und der Feldmessung bei Temperaturen unter 8°C in Vent gefallen ist und sie stellt damit die Ausgangsbasis für die angenommene Neuschneemenge, die im Firngebiet dazugekommen ist, dar.

Analog zum Akkumulationsgebiet liefert die gelbe Kurve jeweils die kumulative Niederschlagsmenge, die zwischen dem Zeitpunkt des Laserscanüberfluges und der Feldmessung im Ablationsgebiet in Vent gefallen ist. Die blaue Kurve entspricht jener kumulativen Niederschlagsmenge, die bei unter $5,4^{\circ}\text{C}$ gefallen ist, und dient damit als Grundlage

für die Neuschneemenge im Ablationsgebiet.

Es ist natürlich offensichtlich, dass man die in Vent gefallene Niederschlagsmenge nicht direkt auf den Gletscher übertragen kann, da man den Höhenunterschied und den verstärkten Niederschlag am Gletscher durch seine Lage am Alpenhauptkamm berücksichtigen muss. Für den Kesselwandferner wurde in diesem Zusammenhang der nächstgelegene Regenschirm „Proviantdepot“ verwendet, der sich auf dem Weg vom Hochjochhospiz zur Gletscherzunge auf etwa 2737 m befindet. Die dort gemessene Regenmenge wird seit 1975 mit jener von Vent verglichen und aus dem Ergebnis ein monatlicher Amplifizierungsfaktor berechnet. Für die Abschätzung der am Gletscher als Schnee gefallenen Niederschlagsmenge wird nun im folgenden die Niederschlagsmenge von Vent mit dem so berechneten Faktor multipliziert und dadurch eine Abschätzung des Wasseräquivalents erreicht.

Ebenso, wie zwischen den Messzeitpunkten Akkumulation passiert, schmilzt natürlich auch Eis ab. Um eine Vorstellung von der Größenordnung des Abschmelzens zu bekommen, wurden in dieser Arbeit zwei voneinander unabhängige Methoden angewendet.

Für das Ablationsgebiet konnten vergleichbare Pegel des Hintereisferners und deren Ablationsverlauf im Zeitraum zwischen den Messungen betrachtet werden. Von Gerhard Markl wurde bereits das Wasseräquivalent der Ablation an den einzelnen Pegeln für das gesamte Haushaltsjahr berechnet und für diese Arbeit freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Es ergibt sich zum Beispiel für den Pegel L10 für den Zeitraum vom 1.10.1996 bis zum 30.9.1997 ein Betrag von -207 cm Wasseräquivalent. Nun wurde aus den für alle Ablationspegel am Hintereisferner vorhandenen Ablationsverlaufskurven ein Pegel mit einem vergleichbaren Wasseräquivalent herausgesucht und die Kurve bis zu den beiden benötigten Daten (27.8. bzw. 11.9.) verfolgt. Daraus entstanden Werte von -130 cm ww für den 27.8. bzw. -176 cm ww für den 11.9., deren Differenz daher einen Korrekturwert von -0,5 m ergeben. Anschaulich bedeutet das, dass in der Gegend vom Pegel E2 zwischen dem Tag der Feldmessung am 27.8. und dem Tag des Orthophotos am 11.9. etwa **0,5 m** Eis abgeschmolzen sind. Die Werte der Pegel aus den Ablationsverlaufskurven wurden in Abbildung 6.1 für die relevanten Daten der Jahre 1997, 2001, 2002 und 2003 dargestellt. Der daraus errechnete Netto-Höhenverlust ist in Tabelle 6.1 aufgelistet.

Eine andere Möglichkeit der Abschätzung der Ablation, die zum Unterschied zu der eben besprochenen auch für das Akkumulationsgebiet funktioniert, obwohl dort keine Ablationsverlaufskurven vorhanden sind, ist die Gradtagsfaktor-Methode. Dabei wurden zuerst für den relevanten Zeitraum von der Tagesmitteltemperatur in Vent für das Akkumulationsgebiet 8°C , für das Ablationsgebiet $5,4^{\circ}\text{C}$ abgezogen und die positiven Werte aufsummiert. Weiters wurde dieser Wert nach Paterson (1994) für das Akkumulationsgebiet mit $4 \text{ mm d}^{-1} \text{ K}^{-1}$, für das Ablationsgebiet aufgrund der geringeren Albedo mit $6 \text{ mm d}^{-1} \text{ K}^{-1}$ multipliziert. Das Ergebnis stellt eine Annäherung der Ablation in mm Wasseräquivalent dar (siehe Tabelle 6.1). Die Differenz zwischen dem Wasseräquivalent

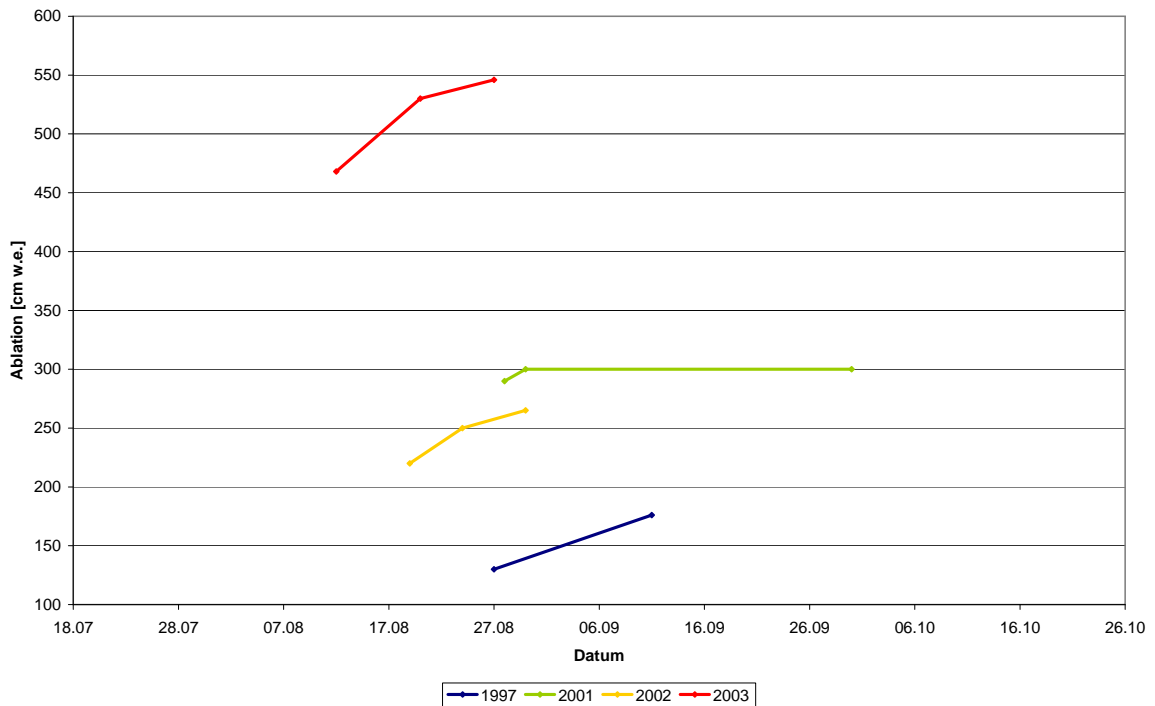


Abbildung 6.1: Die aus vergleichbaren Pegeln am Hintereisferner angepassten Kurven des Ablationsverlaufs im Ablationsgebiet des Kesselwandferners für die relevanten Zeiträume der Jahre 1997, 2001, 2002 und 2003.

des in Form von Schnee gefallenen Niederschlags und dem abgeschätzten Ablationswert liefert das Δz aus der Gradtagsfaktor-Methode in Wasseräquivalent, eine Division durch die Eisdichte (900 kg m^{-3}) ergibt die Eisablation (Δz in m, Tabelle 6.1). Der Vergleich der unterschiedlichen Abschätzungsmethoden zeigt, dass die Ergebnisse ausreichend gut übereinstimmen, wobei die Gradtagsfaktor-Methode etwas höhere Werte liefert.

Für die Jahre 1997, 2001, 2002 und 2003 ergeben sich im Detail folgende Abschätzungen:

Wie erwähnt, fand der Überflug 1997 am selben Tag, wie die meisten Messungen im Firngebiet statt (11.9.97), im Ablationsgebiet waren sie ca. zwei Wochen früher. Abbildung 6.2 zeigt, dass von den 34 mm, die in Vent in diesem Zeitraum gefallen sind (gelbe Kurve), 6 mm bei einer Temperatur unter $5,4^\circ\text{C}$ fielen (blaue Kurve), was mit dem Umrechnungsfaktor von 1,32 multipliziert, etwa 8 mm als Schnee ergibt. Die Ablation aus der Gradtagsfaktor-Methode ergibt -490 mm w.e., was einem Δz von -482 mm w.e. und -0,5 m Eis entspricht. Der Ablationspegelvergleich ergibt wie in obigem Beispiel dargestellt, ebenso **-0,5 m**.

Im Jahr 2001 liegt der Laserscanüberflug (11.10.2001) etwa vier Wochen nach den Feldmessungen im Akkumulationsgebiet (15.9.2001). Abbildung 6.3 zeigt in der roten Kurve die kumulative Niederschlagskurve von der nächstgelegenen Station Vent in der Zeit vom 15.9. bis zum 11.10.01. Es ergibt sich daher in diesem Zeitraum eine Nieder-

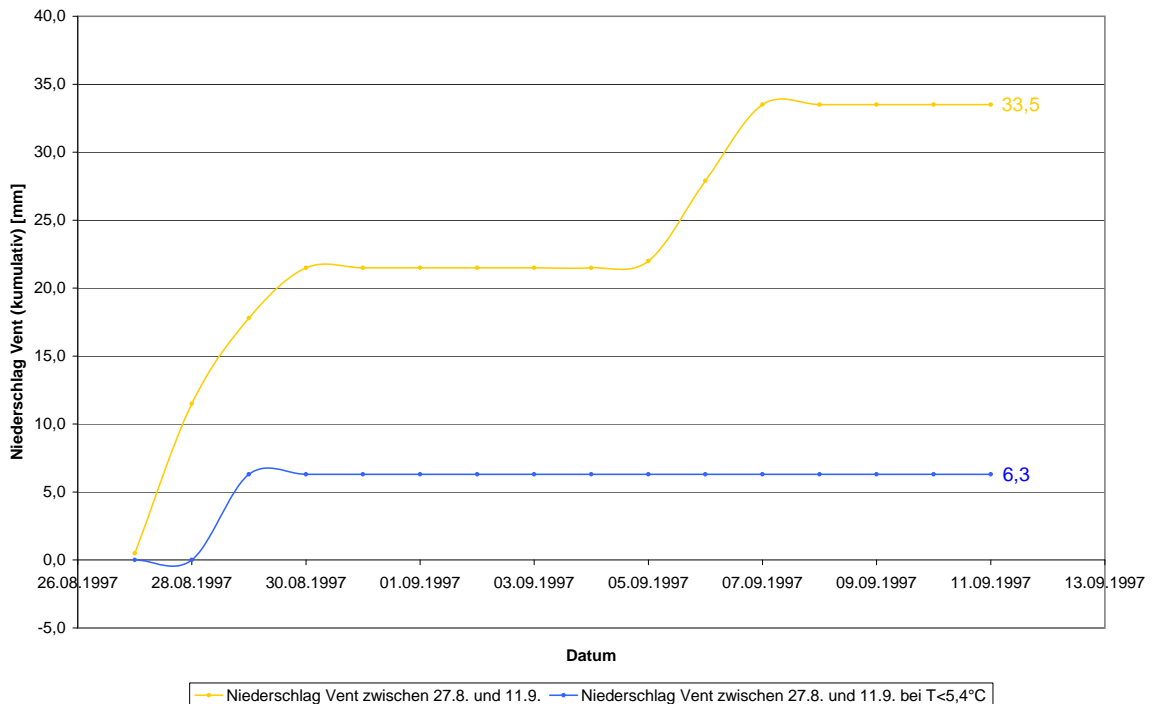


Abbildung 6.2: Kumulativer Niederschlag zwischen den unterschiedlichen Messzeitpunkten (27.08.(Feldmessung Ablationsgebiet) und 11.9.(Laserscanüberflug))

schlagssumme von 34 mm. 29 mm davon sind bei Temperaturen unter 8°C gefallen (grüne Kurve). Multipliziert mit dem beschriebenen Faktor, der für September beziehungsweise Oktober 2001 einen mittleren Wert von 1,34 besitzt, ergibt dies daher eine Niederschlagsmenge in Form von Schnee von 39 mm w.e für das Firnggebiet. Die Differenz mit der aus der Gradtagsfaktor–Methode errechneten Ablation (-34 mm), ergibt ein Δz von 5 mm w.e., was mit einer Schneedichte von 300 kg m⁻³ gerechnet einem Δz von unerheblichen **2 cm** Eis entspricht.

Im Ablationsgebiet fanden die Messungen schon Ende August statt. Zwischen dem 28.8.01 und dem 11.10.01 sind in Vent 108,1 mm gefallen (gelbe Kurve), davon 50 mm bei einer Temperatur unter 5,4°C (blaue Kurve). Mit 1,34 multipliziert ergibt das nun ein Wasseräquivalent von 67 mm für das Ablationsgebiet. Die Gradtagsfaktor–Methode ergibt eine Ablation von -375 mm w.e., woraus sich ein Δz von -308 mm w.e. beziehungsweise -0,3 m Eis berechnen lässt. Die aus den Ablationspegeln des Hintereisferners errechnete Höhenänderung ergibt ebenso **-0,3 m** Eis.

Für 2002 wurde der Laserscanüberflug vom 19.8.02 gewählt. Die Messungen im Firnggebiet waren etwas mehr als 3 Wochen später. Die kumulative Niederschlagskurve von Vent (Abb. 6.4) zeigt zwischen dem 19.8.02 und dem 15.9.02 eine Niederschlagssumme von 42 mm. Davon fielen 13 mm Niederschlag bei einer Temperatur von weniger als 8°C. Multipliziert mit dem Umrechnungsfaktor, der für diesen Zeitraum bei 1,25 liegt, ergibt dies eine Niederschlagsmenge in Form von Schnee im Akkumulationsgebiet von etwa 16

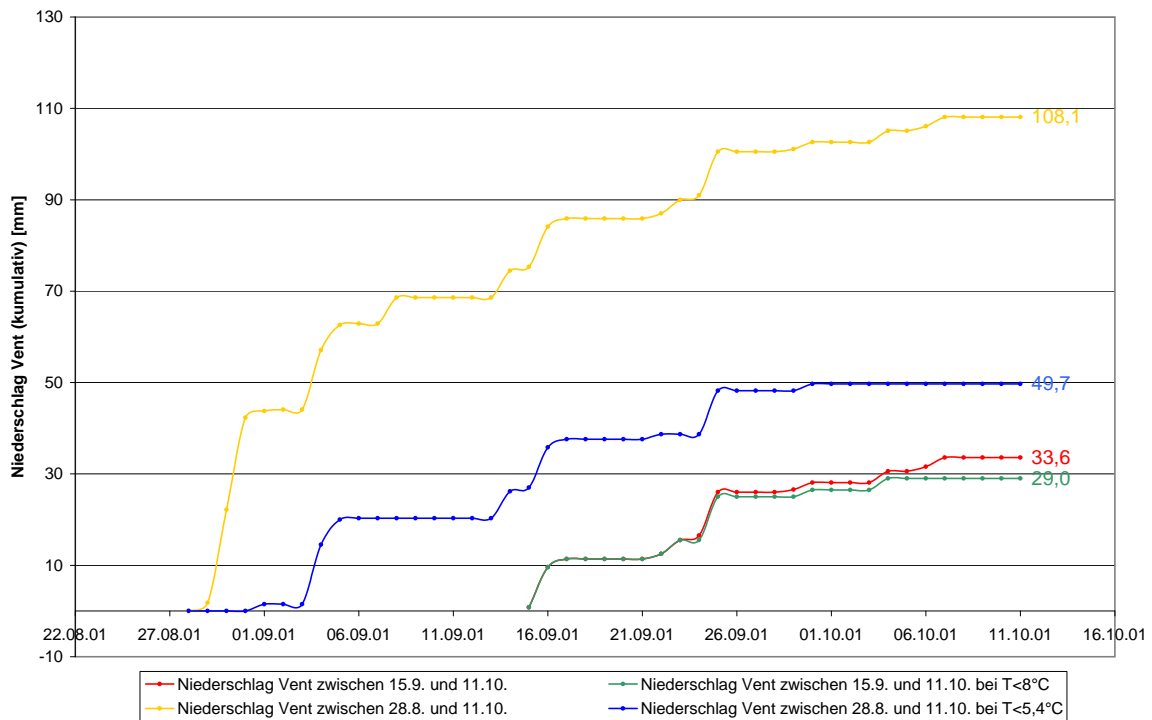


Abbildung 6.3: Kumulativer Niederschlag zwischen den unterschiedlichen Messzeitpunkten (28.08.(Feldmessung Ablationsgebiet), 15.09.(Feldmessung Akkumulationsgebiet) und 11.10.2001 (Laserscanüberflug))

mm. Die Ablation in der selben Zeit ergibt nach der Gradtagsfaktor–Methode -185 mm w.e., was ein Δz von -169 mm w.e. beziehungsweise **-0,2 m** Eis zur Folge hat.

Im Ablationsgebiet wurden die Feldmessungen schon früher durchgeführt (30.8.) und es gab in der Zwischenzeit kein Niederschlagsereignis, bei dem die Temperaturen tief genug fielen, um in diesem Gebiet Schnee zu bringen. Mit Hilfe der Gradtagsfaktor–Methode ergibt sich eine Verringerung der Eisdicke um **-0,5 m**, beim Vergleich mit den Pegelmessungen am Hintereisferner sind es nur **-0,30 m**.

Für 2003 schließlich zeigt die kumulative Niederschlagskurve von Vent eine Summe von 94 mm vom Zeitpunkt der Messung mittels Laserscanner (12.08.2003) bis zu den Feldmessungen im Firngebiet (13.09.2003) (s. Abb. 6.5). Davon fielen 22 mm Niederschlag bei einer Temperatur von weniger als 8°C. Der Umrechnungsfaktor liegt in dieser Zeit bei 1,3, was im Akkumulationsgebiet auf einen Niederschlag in Form von Schnee von 29 mm w.e. schließen lässt. Die Gradtagsfaktor–Methode ergibt im Akkumulationsgebiet eine Ablation von -263 mm w.e., was ein Δz von -234 mm w.e. beziehungsweise **-0,3 m** Eis zur Folge hat. Im Ablationsgebiet dagegen ist zwischen dem 12.8. (Laserscan) und dem 27.8. (Feldmessungen im Ablationsgebiet) kein Niederschlag bei einer Temperatur von weniger als 5,4°C gefallen. Die Ablation dagegen fiel in diesem Zeitraum sehr mächtig aus, das Δz aus der Gradtagsfaktor–Methode ergibt -772 mm w.e., beziehungsweise -0,8

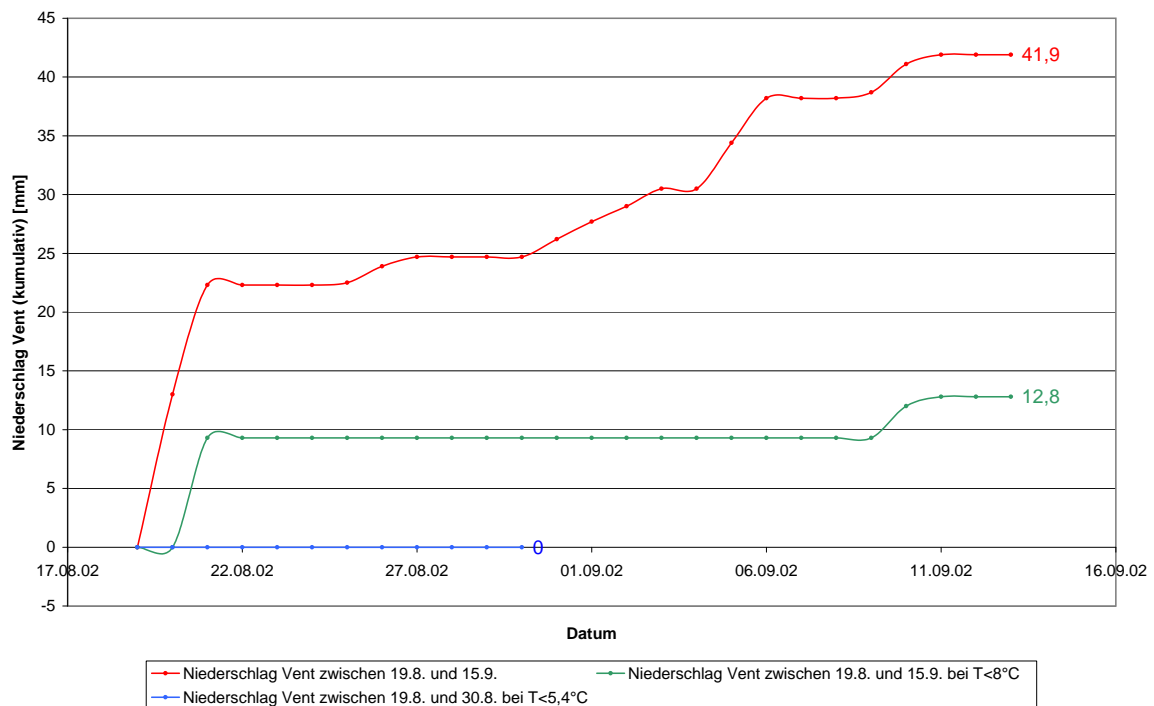


Abbildung 6.4: Kumulativer Niederschlag zwischen den unterschiedlichen Messzeitpunkten (19.08.(Laserscanüberflug), 30.08.(Feldmessung Ablationsgebiet) und 15.09.2002 (Feldmessung Akkumulationsgebiet))

m Eis. Anhand der Ablationspegelablesungen wurden ebenfalls **-0,8 m** Eis berechnet. Eine Zusammenstellung aller verwendeten Korrekturfaktoren bezüglich Akkumulation und Ablation liefert Tabelle 6.1

6.2 Vergleich zwischen DEM1997 und den in den Feldmessungen gemessenen Höhen

Im Folgenden wird kurz auf die Unterschiede zwischen den in den Feldmessungen gemessenen Höhen der Gletscheroberfläche und jenen aus dem Digitalen Höhenmodell von 1997, das aus Orthophotos bestimmt wurde, eingegangen.

Abbildung 6.6 zeigt das Profil A aus den zwei verschiedenen Datenquellen. Die Abweichungen sind entlang der Profillänge höchst unterschiedlich: auf der gegen die Fließrichtung abgebildeten linken Seite (Richtung Signal Queck) betragen diese bis zu 12 m, wobei das Profil im DEM 1997 tiefer liegt als in den in den Feldmessungen gemessenen Höhen. Ab der Mitte des Profils sind die Unterschiede deutlich geringer. Niederschlags- beziehungsweise Ablationskorrekturen sind nicht nötig, weil die Überfliegung am selben Tag wie die Feldmessungen stattfand. Abbildung 6.7 zeigt das Orthophoto des Kesselwandfeners, das die Grundlage für das DEM1997 bildet. Der überraschend große Unterschied

	t_1	t_3	F	Korrekturen Akkumulationsgebiet (Akkg.)						
				Niederschlag zwischen t_1 und t_3			Ablation aus Gradtagsmethode (GTM)		Δz aus Pegelvergleich	
				N Vent [mm]	N bei $T < 8^\circ \text{C}$ [mm]	N Akkg. als Schnee [mm w.e.]	Ablation aus GTM [mm w.e.]	Δz aus GTM [mm w.e.]	[m]	[m]
1997	11.9.	11.9.	1,32	-	-	-	-	-	-	-
2001	15.9.	11.10.	1,34	34	29	39	-34	5	0,02	-
2002	15.9.	19.8.	1,25	42	13	16	-185	-169	-0,2	-
2003	13.9.	12.8.	1,3	94	22	29	-263	-234	-0,3	-

	t_2	t_3	F	Korrekturen Ablationsgebiet (Abg.)						
				Niederschlag zwischen t_2 und t_3			Ablation aus Gradtagsmethode (GTM)		Δz aus Pegelvergleich	
				N Vent [mm]	N bei $T < 5,4^\circ \text{C}$ [mm]	N Akkg. als Schnee [mm w.e.]	Ablation aus GTM [mm w.e.]	Δz aus GTM [mm w.e.]	[m]	[m]
1997	27.8.	11.9.	1,32	34	6	8	-490	-482	-0,5	-0,5
2001	28.8.	11.10.	1,34	108	50	67	-375	-308	-0,3	-0,3
2002	30.8.	19.8.	1,25	25	0	0	-454	-454	-0,5	-0,3
2003	27.8.	12.8.	1,3	286	0	0	-772	-772	-0,8	-0,8

Tabelle 6.1: Zusammenfassung der verwendeten Korrekturfaktoren zur Anpassung der Höhenänderung im Akkumulations-, beziehungsweise Ablationsgebiet. Dabei ist t_1 der Zeitpunkt der Feldmessung im Akkumulationsgebiet, t_2 der Zeitpunkt der Feldmessung im Ablationsgebiet, t_3 der Zeitpunkt des Laserscan-Überflugs, F gibt den Umrechnungsfaktor für den Niederschlagsmesser Proviandepot im Vergleich zu Vent an und Δz die resultierende Höhenänderung zwischen den Messzeitpunkten in [m].

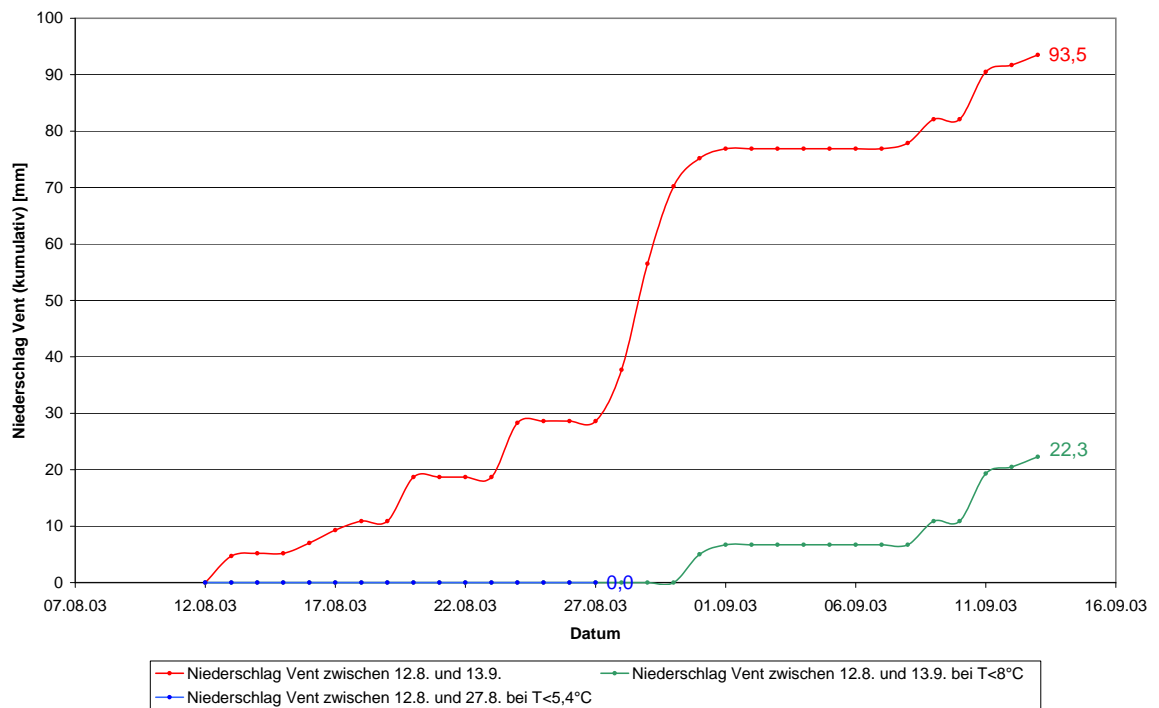


Abbildung 6.5: Kumulativer Niederschlag zwischen den unterschiedlichen Messzeitpunkten (12.08. (Laserscanüberflug), 27.08. (Feldmessung Ablationsgebiet) und 13.09.2003 (Feldmessung Akkumulationsgebiet))

Höhenvergleich Profil A

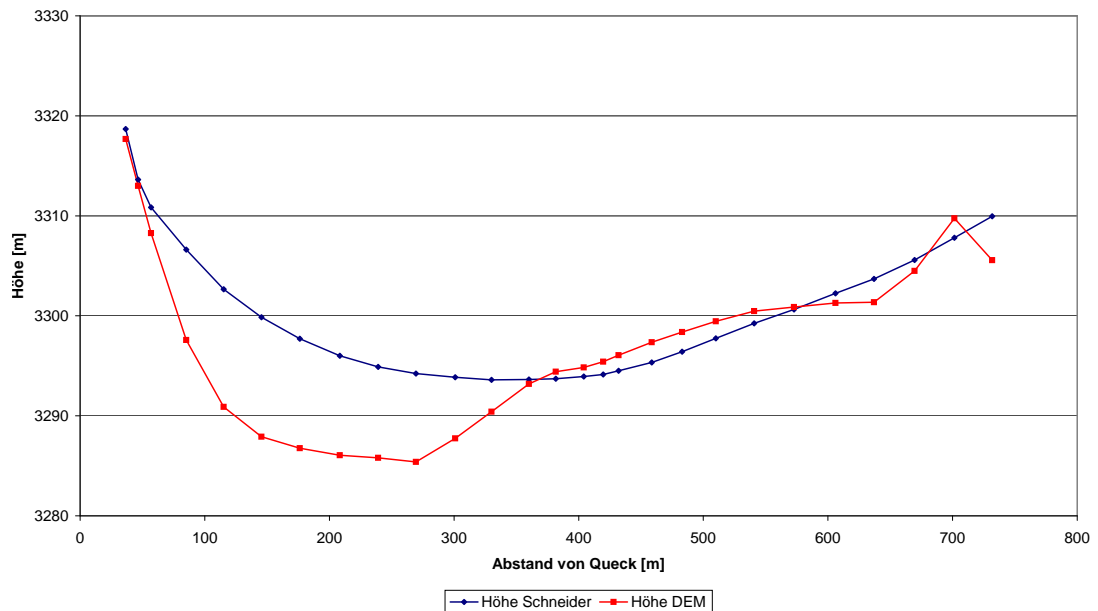


Abbildung 6.6: Vergleich der Höhe der Gletscheroberfläche im Profil A zwischen den Feldmessungen und dem Digitalen Höhenmodell von 1997

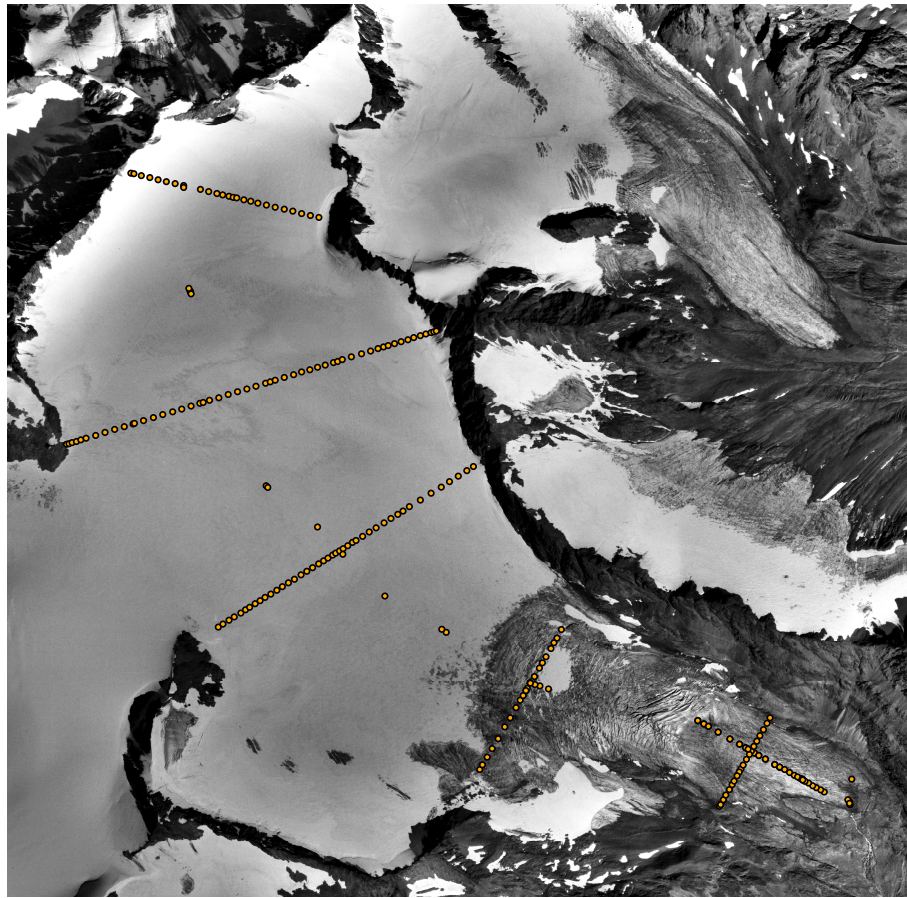


Abbildung 6.7: Das Orthophoto des DEM1997 mit den Feldmessungen (orange Punkte)

im Vergleich der beiden Datenquellen ist in diesem Teil des Firngebietes auf eine im Orthophoto deutlich sichtbare Überblendung zurückzuführen. Besonders im westlichen Teil des Profils A ist diese sehr stark ausgeprägt vorzufinden.

Die übrigen vier Profile (siehe Abb. 6.8 – 6.11) weisen eine wesentlich bessere Übereinstimmung der unterschiedlich gewonnenen Datensätze auf, was die Vermutung unterstützt, dass es sich im Fall des Profil A um einen Fehler im DEM1997 handelt, der von der erwähnten Überblendung herrührt. Die etwas größeren Höhen des DEM 1997 im Profil E sind nicht auf die unterschiedlichen Messzeitpunkte zurückzuführen, da diese nach Tabelle 6.1 eine Verringerung der Eisdicke um -0,5 m gebracht hätten müssen.

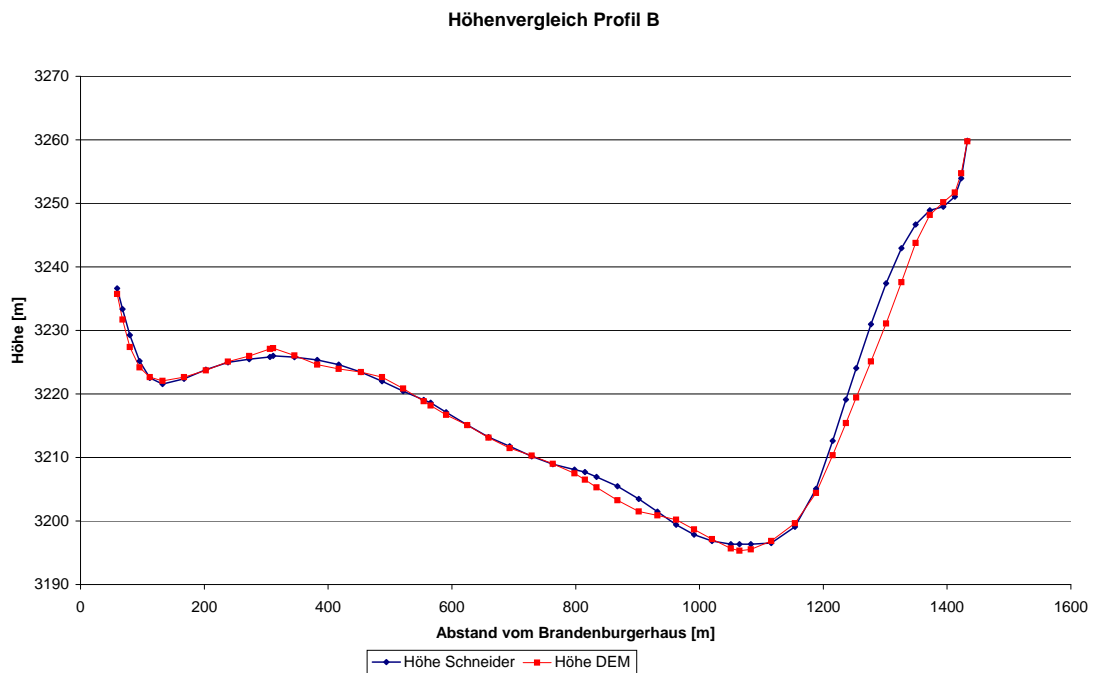


Abbildung 6.8: Vergleich der Höhe der Gletscheroberfläche im Profil B

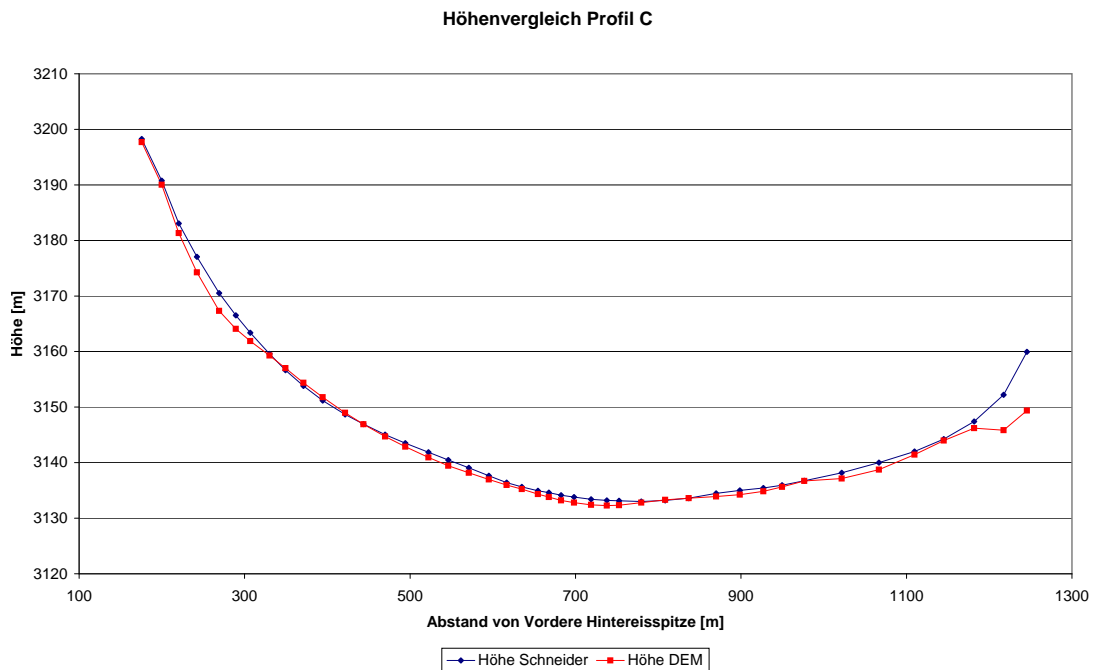


Abbildung 6.9: Vergleich der Höhe der Gletscheroberfläche im Profil C

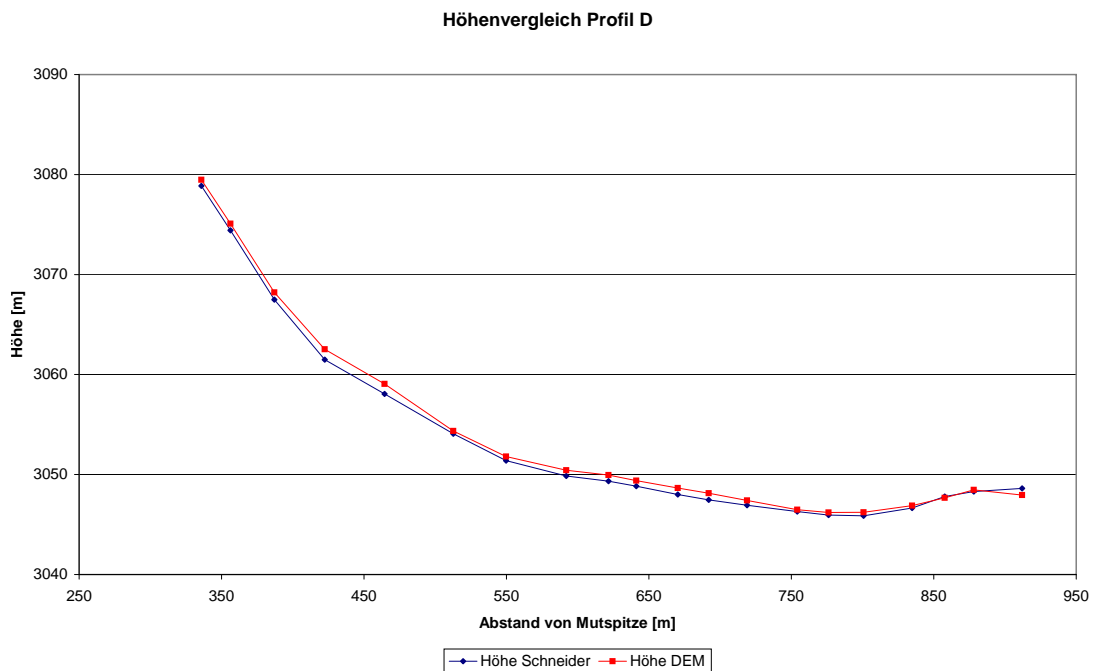


Abbildung 6.10: Vergleich der Höhe der Gletscheroberfläche im Profil D

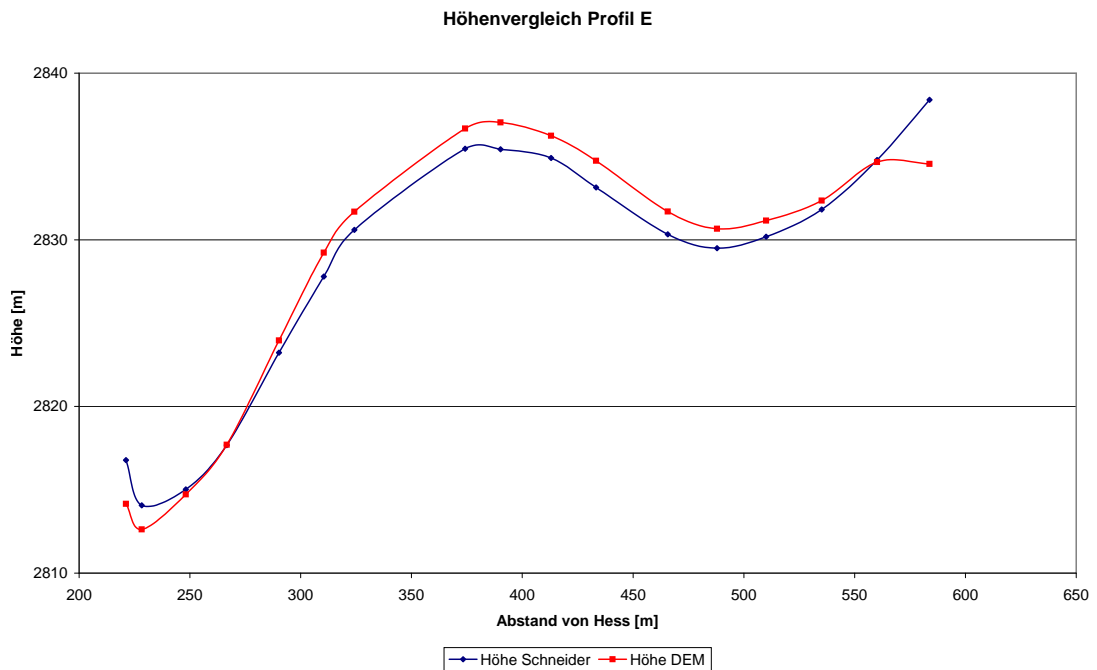


Abbildung 6.11: Vergleich der Höhe der Gletscheroberfläche im Profil E

6.3 Vergleich zwischen den Höhenmodellen aus den Laserscandaten und den in den Feldmessungen gemessenen Höhen

Die Laserscan-Höhenmodelle bieten eine interessante Möglichkeit, die Entwicklung der Eisdicke des Kesselwandferners in den letzten Jahren flächendeckend zu beobachten. Im Folgenden werden die in den Jahren 2001 bis 2003 mittels Laserscan-Technologie erhobenen Daten mit jenen aus den Feldmessungen verglichen. Abbildung 6.12 und 6.13 zeigen die absoluten Höhenänderungen am gesamten Kesselwandferner für die Haushaltsjahre 2001/02 und 2002/03 (aus Geist und Stötter 2006).

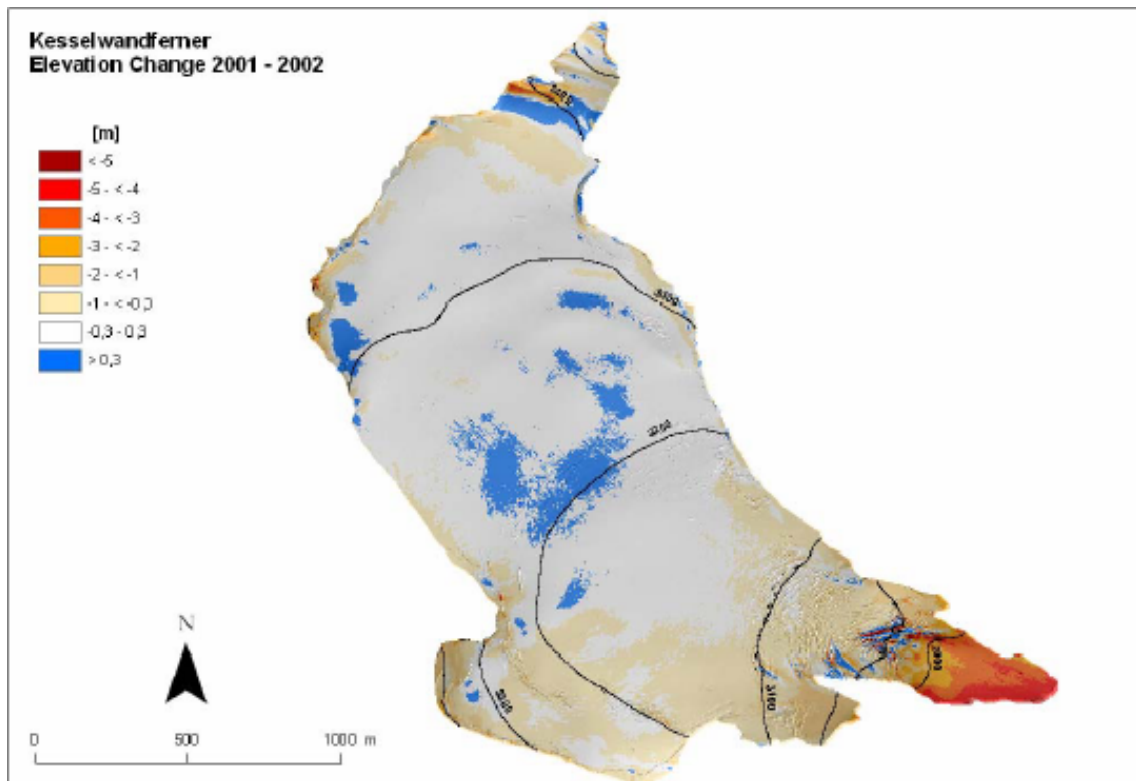


Abbildung 6.12: Höhenänderung der Gletscheroberfläche zwischen 2001 und 2002 (aus Geist und Stötter 2006)

Die Werte liegen für 2001/02 zwischen -5 m an der Zunge und 0.3 m in Teilen des Firngebietes, wobei ab einer Höhe von etwa 3150 m eine weitgehend gleichbleibende Oberfläche vorhanden ist. Für das Haushaltsjahr 2002/03 gestalten sich die Werte deutlich negativer. Die überdurchschnittlichen Sommertemperaturen (ca. 3°C positive Sommertemperaturanomalie (Schär et al. 2004)) und die außergewöhnlichen Strahlungsbedingungen (13% mehr Globalstrahlung in Innsbruck als im langjährigen Jahresmittel (Peterlin 2006)) ließen die Gleichgewichtslinie über das obere Gletscherende

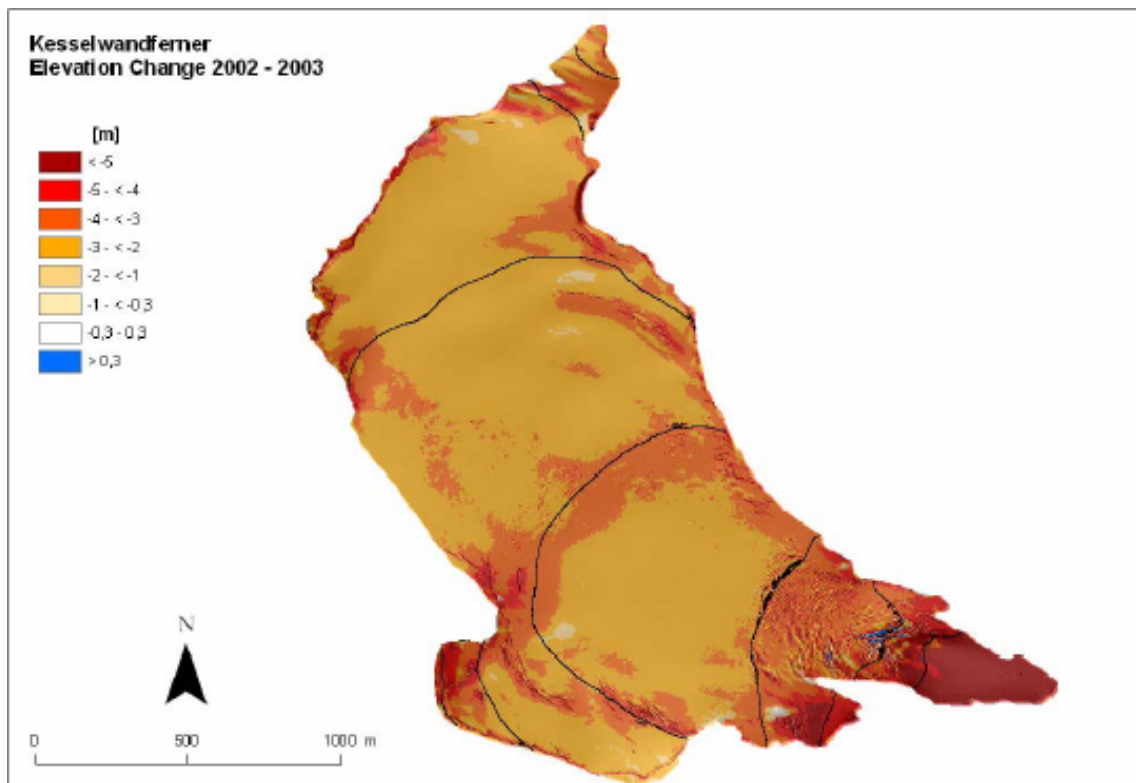


Abbildung 6.13: Höhenänderung der Gletscheroberfläche zwischen 2002 und 2003 (aus Geist und Stötter 2006)

steigen. Extrem starkes Abschmelzen war die Folge und führte in diesem Jahr zu einer Verringerung der Eisdicke um zwischen -0,3 und -5 m.

Die folgenden Abbildungen (Abb. 6.14-6.29) zeigen den Vergleich der Querprofile aus den Laserscandaten mit jenen, die aus den Feldmessungen direkt gewonnen wurden. Es sind in den einzelnen Abbildungen die Höhen aus den Laserscanüberflügen von 2001–2003 und die dazugehörigen aus den direkten Feldmessungen dargestellt. Des Weiteren werden die Differenzen der unterschiedlichen Datenquellen in den einzelnen Jahren gebildet, um die räumliche Verteilung der Unterschiede innerhalb eines Profils besser erfassen zu können. Schließlich werden noch die Differenzen der beobachteten Jahre (2002–2001 und 2003–2002) dargestellt, um eine Aussage über die Konsistenz innerhalb der Datenquellen treffen zu können. Sämtliche Daten aus den Feldmessungen sind dreidimensional transformiert aber nicht mit den erarbeiteten Höhenkorrekturen angepasst.

6.3.1 Profil A

Abbildung 6.14 zeigt die Höhen aus den Laserscanmessungen von 2001 bis 2003 und die dazugehörigen Profile aus den Feldmessungen für 2001 und 2002 des Profils A. Ab 2003 gibt es im Profil A wie im Profil C keine Daten außer jenen der einzelnen Pegel mehr, da die Profilmessung an sich, der Erleichterung der Messkampagne zum Opfer gefallen ist. In beiden unabhängigen Datenquellen verlaufen die Profilhöhen von 2001 und 2002 sehr ähnlich, allerdings unterscheiden sich die Laserscan-Höhen von jenen aus den Feldmessungen um etwa einen Meter, wobei die Laserscanmodelle durchwegs höher liegen. Dies wird in Abbildung 6.15 noch deutlicher, wo zu jedem Punkt der Feldmessung der dazugehörige Wert aus dem Laserscan-Höhenmodell herausgesucht und daraus die Differenz gebildet wurde (Höhe Laserscan – Höhe Schneider). Diese Differenz ist über die gesamte Länge des Profils A ungefähr gleich. Es ist anhand der Abschätzungen aufgrund der unterschiedlichen Messzeitpunkte leicht erklärbar, dass diese Differenzen 2002 etwas größer ausgefallen sind. 2001 ist die Oberfläche zwischen den Terminen praktisch gleich geblieben, 2002 dagegen sind zwischen dem Überflug und der Feldmessung noch ca. 20 cm abgeschmolzen (siehe Tab. 6.1). Dieser Wert stimmt gut mit Abbildung überein.

In Abbildung 6.16 wurden die Höhen der Laserscanmodelle der einzelnen Jahre voneinander abgezogen und mit den am Pegel A4 gemessenen Höhendifferenzen verglichen. Somit ist nur mehr die relative Höhenänderung aufgezeichnet, die natürlich unabhängig von der Koordinatentransformation ist. Es zeigt sich, dass die Differenzen von 2001 auf 2002 ausgezeichnet zusammenpassen. Von 2002 auf 2003 ergibt sich ein Unterschied von etwa 25 cm zwischen der Differenz der Laserscanmessungen und jener der Feldmessungen, wobei die Feldmessungen einen größeren Unterschied aufweisen. Dieser Wert stimmt sehr gut mit der Ablationsabschätzung von Abschnitt 6.1 überein (-0,3 m, Tab. 6.1). Insgesamt hat der Sommer 2003 in sogar dieser Höhe eine Verringerung der Eisdicke um etwa 2 m hervorgerufen.

6.3.2 Profil B

In Abbildung 6.17 sind die Profildaten aus den Feldmessungen sowie die aus den Laserscanüberflügen für das Profil B von 2001 bis 2003 dargestellt. Wiederum liegen 2001 und 2002 innerhalb des gleichen Datensatzes eng beisammen, insgesamt ist allerdings die Gletscheroberfläche in den Laserscandaten höher. Die Differenzen aus den unterschiedlichen Datenquellen (Höhe Laserscan – Höhe Schneider, Abb. 6.18) fallen auf der Seite des Brandenburgerhauses am stärksten aus und liegen teilweise bei mehr als 4 m im Jahr 2002. Sie sind aber sicher mit dem sehr steilen Gelände in diesem Bereich zu erklären, bei dem eine leichte Horizontalverschiebung die Höhenwerte deutlich verfälschen kann. Im Abschnitt 6.3.5 wird noch kurz auf eine mögliche Ursache dieser Unstimmigkeiten eingegangen. Im übrigen Teil des Profils sind die Differenzen innerhalb eines Jahres rela-

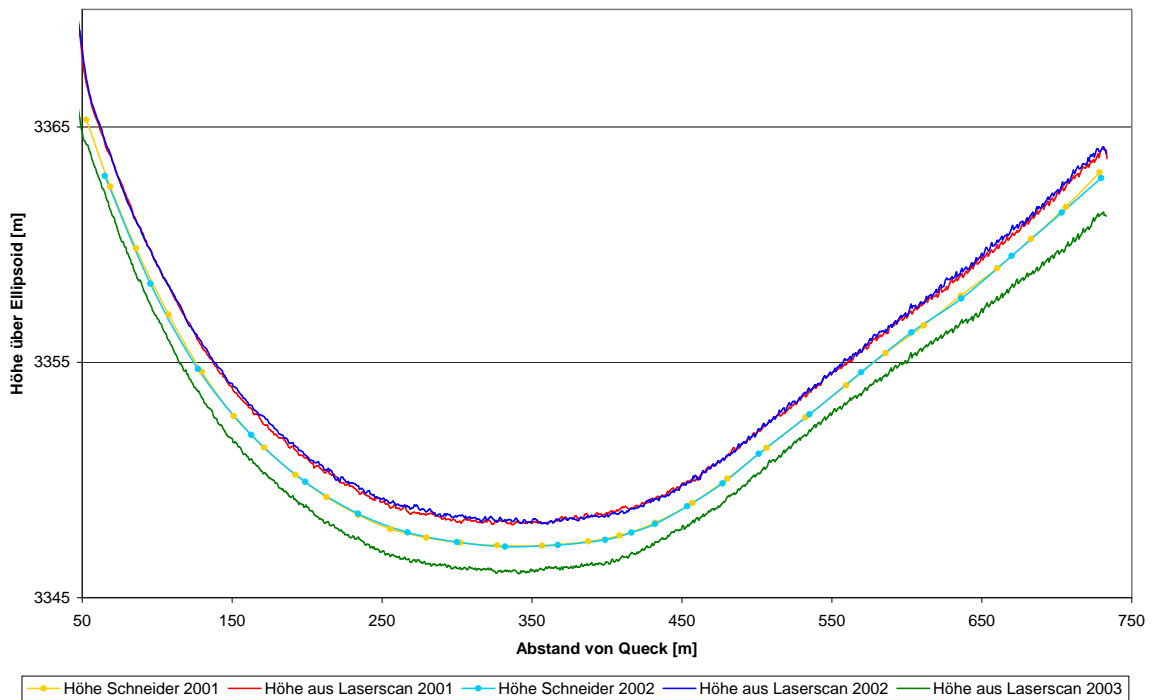


Abbildung 6.14: Vergleich der Höhe im Profil A zwischen den Laserscandaten (2001–2003) und den Daten aus den Feldmessungen (2001 und 2002).

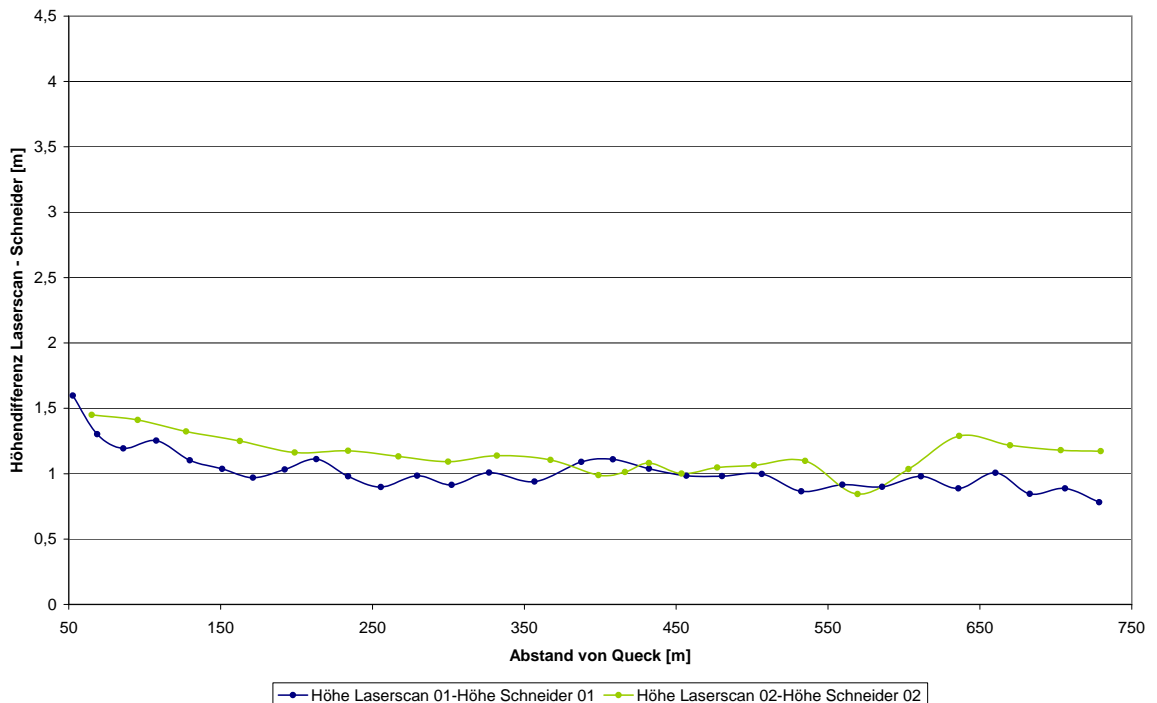


Abbildung 6.15: Höhendifferenzen im Profil A: Höhe Laserscan – Höhe Schneider für die Jahre 2001 (blau) und 2003 (orange).

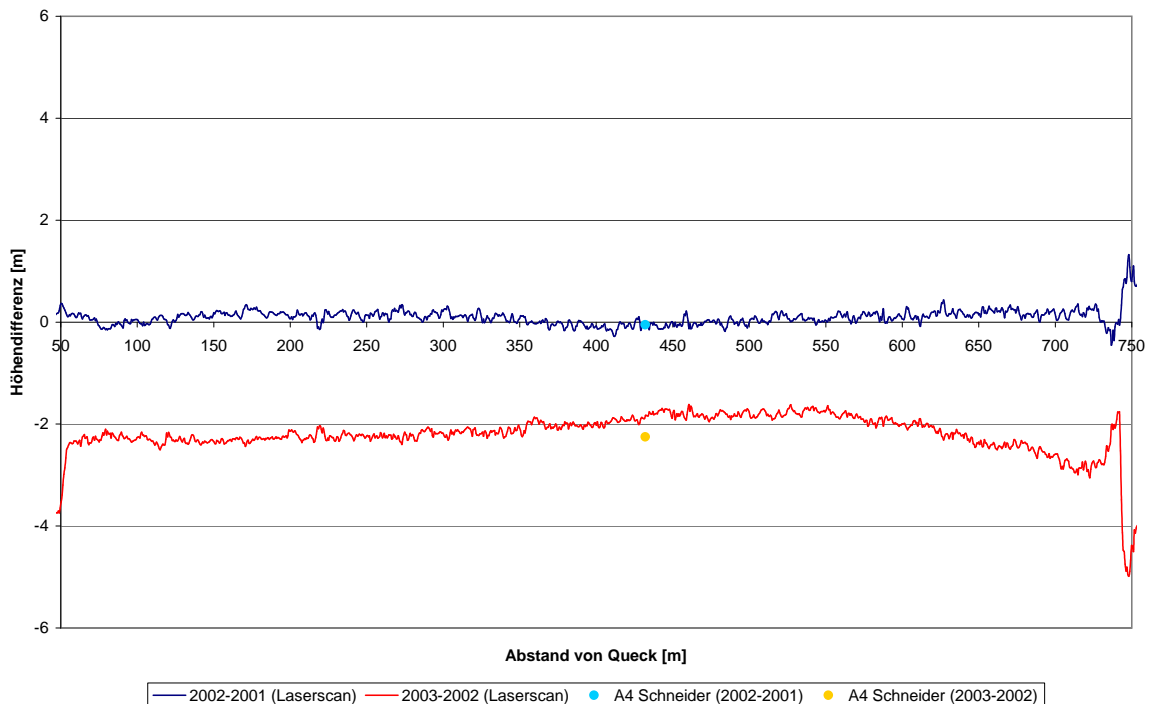


Abbildung 6.16: Höhendifferenzen im Profil A zwischen den Laserscandaten und dem Pegel A4 (2002–2001 und 2003–2002).

tiv konstant, wobei 2001 die geringsten Unterschiede aufweist. Im Jahr 2002 ist ungefähr bei 750 m vom Brandenburgerhaus eine Zunahme der Differenz zu erkennen. In diesem Bereich hat sich die Eisdicke in den Laserscandaten leicht verstärkt, was in den Daten der Feldmessungen nicht zu sehen ist. Die große Differenz der Höhen von ca. 2 m im Jahr 2003 ist sicherlich auf die unterschiedlichen Messzeitpunkte zurückzuführen. Zwischen dem Überflug (12.8.03) und der Feldmessung (13.9.03) hat auch in diesem Bereich des Gletschers starke Ablation stattgefunden. Dies sieht man auch eindrücklich in Abbildung 6.19, in der die Differenzen der einzelnen Jahre innerhalb einer Datenquelle aufgetragen sind. Im Profil B stehen vier Pegel im Querprofil zur Verfügung, bei denen man diese Differenz ausrechnen kann. Für 2002 – 2001 stimmen die Unterschiede in den Laserscandaten mit jenen der Feldmessungen gut überein, 2003 – 2002 zeigt wiederum, dass der Eisdickenverlust durch den späteren Zeitpunkt der Feldmessung größer war.

6.3.3 Profil C

Den Vergleich der Profile aus Laserscandaten mit jenen aus Feldmessungen im Profil C für die Jahre 2001 bis 2003 zeigt Abbildung 6.20. Die Feldmessungen liegen nur für 2001 und 2002 vor, da die Profilmessung im Profil C ebenso wie im Profil A, seit 2003 eingestellt wurde. Ein Dickenzuwachs ist von 2001 auf 2002 sogar in dieser Höhe noch zu erkennen, wobei dieser auch wieder in den Laserscandaten etwas markanter ist. Abbildung 6.21

stellt wiederum die Differenzen aus den unterschiedlichen Datenquellen für die einzelnen Jahre da. Sie verlaufen für beide Jahre ähnlich und liegen bei etwa 1,5 m, wobei auch hier wieder die Differenz im Jahr 2002 etwas höher ist. Die anwachsenden Werte am gegen die Fließrichtung betrachteten rechten Ende (näher bei Signal Lang) sind auf eine Horizontalverschiebung zurückzuführen, die durch die stärkere Neigung in dieser Gegend einen größeren Fehler hervorruft. Abbildung 6.22 zeigt die Höhendifferenz innerhalb der einzelnen Datenquellen. Es wird deutlich, dass die unterschiedlichen Messmethoden in sich wiederum sehr gut zusammenstimmen. Der Pegel C5 fiel im Sommer 2003 leider um, daher kann die Differenz aus den Feldmessungen für das Haushaltsjahr 2002/03 nicht dargestellt werden. An den Laserscandaten sieht man aber, dass im Bereich des C-Profiles in diesem Jahr ein Einsinken von etwa 2,5 m zu beobachten war.

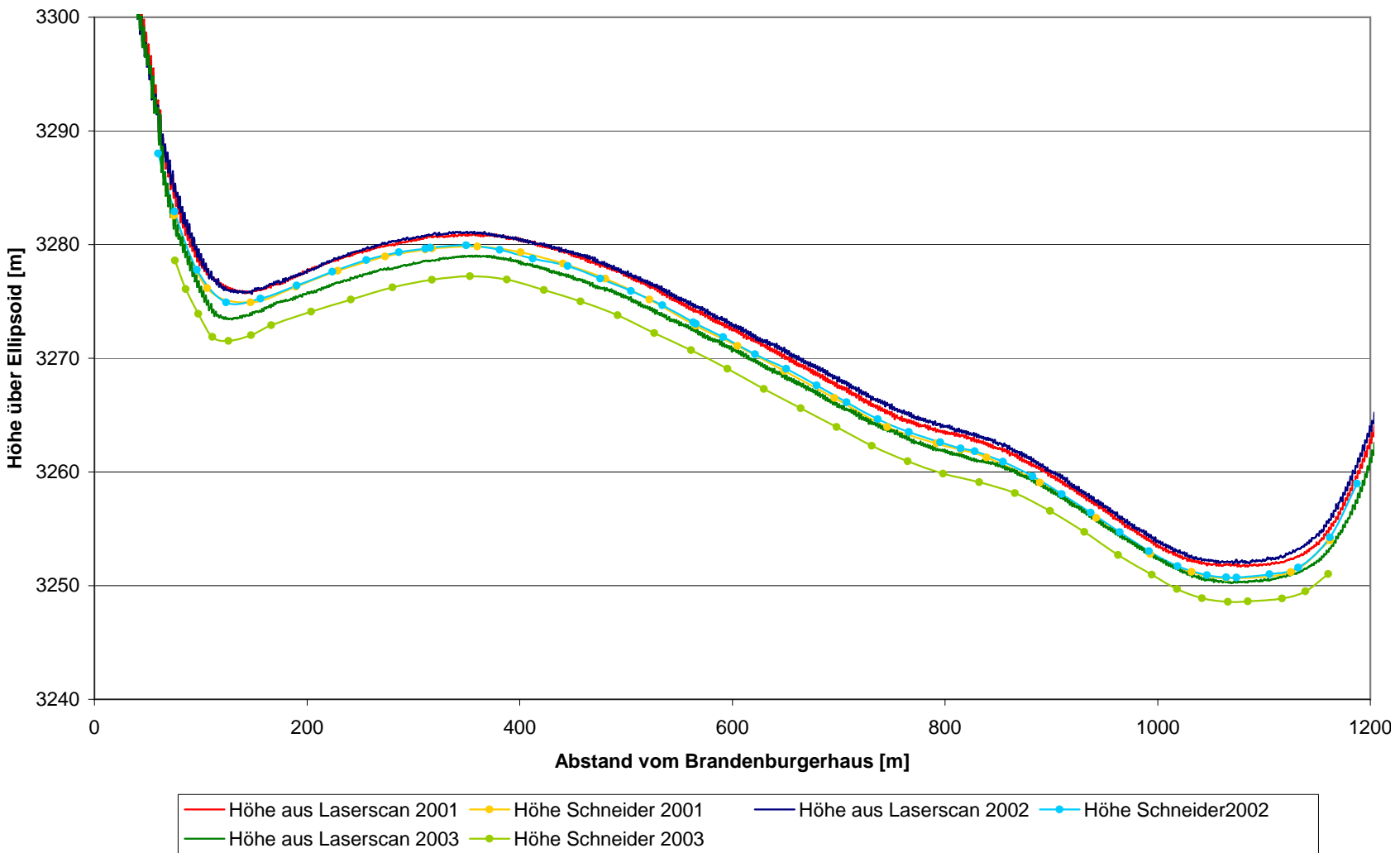


Abbildung 6.17: Vergleich der Höhe im Profil B zwischen den Laserscandaten (2001–2003) und den Daten aus den Feldmessungen (2001–2003).

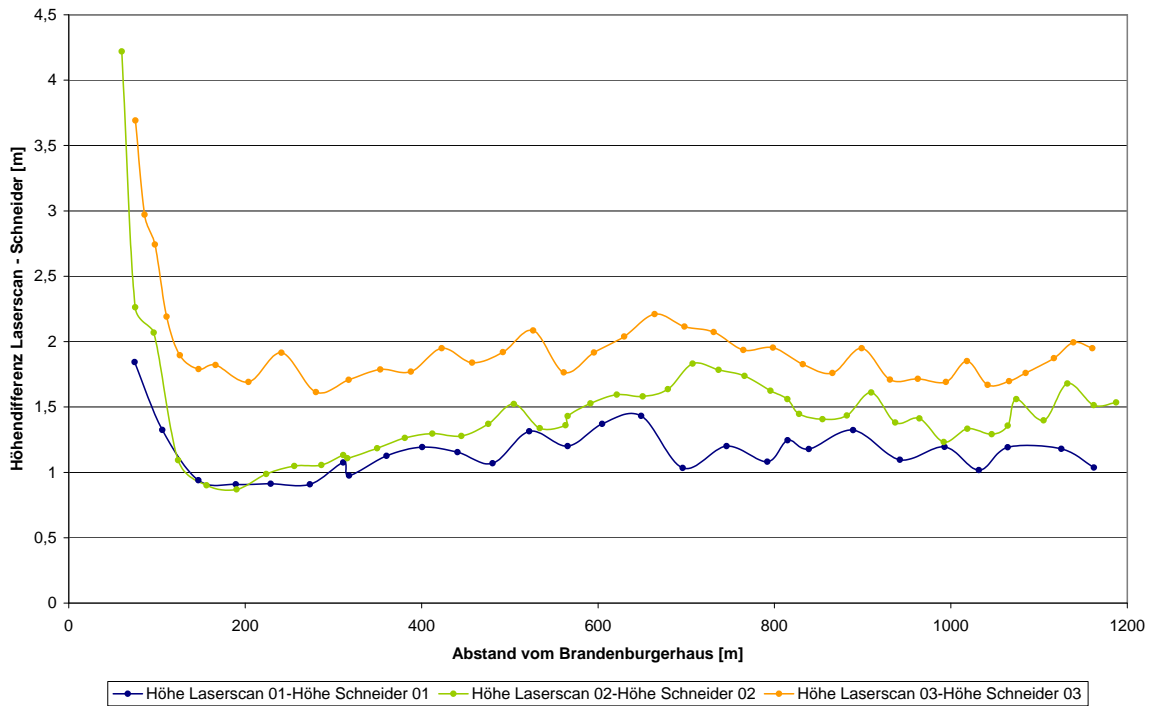


Abbildung 6.18: Höhendifferenzen im Profil B: Höhe Laserscan – Höhe Schneider für die Jahre 2001 (blau), 2002 (grün) und 2003 (orange).

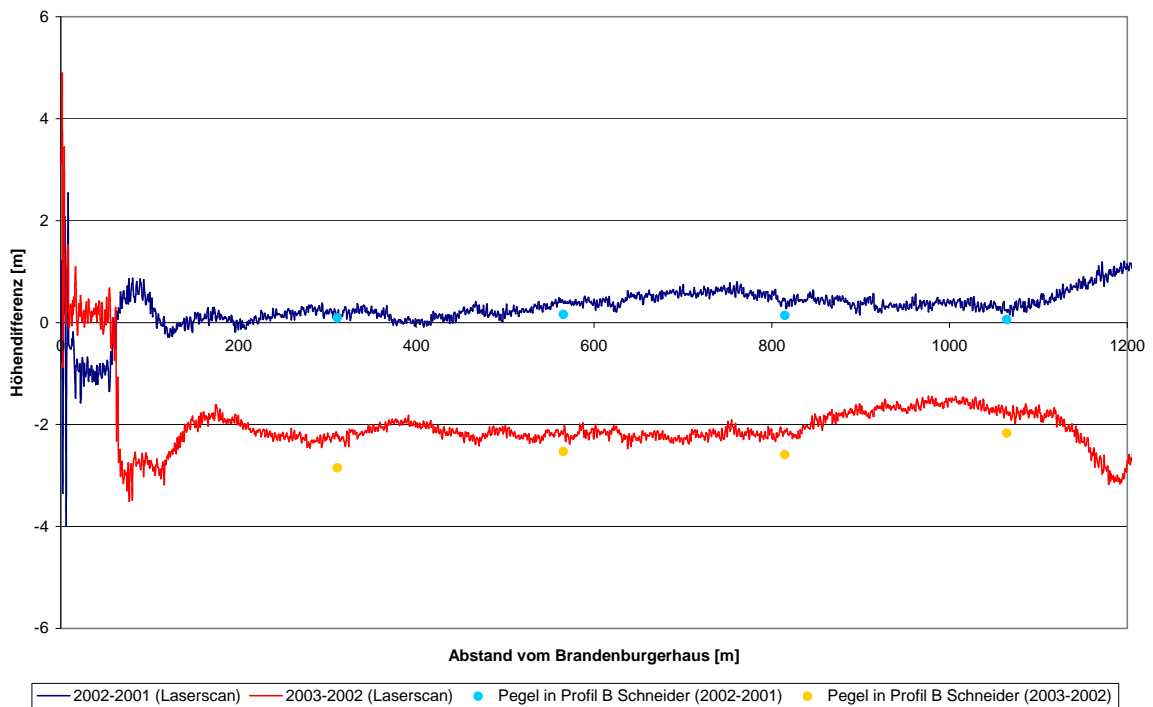


Abbildung 6.19: Höhendifferenzen im Profil B zwischen den Laserscandaten und den Pegeln B3, B5, B7 und B9 (2002–2001 und 2003–2002)

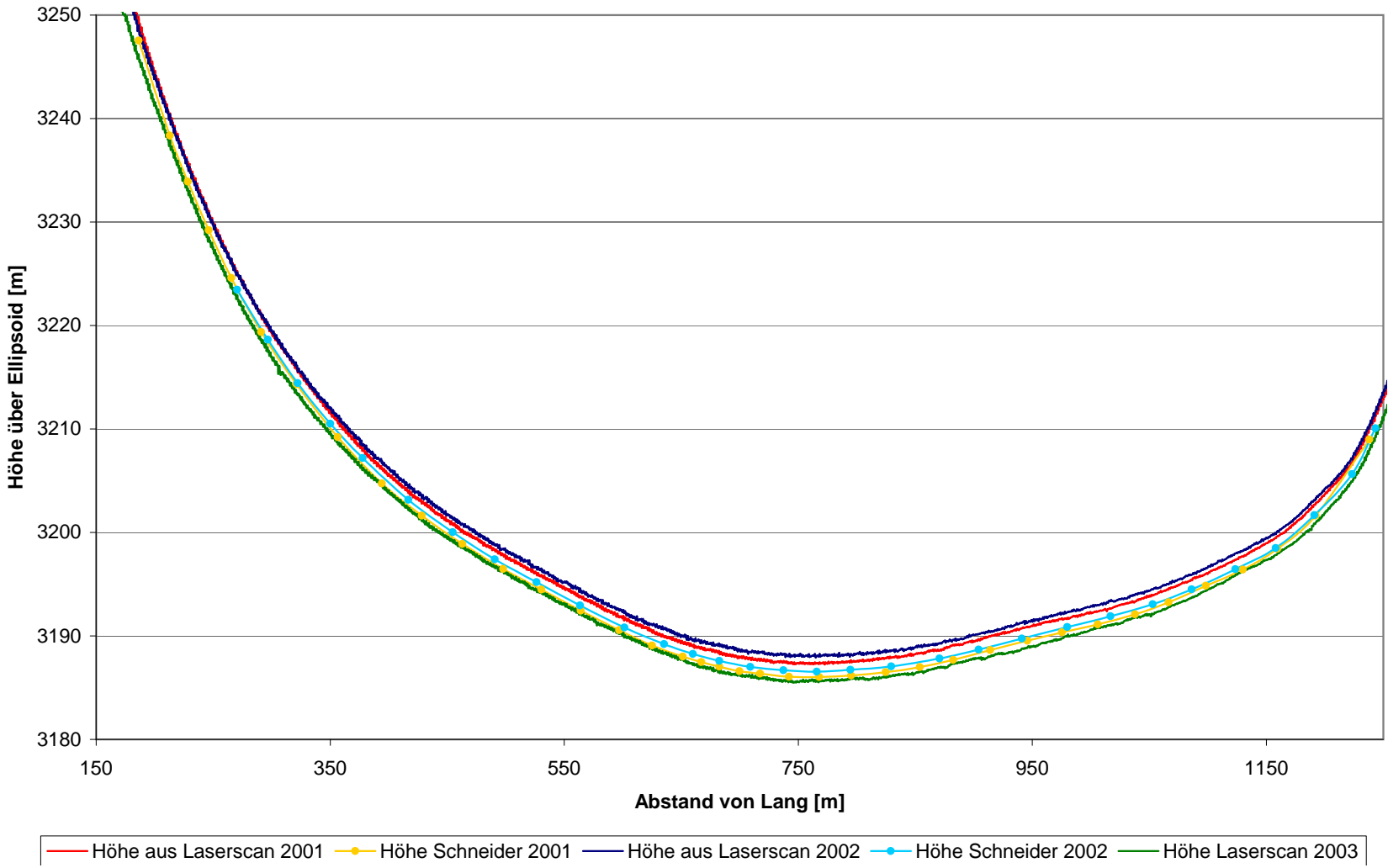


Abbildung 6.20: Vergleich der Höhe im Profil C zwischen den Laserscandaten (2001–2003) und den Daten aus den Feldmessungen (2001 und 2002).

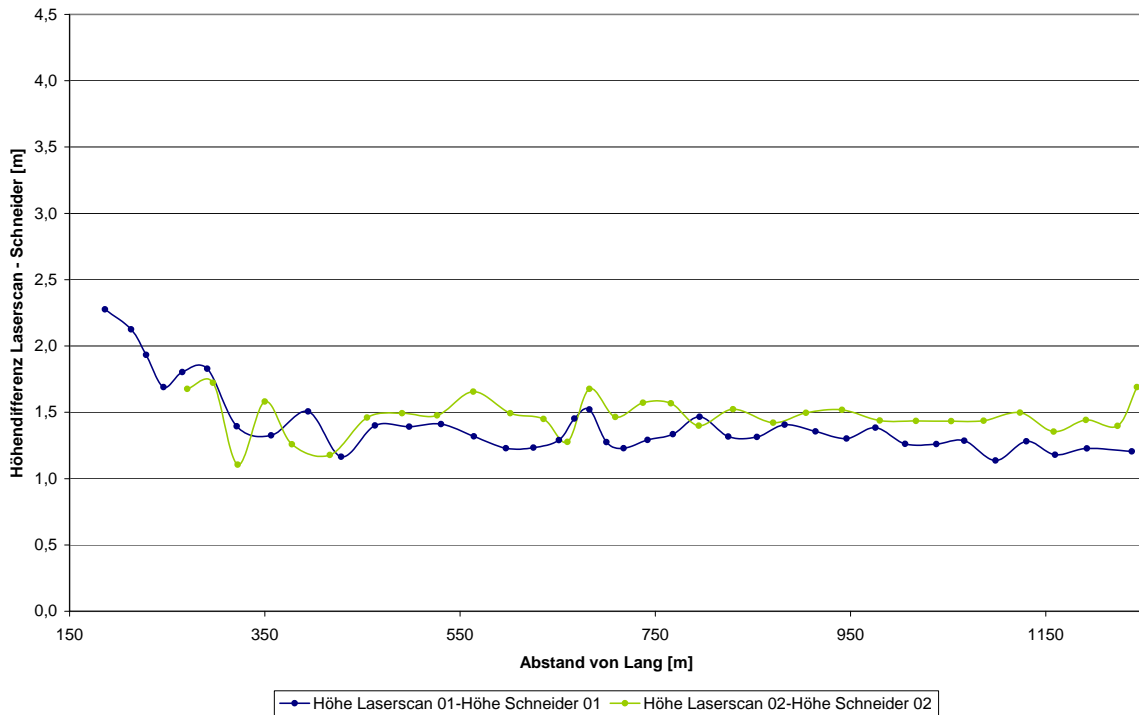


Abbildung 6.21: Höhendifferenzen im Profil C: Höhe Laserscan – Höhe Schneider für die Jahre 2001 (blau) und 2003 (orange).

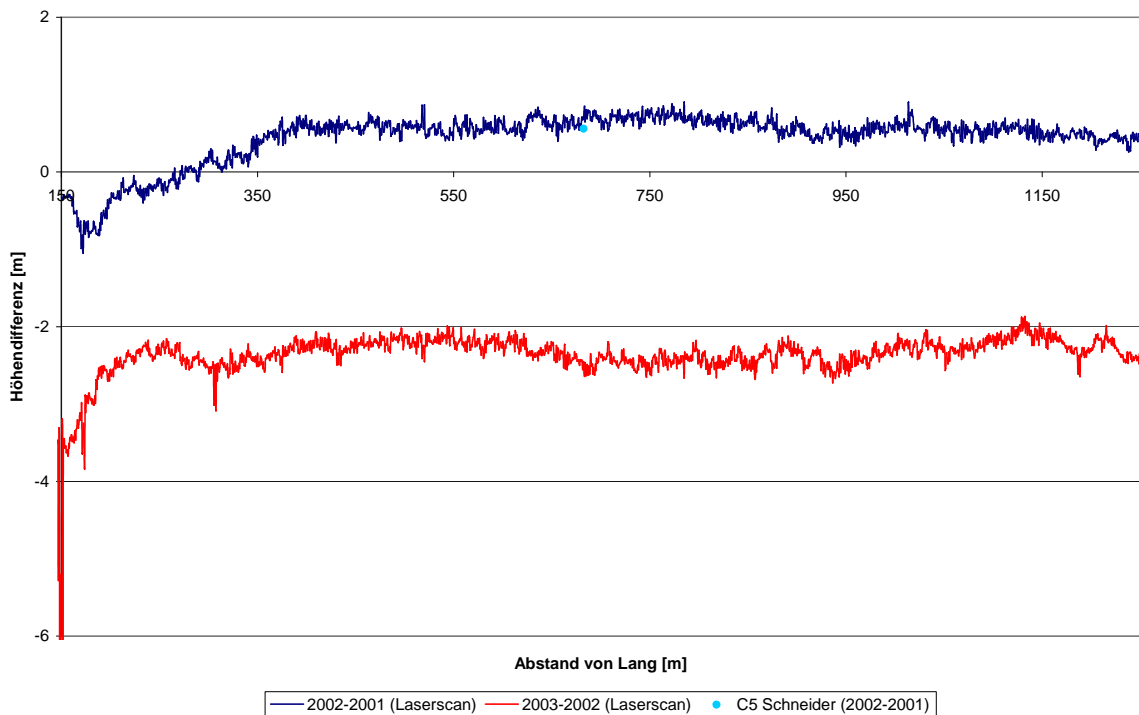


Abbildung 6.22: Höhendifferenzen im Profil C zwischen den Laserscandaten und dem Pegel C5 (2002–2001 und 2003–2002).

6.3.4 Profil D

Abbildung 6.24 zeigt die Entwicklung des Profils D aus den unterschiedlichen Datenquellen. Von 2001 auf 2002 ist besonders in den Feldmessungen in der Senke, die etwa 800 m von der Mutspitze entfernt ist, ein schwacher Dickenzuwachs zu bemerken. In den Laserscandaten ist dieser kaum zu sehen. Dies dürfte auf den unterschiedlichen Messzeitpunkt im Jahre 2001 zurückzuführen sein, wo die Laserscanmessung in der zweiten Oktoberhälfte stattfand. Möglicherweise war diese Übertiefung bis zum Überflug schon größtenteils durch Neuschnee aufgefüllt worden, was angesichts der Niederschlagsmengen durchaus vernünftig erscheint (s. Tab. 6.1). Im Laserscanprofil des Jahres 2002 sieht man auch schon erste größere Spalten, die aufreißen. Die Profildarstellung aus den Laserscandaten von 2003, die wie in Abschnitt 3.3 erwähnt mit einem anderen Laserscan-System durchgeführt wurden, zeigt dadurch auch und eine noch genauere Auflösung. Gletscherspalten von bis zu 10 m Tiefe sind durch das Höhenmodell aus der Laserscanmessung aufgelöst, was natürlich die Vorzüge gegenüber der traditionellen Messmethode in diesem Bereich eindrucksvoll aufzeigt. Abbildung 6.23 zeigt als Beleg dafür den Ausschnitt der Spaltenzone in der Gegend vom Profil D des Höhenmodells von 2003. Die Unebenheiten des Gletschers sind aus den Feldmessungen ohne Zusatzinformationen mangels einer größeren Anzahl an Messpunkten nicht erkennbar. Interessant ist in diesem Zusammenhang auch die Verlagerung der tiefen Spalte, die 2002 etwa 950 m von der Mutspitze entfernt war und sich dann 2003 etwa um ca. 10 m in Richtung Mutspitze in ungefähr die Richtung der Falllinie bewegt hat.

Abbildung 6.25 liefert die Darstellung der Höhendifferenzen zwischen den Datenquellen

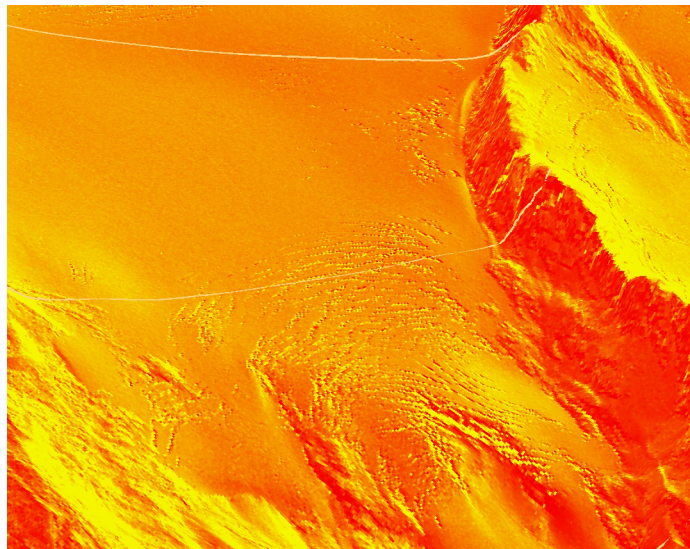


Abbildung 6.23: Spaltenzone beim Profil D aus dem Laserscanhöhenmodell von 2003

(Höhe Laserscan – Höhe Schneider). Die Unebenheiten, die an manchen Stellen auftre-

ten, sind durchwegs mit Spalten, die nur im Laserscanmodell aufgelöst sind zu erklären. Insgesamt weist 2002 die niedrigsten Abweichungen auf. Für 2003 liegen die Unterschiede bei knapp 2 m.

Abbildung 6.26 zeigt wiederum die Höhendifferenzen der Höhenmodelle, beziehungsweise die dazupassenden Werte des Pegels D4. Obige Vermutung wird bestätigt, dass der Neuscheezuwachs zwischen der Feldmessung und dem Überflug 2001 eine größere Ausgangshöhe für den Überflug und damit eine geringere Differenz zum Jahr 2002 als Folge hatte. Von 2002 auf 2003 verringerte sich im Bereich des Profils B die Eisdicke größenordnungsmäßig um etwas mehr als 2 m, wobei hier Überflug und Feldmessung sehr gut übereinstimmen.

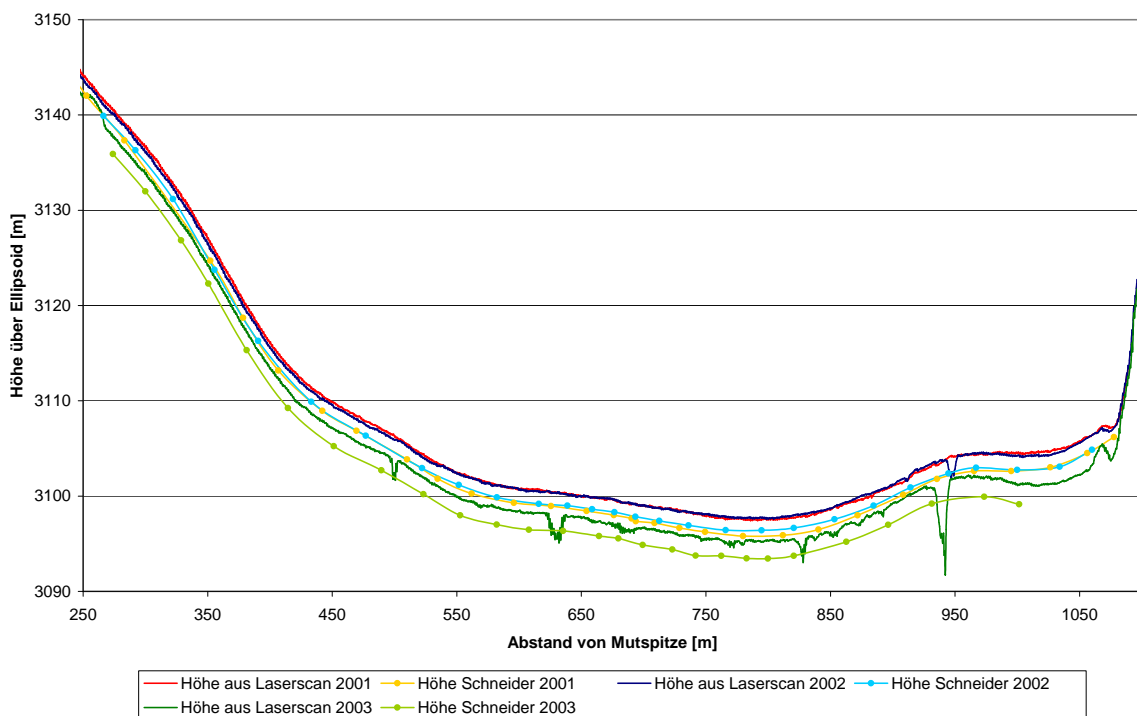


Abbildung 6.24: Vergleich der Höhe im Profil D zwischen den Laserscandaten (2001–2003) und den Daten aus den Feldmessungen (2001–2003).

6.3.5 Profil E

Abschließend soll noch ein kurzer Blick auf das Profil E geworfen werden (Abb. 6.27). Wieder verlaufen die einzelnen Kurven in sich ähnlich, die aus den Laserscanmodellen herausgelesen sind aber auch hier generell um etwa einen Meter höher. Die größten Unterschiede sind wieder im Jahr 2003 zu erkennen, wo zwischen dem Laserscanüberflug und der Feldmessung noch etwa 3 Wochen starker Ablation (ca. 0,8 m, Tab. 6.1) zu verzeichnen waren, die sich natürlich besonders im Ablationsgebiet ausgewirkt haben. Die Höhendifferenzen zwischen den Datenquellen (Höhe Laserscan – Höhe Schneider,

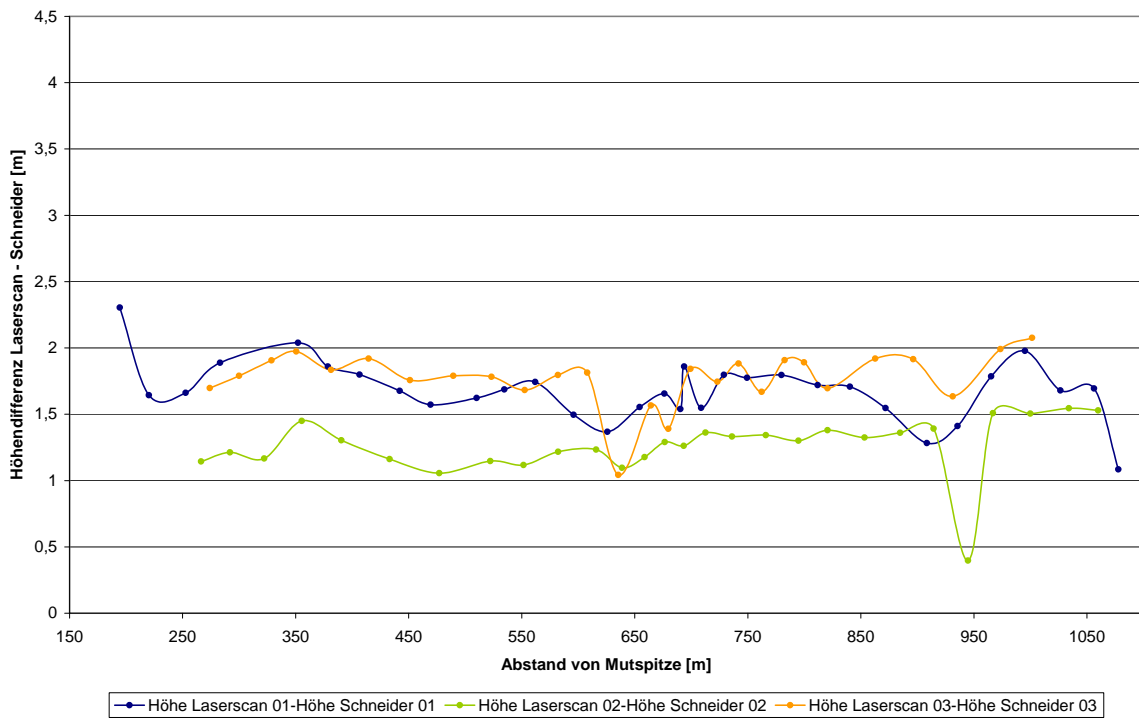


Abbildung 6.25: Höhendifferenzen im Profil D: Höhe Laserscan – Höhe Schneider für die Jahre 2001 (blau) 2002 (grün) und 2003 (orange).

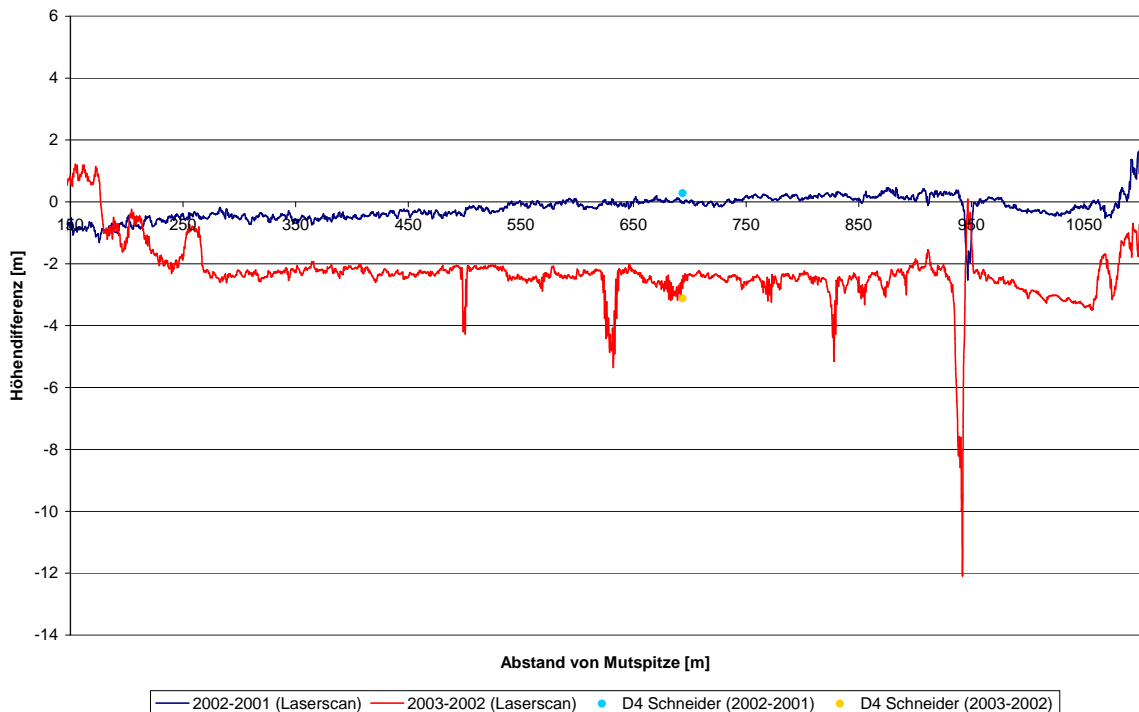


Abbildung 6.26: Höhendifferenzen im Profil D zwischen den Laserscandaten und dem Pegel D4 (2002–2001 und 2003–2002).

Abb. 6.28) sind 2001 und 2002 etwa gleich groß. Auch die oben vorgenommenen Abschätzungen ergaben, dass sowohl 2001 als auch 2002 etwa 0,3 m Eis zwischen dem Überflug und der Feldmessung abgeschmolzen sind. Der übrige Teil der Differenz muss wohl wieder in der Koordinatentransformation liegen. Im steilen Gelände auf der gegen die Fließrichtung betrachteten linken Seite (näher bei Signal Schatz) bewirkt die horizontale Verschiebung für die Jahre 2001 und 2003 eine leichte Abnahme der Abweichungen. 2003 liegen die Unterschiede aus den verschiedenen Datenquellen wieder deutlich höher, was auf die unterschiedlichen Messzeitpunkte zurückzuführen ist.

Abbildung 6.29 zeigt ein in sich äußerst stimmiges Bild für die Differenz der Höhen von 2001 auf 2002. Sowohl die Differenzen der Laserscanüberflüge als auch die Punktmessung am Pegel E2 ergeben eine Verringerung der Eisdicke um etwa 3 m. Von 2002 auf 2003 ist im Profil E ein Dickenverlust von 5 bis 6 m zu verzeichnen gewesen. In den Feldmessungen fällt dieser noch stärker aus, da das Abschmelzen noch zwei Wochen länger in die massive Ablationsperiode hineingereicht hat. Ein interessantes Detail liefert ein Blick auf die schon im Fels gelegenen Bereiche der Laserscandaten (zum Beispiel ab ca. 570 m von Signal Hess). Die Differenzen von 2003 – 2002 und 2002 – 2001 scheinen spiegelverkehrt zu verlaufen. Es muss also eine horizontale Verschiebung des Laserscan-Höhenmodells des Jahres 2002 vorliegen.

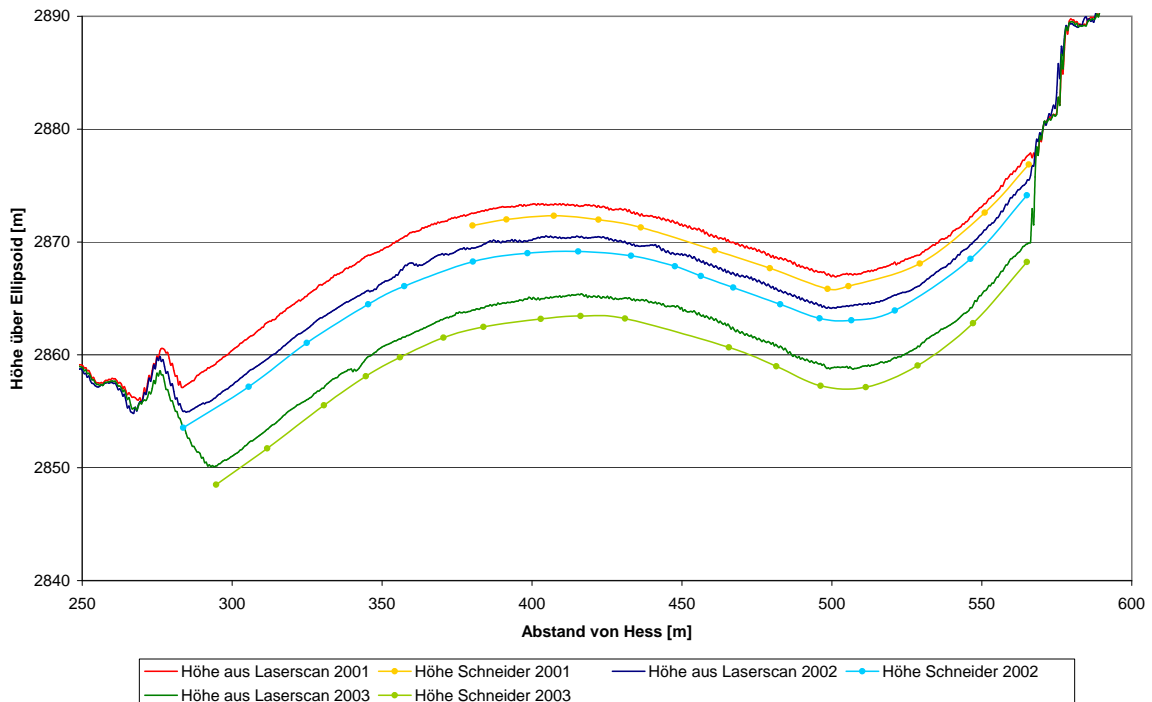


Abbildung 6.27: Vergleich der Höhe im Profil E zwischen den Laserscandaten (2001–2003) und den Daten aus den Feldmessungen (2001–2003).

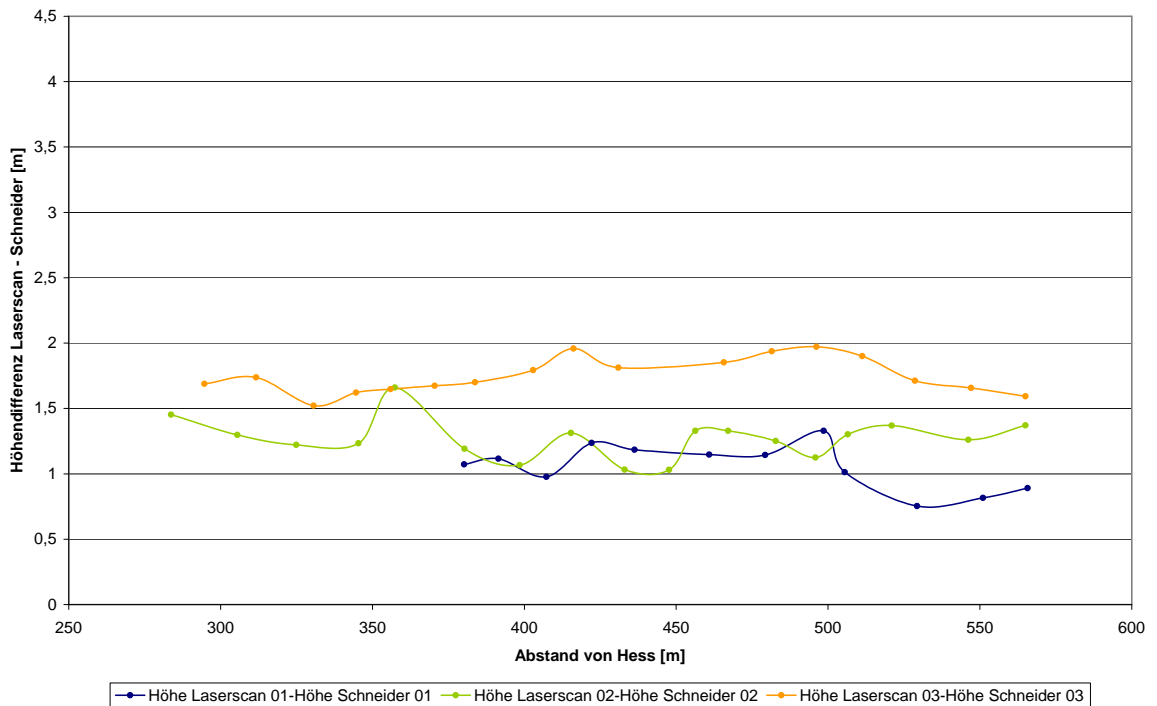


Abbildung 6.28: Höhendifferenzen im Profil E: Höhe Laserscan – Höhe Schneider für die Jahre 2001 (blau) 2002 (grün) und 2003 (orange).

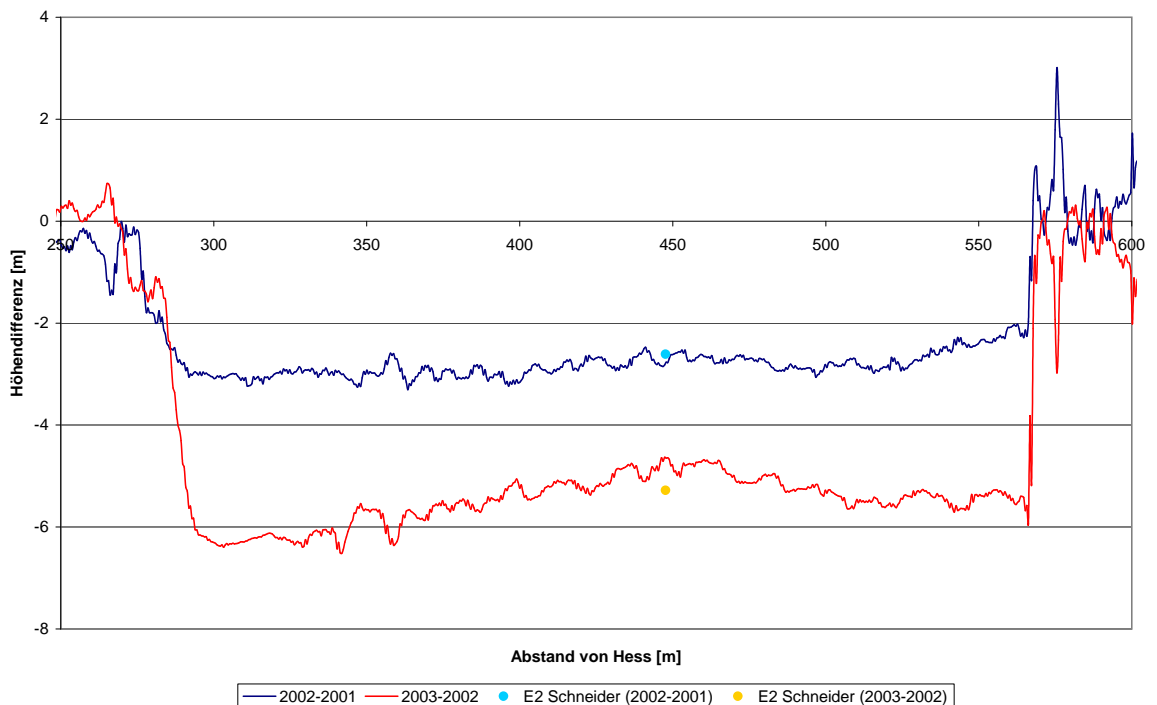


Abbildung 6.29: Höhendifferenzen im Profil E zwischen den Laserscandaten und dem Pegel E2 (2002–2001 und 2003–2002).

Kapitel 7

Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurde der Versuch unternommen, das vorhandene Datenmaterial des Kesselwandferners möglichst vollständig darzustellen. Es wurden die Ergebnisse aus der 40-jährigen Messreihe vorgestellt und glaziologisch interpretiert. Besonderes Augenmerk wurde dabei auf die Höhenänderungen der gesamten Gletscheroberfläche gelegt, wobei einige interessante Besonderheiten herausgearbeitet werden konnten. Die Daten des Kesselwandferners decken nämlich aufgrund ihrer Länge und Vollständigkeit die gesamte Vorstoßperiode von 1970 bis 1985 ab, wodurch die Auswirkungen eines Vorstoßes auf die Änderung der Höhe der Gletscheroberfläche genau beobachtet werden konnte. Im Ablationsgebiet reagierte der Gletscher mit einem massiven Anwachsen der Eisdicke aufgrund des starken Massentransports von höher gelegenen Teilen des Gletschers nach unten. Seit Ende des Vorstoßes wird in diesem Bereich ein kontinuierliches Einsinken beobachtet.

Im Akkumulationsgebiet dagegen lässt sich anhand der Daten in der Zeit des Vorstoßes ein leichtes Einsinken feststellen, seither baut der Gletscher aber in diesem Bereich (oberhalb von etwa 3100 m) kontinuierlich auf. Im Profil B ist etwa die Eisdicke heute um mehr als 6 m größer, als sie es noch 1983 war. Dieser generell positive Trend in weiten Teilen des Firngebiets wurde nur durch den außergewöhnlich warmen Sommer 2003 unterbrochen. Die Folge von einigen positiven Massenhaushaltsjahren könnte daher mittelfristig durchaus wieder einen Vorstoß dieses sehr empfindlichen Gletschers bewirken.

Abgesehen von der Darstellung der Daten aus den Feldmessungen, wurde in einem weiteren Schritt ein Vergleich mit den Daten aus dem Höhenmodell von 1997, beziehungsweise jenen aus den Laserscanüberflügen zwischen 2001 und 2003 gezogen. Es wird deutlich, dass das auf digitale photogrammetrische Methoden beruhende Modell von 1997 in weiten Teilen sehr gut mit den Daten aus den Feldmessungen übereinstimmt. In manchen Bereichen des Firngebiets weist es aber empfindliche Abweichungen auf, die auf die Überblendung des Orthophotos zurückzuführen sind. Solche digitalen Höhenmodelle sind daher für viele Abschätzungen höchst wertvoll, eine Unterstützung

durch direkt gemessene Daten aus Feldmessungen ist aber äußerst wünschenswert.

Die Laserscandaten liefern ein sehr genaues und hochaufgelöstes Bild der Gletscheroberfläche und haben gegenüber der traditionellen Messmethode den erheblichen Vorteil, dass sie den gesamten Gletscher abdecken. Für den Vergleich der unterschiedlichen Datenquellen war zunächst eine dreidimensionale Transformation der Koordinaten von Gauß-Krüger M28 nach UTM-WGS84 notwendig. Die daraus folgenden Ergebnisse des Vergleichs zeigen, dass die Laserscandaten in sich zwar sehr stimmig sind, es scheint aber durch die Transformation ein systematischer Fehler zustande gekommen zu sein. Die Höhen aus den Laserscandaten liegen durchwegs etwa eineinhalb Meter über den Höhen aus den Feldmessungen. Eine Abschätzung über das Ausmaß der Akkumulation beziehungsweise Ablation zwischen den unterschiedlichen Messzeitpunkten wurde ebenfalls hinzugefügt, um die entstandenen Höhendifferenzen sinnvoll interpretieren zu können.

Grundsätzlich lässt sich die Aussage treffen, dass die Laserscantechnologie eine äußerst wertvolle Datenquelle für die flächendeckenden Höhenänderungen und damit natürlich für die Volumsänderung von Gletschern in sehr zufriedenstellender Auflösung bildet. Auch können durch das Verfolgen von Oberflächenstrukturen (Spalten), Abschätzungen über die horizontale Fließgeschwindigkeiten eines Gletschers gemacht werden (siehe dazu Bucher 2005). Dies setzt aber das Vorhandensein dieser Oberflächenstrukturen voraus, was meist nur in sehr negativen Massenhaushaltsjahren stark genug gegeben ist. Außerdem müssen dafür die Vergleichsflüge in einem ausreichend kurzen Abstand voneinander durchgeführt worden sein. Es ist offensichtlich, dass keinerlei Aussagen über Vertikal- beziehungsweise Emergenzbewegung aus Laserscandaten direkt ableitbar sind.

Ein operationeller Einsatz der Laserscan-Überfliegungen zur Bestimmung von Höhenbeziehungsweise Volumsänderungen und auch der Horizontalgeschwindigkeiten an Gletschern wäre daher äußerst interessant, würde aber die lange Reihe von Feldmessungen nur teilweise ersetzen. Es ist daher zu hoffen, dass diese Reihe auch langfristig fortgesetzt werden wird.

Literatur

- Bucher, K., 2005: *Ableitung der horizontalen Gletscherbewegung aus multitemporalen Laserscandaten*. Diplomarbeit am Institut für Geographie, Universität Innsbruck, 69 pp.
- Eder, K., R. Würlländer, und H. Rentsch, 2000: Digital photogrammetry for the new glacier inventory of Austria. *IAPRS International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, **33**, 1–15.
- Fliri, F., 1975: *Das Klima der Alpen im Raume von Tirol*. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck-München, 454 pp.
- Geist, T., und J. Stötter, 2006: Documentation of glacier surface elevation change with multi-temporal airborne laser scanner data - case study: Hintereisferner and Kesselwandferner, Tyrol, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **in press**, in press.
- Hoinkes, H., und R. Steinacker, 1974: Zur Parametrisierung der Beziehung Klima–Gletscher. *Rivista Italiana di Geofisica e Scienze Affini*, **1**, 97–104.
- Kahmen, H., 1993: *Vermessungskunde*. De Gruyter, 589 pp.
- Kuhn, M., G. Markl, G. Kaser, U. Nickus, F. Obleitner, und H. Schneider, 1985: Fluctuations of climate and mass balance: Different responses of two adjacent glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **21**, 409–461.
- Paterson, W.S.B., 1994: *The Physics of Glaciers*. Butterworth-Heinemann, 472 pp.
- Peterlin, D., 2006: *Sonnenscheindauer und Globalstrahlung in Innsbruck*. Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 89 pp.
- Reigber, C., und P. Schwintzer, 2003: Das Schwerefeld der Erde. *Physik in unserer Zeit*, **34**, 206–212.
- Schneider, H., 1970: *Die Grundlagen der Vermessungen am Kesselwandferner (Öztaler Alpen) und die Bewegung dieses Gletschers in den Haushaltsjahren 1965/66, 1966/67 und 1967/68*. Dissertation an der Philosophischen Fakultät der Universität Innsbruck, 206 pp.

- Schneider, H., 1976: Die Karte des Kesselwandferners 1971 und die Grundlagen der Vermessungen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **11**, 229–244.
- Schär, C., P. Vidale, D. Lüthi, C. Frei, M. Häberli, A. Liniger, und C. Appenzeller, 2004: The role of increasing temperature variability in european summer heatwaves. *Nature*, **427**, 332–336.
- Span, N., 1999: *Zur Dynamik des Kesselwandferners*. Dissertation am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck, 214 pp.
- Wehr, A., und U. Lohr, 1999: Airborne laser scanning - an introduction and overview. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **54**, 68–82.
- Wever, C., 1999: Laserscannermessungen - ein Verfahren setzt sich durch. *GIS Geoinformationssysteme*, **2**, 12–17.
- Würländer, R., und K. Eder, 1998: Leistungsfähigkeit aktueller photogrammetrischer Auswertemethoden zum Aufbau eines digitalen Gletscherkatasters. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **35**, 167–185.

Danke

Am Schluss dieser Arbeit möchte ich nun all jenen Personen danken, die mich dabei maßgeblich unterstützt haben:

Allen voran meinen Eltern für das liebevolle Elternhaus, in dem ich aufwachsen durfte und durch das ich mich persönlich völlig frei, meinen Neigungen und Fähigkeiten entsprechend entwickeln konnte. Danke für die großzügige finanzielle Unterstützung und auch dafür, dass Ihr mir die Freude an der Natur mitgegeben habt, die ja auch für das Interesse an meinem Studium und an dieser Arbeit grundlegend war.

Vielen Dank an Univ.-Prof. Dr. Michael Kuhn für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes am IMGI, für die freundliche und konstruktive Betreuung und für die Möglichkeit, die Arbeit nach meinen Vorstellungen entwickeln zu können.

Danke Andrea (Dr. Andrea Fischer), für die ausgezeichnete Betreuung und für die gute Zeit Rücken an Rücken. Dafür, dass Du immer für jede Frage Zeit gehabt hast, für die aufmunternden Worte in sämtlichen Motivationslöchern und die lustigen, teils makaberen Stunden.

Danke Heralt (Dr. Heralt Schneider), für die Bereitstellung dieses Datenschatzes und die große Hilfe bei der Aufarbeitung. Auch dafür, dass Du mich zum Vermessen mitgenommen hast, für die vielen guten Witze und die gemütlichen Stunden: Danke!

Danke Thomas (Dr. Thomas Geist) für die Bereitstellung der Laserscandaten. Danke auch für die Beantwortung vieler Fragen und die Hilfe bei der Koordinatentransformation.

Danke Ekki (Dr. Ekkehart Dreiseitl) für die vielen freundlichen Besuche und aufmunternden Worte. Danke auch für Deine Erklärungen zu den Niederschlagsabschätzungen.

Danke Fritz (Fritz Pellet), für die viele und prompte Hilfe, wenn sich wiederum mein Computer kurzzeitig verabschiedet hat.

Danke Astrid (Dr. Astrid Lambrecht) für die freundliche Hilfe bei diversen GIS-Problemen.

Danke Alex (Dr. Alexander Gohm) für die wertvollen Latex-Tipps.

Danke meiner Schwester Veronika (Veronika Abermann) fürs Korrekturlesen. Wenn ich den Ingeborg-Bachmann-Preis für zeitgenössische Literatur für diese Arbeit bekommen sollte, lade ich Dich auf eine gemeinsame Bergtour auf die Nockspitze ein.

Abschließend möchte ich noch einen großen Dank an meine lieben Studienkollegen aussprechen. Danke für die viele Hilfe, sowohl das Studium betreffend, als auch für die unzähligen schönen und unterhaltsamen Stunden bei Stammtischen, Festln, Bergtouren, Radltouren, Schitouren, Stumetas, Reisen, Wildalpen, etc. Die ausgezeichnete Gemeinschaft und die ähnlichen Interessen haben mir diese Zeit unglaublich bereichert und dafür bin ich Euch allen dankbar.

Lebenslauf

Jakob Thomas Abermann
Lärchenweg 44
A-6161 Natters
Geboren am 19. 12. 1981 in Rum

SCHULBILDUNG:

1988–1991	Volksschule Natters
1991–2000	Akademisches Gymnasium Innsbruck
Juni 2000	Reifeprüfung mit gutem Erfolg

STUDIUM:

Oktober 00–Feber 01	Studium der Rechtswissenschaften an der Universität Innsbruck
Oktober 01–Juni 06	Studium der Meteorologie und Geophysik an der Universität Innsbruck
seit Herbst 04	Diplomstudium Violine am Tiroler Landeskonservatorium bei Prof. Christos Kanettis
Jänner 05–Juli 05	Auslandssemester am Geophysikalischen Institut der Universität Bergen/Norwegen
seit Herbst 05	Diplomarbeit bei Prof. Dr. Michael Kuhn

SONSTIGES:

Juli 00-Feber 01	Präsenzdienst als Geiger bei der Gardemusik Wien
seit November 01	Anstellung im Veranstaltungsservice der „Congress und Messe GmbH“ Innsbruck
Juli 02	Praktikum bei der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik am Hohen Sonnblick
Dezember 03–Jänner 04	China-Tournee als Geiger mit dem Vienna Royal Philharmonic Orchestra
seit Sommer 2004	Teilnahme an Feldmessungen der Universität Innsbruck an diversen Gletschern im hinteren Ötztal