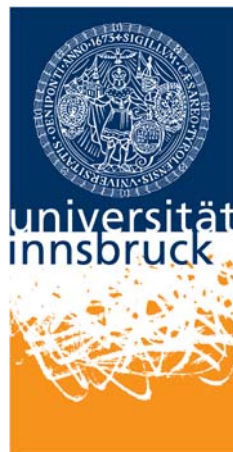


Flächenhafte Modellierung der Energie- und Massenbilanz am Hintereisferner:

das Haushaltsjahr 2003/04

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



zur Erlangung des akademischen Grades
MAGISTER DER NATURWISSENSCHAFTEN

von
DANIEL SCHROTT

JÄNNER 2006

Fir ålle dey mr eppes pedaitn unt dey's intressiart

*Droben sind die Alpen,
Die Dome der Natur,
emporgereckt bis ins Gewölk mit schneeverhüllten Skalpen.
Da thront in kalter Hoheit, eisbedeckt,
Die Ewigkeit; vom leichten Hauch geweckt,
Stürzt die Lawin, ein Donnerstrahl von Schnee!
Was unsre Seele weitet und erschreckt,
Dort oben wohnt's. Du eitler Mensch, versteh:
Zum Himmel ragt die Erd empor - kannst du es je ?*

Lord George Gordon Byron
aus: *Childe Harolds Pilgerfahrt*”
(in: Letters and Journals, Band 5, 1816-1817, London)

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	v
1 Einleitung und Übersicht	1
2 Der Hintereisferner	3
2.1 Lage	3
2.2 Der Gletscher	4
2.3 Geschichte der wissenschaftlichen Erforschung des Hintereisferners . . .	5
3 Massenbilanzmessungen am Gletscher	7
3.1 Allgemeines	7
3.2 Definitionen	7
3.3 Methoden zur Bestimmung der Massenbilanz	8
3.3.1 Die direkte glaziologische Methode	8
3.3.2 Die geodätische Methode	9
3.3.3 Die hydrologische Methode	9
3.3.4 Indirekte Methoden	10
4 Energiebilanz eines Gletschers	13
4.1 Die Energiebilanz	13
4.2 Komponenten der Energiebilanz	15
4.2.1 Strahlungsbilanz	15
4.2.2 Fühlbare Energie	17
4.2.3 Latente Energie	18
4.2.4 Wärmeleitung	18
4.2.5 Schmelzwärme und Regen	19
5 Daten	21
5.1 Die Stationen	21
5.1.1 Station Teufelsegg	22
5.1.2 Station Zunge	23
5.2 Zusätzliche Messungen	24
5.3 Daten umliegender Wetterstationen	25

5.4	Meteorologische Daten an den Wetterstationen am Hintereisferner	26
5.4.1	Temperatur	27
5.4.2	Feuchte	29
5.4.3	Wind	31
5.4.4	Globalstrahlung	33
5.4.5	Atmosphärische Gegenstrahlung	35
5.4.6	Albedo	35
5.4.7	Schneehöhen	36
5.4.8	Schneetemperaturen	38
5.5	Niederschlag	39
5.5.1	Kriterien für Neuschnee	39
5.5.2	Regen	44
5.5.3	Niederschlagsmengen	45
6	SOMARS - Simulation Of glacier surface Mass balance And Related Sub-	
	surface processes	49
6.1	Einführung	49
6.2	Energiebilanz	50
6.2.1	Berechnung der turbulenten Flüsse	50
6.2.2	Energiezufuhr durch Regen	52
6.2.3	Eindringen von kurzwelliger Strahlung in den Schnee	52
6.2.4	Oberflächentemperatur und langwellige Ausstrahlung	53
6.3	Berechnungen im Eis und Schnee	54
6.3.1	Schnee/Eistemperatur	54
6.3.2	Neuschnee	55
6.3.3	Schneesetzung	55
6.3.4	Abfluss von Schmelzwasser	56
6.3.5	Numerische Details	57
7	Lokale Simulation	61
7.1	Station Teufelsegg	61
7.1.1	Modelllauf 1	61
7.1.2	Synoptische Überlegungen zu den markanten Schneeverwehungen	66
7.1.3	Modelllauf 2	67
7.1.4	Modelllauf 3	69
7.2	Station Zunge	78
7.2.1	Modelllauf 1	78
7.2.2	Modelllauf 2	83
7.2.3	Modelllauf 3	85
7.3	Vergleich der Energiebilanz an beiden Stationen	93
7.4	Sensitivität der Massenbilanz an beiden Stationen	98

7.4.1	Station Teufelsegg	98
7.4.2	Station Zunge	100
8	Flächenhafte Simulation	101
8.1	Gradienten der meteorologischen Parameter	102
8.1.1	Höhenabhängigkeit der Albedo	105
8.2	Ergebnisse	109
8.3	Sensitivität der Massenbilanz	115
9	Zusammenfassung und Ausblick	119
A	Anhang	123
A.1	Massenbilanz des Hintereisferner in der Vergangenheit	123
A.1.1	Höhenverteilung der Massenbilanz	123
A.1.2	Sommer- und Winterbilanz	124
A.1.3	Längenprofile	124
A.1.4	Komplette Massenbilanzreihe	124
A.2	Daten der Wetterstationen am Hintereisferner und in der Umgebung	126
A.2.1	Monatliche meteorologische Daten der Station Teufelsegg	126
A.2.2	Monatliche meteorologische Daten der Station Zunge	126
A.2.3	Monatliche Temperaturen der umliegenden Stationen	127
A.2.4	Monatliche Niederschlagsmengen und -tage der umliegenden Stationen	127
A.2.5	Jahreszeitliche Temperaturgradienten	128
	Literaturverzeichnis	131
	Danksagung	135
	Curriculum Vitae	137

Kapitel 1

Einleitung und Übersicht

Durch meine Tätigkeit am Institut für Meteorologie und Geophysik im Rahmen des OMEGA-Projekts in den Jahren 2003/04 war ich von Anfang an bei der Planung und dem Aufstellen von zwei Wetterstationen am Hintereisferner (Öztaler Alpen) involviert. Somit war es nahe liegend, dass ich mich in meiner Diplomarbeit mit Daten dieser mir lieb gewonnenen Stationen beschäftigte.

An diesen zwei automatischen Wetterstationen (AWS), wurden alle die Energiebilanz bestimmenden meteorologischen Parameter gemessen, wobei die eine an der durchschnittlichen Gleichgewichtslinie (3050 m) der letzten Jahre, die andere auf der Gletscherzunge lag.

Ausgehend von der Betrachtung der lokalen Energie- und somit auch der Massenbilanz für die Zeitspanne von September 2003 bis Dezember 2004 war das Ziel dieser vorliegenden Arbeit die flächenhafte Modellierung der Massenbilanz des gesamten Hintereisferners. Zur Berechnung der Energie- und Massenbilanz wurde ein eindimensionales Modell (SOMARS) verwendet.

Neben den von den AWS registrierten Daten standen noch zahlreiche andere glaziologische und meteorologische Messungen zur Verfügung, mit deren Hilfe Datenausfälle kompensiert und im Modell Feineinstellungen vorgenommen wurden. Dank der unerlässlichen Zusatzmessungen ließ sich die Güte der Simulation überprüfen. Zunächst wurde die Entwicklung der Schneedecke an den beiden Stationen lokal modelliert und SOMARS auf diese Gegebenheiten angepasst. In einem zweiten Schritt folgte die flächige Simulation des Haushaltsjahres 2003/04 auf 50 Meter Höhenstufen.

Im **Kapitel 2** wird der Hintereisferner und seine Umgebung vorgestellt. Zusätzlich wird die geschichtliche Erforschung des Gletschers angerissen.

Das **3. Kapitel** beschäftigt sich mit der Massenbilanz eines Gletschers und erklärt ausführlich alle Kennzahlen eines Haushaltsjahres. Ebenso werden verschiedene Methoden der Bestimmung der Massenbilanz angeführt.

Kapitel 4 handelt von der Energiebilanz von Schnee und Eis, erklärt die maßgeblichen Prozesse, die entscheiden ob Energie in die Schneedecke geht oder der Gletscher Energie verliert.

Das **5. Kapitel** setzt sich mit den Daten der beiden AWS auseinander. Die Stationen werden in ihrer Messweise, ihrem Aufbau und mit ihren mikroklimatologischen Besonderheiten beschrieben.

Die Daten werden daraufhin parameterweise und untereinander vergleichend untersucht. Auf Datenlücken in der Registrierung und ihre Rekonstruktion wird gesondert eingegangen. Neben den Daten der beiden Wetterstationen konnte zusätzlich noch auf ein breites Spektrum an anderen Messungen und Daten von Wetterstationen in der Umgebung zurückgegriffen werden. Diese Daten dienten vor allem zur Bestimmung der Regenfälle, der durch die AWS nicht erfasst wurde. Der Ableitung des Neuschnees aus der Registrierung des Ultraschallgerätes ist aufgrund der Wichtigkeit ein eigenes Unterkapitel gewidmet.

In **Kapitel 6** wird das Energiebilanzmodell SOMARS vorgestellt. Insbesondere wird auf die Berechnung der Energiebilanz und der Modellierung der Vorgänge im Eis und Schnee eingegangen. Die Notwendigkeit einer anderen Verdichtungsroutine wird aufgezeigt.

Im **Kapitel 7** werden die Ergebnisse der Modellläufe an den Standorten der beiden Hintereisfernerstationen vorgestellt. In 3 Läufen wird für jede Station individuell das Modellergebnis schrittweise den Vergleichsmessungen angepasst. Als Gütemaß dient zunächst die Schneehöhe. Die Ergebnisse aus dem dritten Lauf werden daraufhin mit weiteren Messungen verglichen.

In einem anschließenden Unterkapitel wird die Energiebilanz an beiden Standorten verglichen und die Anteile der verschiedenen Energiebilanzkomponenten an der Ablation untersucht.

Das **Kapitel 8** bildet den Abschluss wobei die Berechnung der Energie- und Massenbilanz auf 50 Meter Höhenstufen für die gesamte Fläche des Hintereisfernern vorgenommen wird. Dazu wurden lineare Gradienten zwischen den beiden AWS berechnet. In diesem Zusammenhang erwies sich die temporäre Schneegrenze und somit die Trennung von höheren und tieferen Werten der Albedo als besonders kritisch, weshalb darauf genauer eingegangen wird.

Tabellen und Grafiken im **Anhang** enthalten Daten des Gletschers aus der Vergangenheit, sowie Daten der Wetterstationen in der Umgebung und von Messungen der beiden AWS und runden die Arbeit ab.

Kapitel 2

Der Hintereisferner

2.1 Lage

Der Hintereisferner ist ein in den zentralen Öztaler Alpen gelegener Talgletscher. Mit einer Fläche von aktuellen 6 km² und einer Länge von 7,1 km liegt sein höchster Punkt auf der Weißkugel (3739m), von wo er sich zunächst in Ost-, später in Nordostrichtung in das Rofental bis auf eine Höhe von heute ca. 2450m, erstreckt. Der Gletscher ist sowohl von Kurzras im Schnalstal als auch von Nordosten durch das Rofental leicht zugänglich.

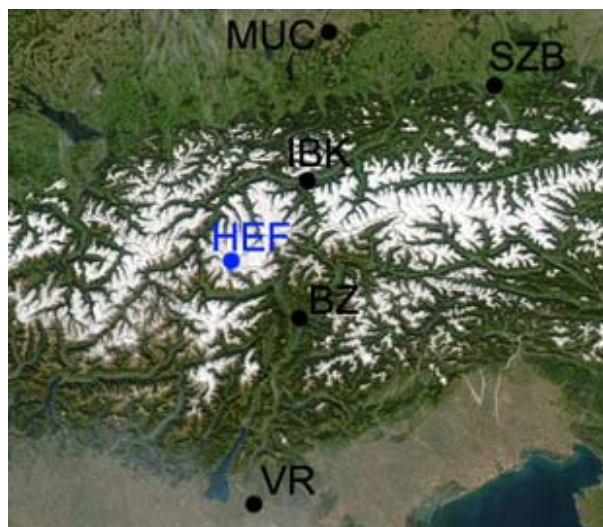


Abbildung 2.1: Die Aufnahme des Satelliten MODIS (NASA 2005) zeigt die Lage des Hintereisferners (HEF) in den Alpen. Erklärung der Abkürzungen: Bozen (BZ), Innsbruck (IBK), München (MUC), Salzburg (SZB).

Mit seiner Lage im Inneren der dort über 300 km breiten Alpen ist er ein typischer zentralalpiner Gletscher. Im Süden wird er von der noch höheren Ortlergruppe und der Adamellogruppe abgeschirmt, nach Norden durch die Nordtiroler Kalkalpen und die Öztaler Alpen selbst. Nach Westen hin erheben sich die Silvretta- und die Sesvenna-Gruppe (Abb. 2.1).

Der Hintereisferner liegt zwischen dem inneralpinen, sehr trockenem Vinschgau und dem hinteren Ötztal, das ebenfalls eine niederschlagsarme Gegend darstellt (Fliri 1975).

2.2 Der Gletscher

Die größten Flächen des Hintereisferner liegen zwischen 3100-3200 m mit fast $0,5 \text{ km}^2$ pro 50 Höhenmeter (Abb. 8.1a). Er hat sowohl auf seiner orographisch linken wie rechten Seite einige Nebengletscher, welche seit dem letzten glazialen Maximum (um 1850), die Verbindung zum Hauptgletscher verloren haben.



Abbildung 2.2: Luftaufnahme des hinteren Rofentales mit dem Hintereisferner und seinen Seitengletschern von der Herbstbefliegung am 10.09.2004. Man beachte die charakteristischen Rückhaltemuster im Akkumulationsbereich. Gut zu erkennen sind ebenfalls der Toteiskörper an der Zunge sowie Seitenmoränen des letzten Höchststandes um 1850.

In diesem Kontext sei der Kesselwandferner erwähnt, der bis 1937 in den Hintereisferner einmündete. In den darauffolgenden Jahrzehnten ging der Schwund der Gletscher auch im hinteren Ötztal weiter, sodass die Zunge des Hintereisferners den direkten Kontakt zu Nasoferner (orographisch rechts), Vernaglwandferner, Langtauffererjochferner (2000) und Stationsferner (1969) (alle orographisch linke Seite) verlor.

Im untersten Teil des Gletschers blieb durch den Rückzug ein markantes Stück an Toteis zurück, das sowohl durch seine Schuttbedeckung, als auch seine günstige Lage am Schattengang viel langsamer abschmilzt als die Gletscherzunge selbst. Hydrologisch gehört der Hintereisferner zum Einzugsgebiet der Rofenache, welches mit einer Fläche von 165 km^2 zu ca. 40% vergletschert ist (Kuhn et al. 1979).

Die Abnahme der einmündenden Seitengletscher legt die Frage nach den eigentlichen Grenzen des Hintereisferners und somit seiner Fläche nahe. Da diese Seitengletscher nun



Abbildung 2.3: Aufnahme des Hintereisferners im Winter 2004 (1. April) von der Guslarspitze.

nicht mehr mit dem Hintereisferner zusammenfließen, wurden sie für meine Berechnungen im Folgenden nicht berücksichtigt. Mit dem Ausdruck Hintereisferner soll nur mehr der Hauptgletscher benannt werden, ehemalige einmündende Gletscher werden mit ihren spezifischen Namen gegebenenfalls erwähnt.

2.3 Geschichte der wissenschaftlichen Erforschung des Hintereisferners

Die Gletscher im Rofental werden schon sehr lange beobachtet. Durch Vorstöße und katastrophale Wasserausbrüche waren es die Furcht der einheimischen Bevölkerung und die wissenschaftliche Neugier, die die Augen auf die Gletscher dieses Tales richteten. Seit der ersten dokumentierten Bildung eines durch die Zunge des Vernagtferners aufgestauten Schmelzwassersees im Jahre 1599 folgten 3 weitere Vorstöße des Vernagtferners. In diese Zeit fällt auch die erstmalige Erwähnung des Hintereisferners, 1601 (Walcher 1773).

Jedes Mal waren es die Schmelzwässer des Hintereisferners und Hochjochferners, die einen Stausee an der Zunge des Vernagtferners formten. Plötzliche Ausbrüche scheinen in der Literatur 7 Mal auf, der letzte große “Surge“ des Vernagtferners mit anschließender Bildung eines Stausees war 1845, der letzte Wasserausbruch 1848 (Hoinkes 1969).

Von 1847 an, als die Gebrüder Schlagintweit (1850), die erstmals Geschwindigkeitsmessungen vornahmen, kam der Hintereisferner stärker in wissenschaftliche Observierung,

hauptsächlich durch Längenmessungen.

Die ersten regionalen Karten, auf welchen der Hintereisferner verzeichnet ist, wurden 1870 und 1888 erstellt (Span 1993), die erste detaillierte Karte des Hintereisferners im Maßstab 1:10.000 datiert aus dem Jahre 1899 (Hess und Blümcke 1894). Seit dieser Ausgabe wurden weitere 9 Karten gefertigt (1920, 1939, 1953, 1964, 1967, 1969, 1979, 1991, 1997).

Als weitere Wissenschaftler, die sich mit dem Hintereisferner auseinandersetzten, seien hier Mothes und Finsterwalder zu Beginn des 20. Jh. erwähnt (Blümcke und Finsterwalder, 1905; Mothes, 1927). Durch das Aufstellen eines ersten Niederschlagstotalisators im Akkumulationsgebiet des Gletschers durch das Institut für Meteorologie und Geophysik im Jahre 1926 hat die intensive, bis zum heutigen Tag andauernde wissenschaftliche Tätigkeit am Hintereisferner eingesetzt: Der Massenhaushalt wird seit 1952 untersucht, zunächst mit einer Kombination aus geodätischer und glaziologischer Methode, 1953/54 wurden die Beobachtungen durch Abflussmessungen von R. Rudolph (1961) ergänzt. Anfangs gab es 60 Ablationspegel, bald schon 70. Die maximale Anzahl von 101 Pegeln wurde in den 70-er Jahren erreicht (Matzi 2004). Heute gibt es auf dem Hintereisferner etwas weniger als 50 Pegel. Die Reduktion auf diese Zahl wurde mit der hohen Korrelation von benachbarten Pegeln besonders in der Mitte der Zunge begründet (Kuhn et al. 1999). Diese lange Reihe an ununterbrochenen Massenbilanzuntersuchungen ist eine der längsten weltweit.

Seit 1969 gibt es zudem noch ein Netz aus Niederschlagstotalisatoren, welche um den Gletscher aufgestellt sind.

Die lange Tradition an wissenschaftlichen Messungen am Gletscher, machen den Hintereisferner zu einem der bestuntersuchten Gletscher der Ostalpen.

Kapitel 3

Massenbilanzmessungen am Gletscher

3.1 Allgemeines

Die Massenbilanz eines Gletschers sagt aus, ob der Gletscher an Masse zunimmt oder verliert. In der kalten Jahreszeit speichert der Gletscher durch die Winterschneedecke Masse und kühlt aus. In der warmen Jahreszeit verliert der Gletscher an Eis und Schnee und wird erwärmt. Wenn mehr Masse am Ende eines Jahres auf dem Gletscher bleibt als abschmilzt, ist die Massenbilanz positiv. Energie- und Massenbilanz sind miteinander gekoppelt. Die Energiebilanz bestimmt wie viel Energie entweder zum Schmelzen und Verdunsten oder zum Kühlen des Gletschers zur Verfügung steht.

Massenbilanzen werden üblicherweise nicht nach kalendarischen Jahren, sondern nach dem hydrologischen Jahr (01.10. - 30.09) erstellt. Dies ist von Vorteil, weil das Minimum der Gletschermasse im Spätsommer ist und die Umsätze auf dem Gletscher klein werden.

3.2 Definitionen

Massengewinne und Verluste des Gletschers werden als Akkumulation und Ablation bezeichnet. Der Großteil der Akkumulation ist Schnee, der vor Ort fällt, aber auch Lawinen, Schneedrift oder Reif sind Akkumulationsformen. Ablationsformen sind Schmelzen und nachfolgender Abfluss, Verdunstung, Lawinen oder auch Winddrift.

Massenbilanzen werden üblicherweise als Wasseräquivalent in Volumen pro Einheitsfläche ausgedrückt: deshalb haben sie die Einheit von Längen.

Das Massenhaushaltsjahr oder Bilanzjahr muss nicht zwangsweise 365 Tage haben. Es ist der Zeitraum zwischen 2 Minima der Massenbilanz (t_1 und t_2 , siehe Abb. 3.1). Das Bilanzjahr kann in 2 Perioden unterteilt werden: in einen Winter, in dem mehr Masse dazu als weg kommt und einen Sommer, in dem genau das Umgekehrte passiert. Die Trennung der beiden Zeiträume erfolgt zum Zeitpunkt des maximalen Wertes des Wasseräquivalents der Winterschneedecke (t_m).

Die Akkumulationsrate \dot{c} ist die Rate der Zunahme des Wasseräquivalents, während die Ablationsrate \dot{a} die Rate der Abnahme des Wasseräquivalents darstellt. Die zeitlichen In-

tegrale dieser Komponenten bis zu einem bestimmten Zeitpunkt sind die Akkumulation c und Ablation a (Gl. 3.1).

Das zeitliche Integral über ein ganzes Bilanzjahr (t_1 bis t_2) werden als gesamte Akkumulation c_t und gesamte Ablation a_t bezeichnet. Diese können noch in ihre jeweiligen Anteile im Sommer und Winter aufgeteilt werden, z.B. für die Akkumulation in c_w und c_s .

Die Bilanz oder Massenbilanz b ist die Summe von Akkumulation und Ablation, die Netobilanz b_n ist die Massenbilanz am Ende des Haushaltsjahres. Die genannten Ausdrücke sind in Abb. 3.1 dargestellt und können wie folgt formuliert werden (Paterson 1994).

$$b = c + a = \int_{t_1}^t (\dot{c} + \dot{a}) dt \quad (3.1)$$

$$b_n = b_w + b_s = c_t + a_t = c_w + c_s + a_w + a_s = \int_{t_1}^{t_m} (\dot{c} + \dot{a}) dt + \int_{t_m}^{t_2} (\dot{c} + \dot{a}) dt \quad (3.2)$$

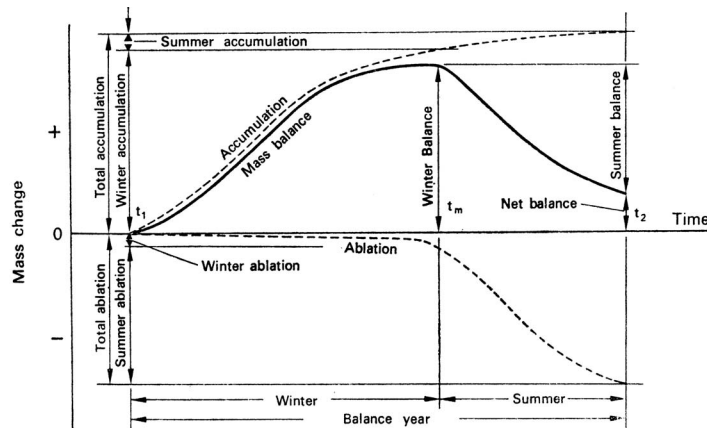


Abbildung 3.1: Definition von lokalen Massenbilanztermen. Eine Beschreibung befindet sich im Text (Paterson 1994).

3.3 Methoden zur Bestimmung der Massenbilanz

Es gibt mehrere Möglichkeiten die Massenbilanz eines Gletschers zu bestimmen: die **direkte glaziologische Methode**, die **geodätische Methode**, die **hydrologisch - meteorologische Methode** und **indirekte Methoden**.

3.3.1 Die direkte glaziologische Methode

Diese Methode zielt auf die Integration der lokalen spezifischen Bilanz $b(x,y)$ über die gesamte Gletscherfläche ab. Die lokale Bilanz ist ihrerseits die Summe aus Akkumulation c und Ablation a . Die mittlere spezifische Bilanz ergibt sich zu:

$$\bar{b} = \frac{1}{S} \int b(x,y) dx dy \quad (3.3)$$

wobei S die gesamte Gletscherfläche ist (Kuhn et al. 1999).

In der Praxis bedeutet dies, dass man an ausgesuchten Stellen des Gletschers die lokale Bilanz bestimmt und im unüberwachten Bereich dazwischen interpoliert. Es wird angenommen, dass die so bestimmte Bilanz für eine gewisse Höhenzone (mit Fläche s und mittlerer Höhe z) gültig ist. Die mittlere spezifische Bilanz vereinfacht sich folglich zu:

$$\bar{b} = \frac{1}{S} \int b(z)s(z)dx dy \quad (3.4)$$

Im Ablationsgebiet des Gletschers werden Pegelstangen ins Eis eingebohrt, welche durch ihr Ausmelzen den Masseverlust anzeigen, im Akkumulationsgebiet werden Schneeschächte bis auf die meist gut erkennbare, vorjährige Oberfläche (h_1) gegraben. Als Dichte für Eis wird 900 kg m^{-3} verwendet, bei den Schneeschächten kann man mit Dichte und Höhe des Schachts den Wasserwert der Schneedecke berechnen:

$$b(x, y) = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{h_1}^{h_2} \rho(h, t_2, x, y) dh \quad (3.5)$$

Die Höhe der Gleichgewichtslinie (*ELA*) ist nach Gleichung 3.4 jene Höhe in der die $b(z)$ Kurve die Nulllinie (das erste Mal) schneidet.

Die Fläche des Akkumulationsgebietes S_c ist das Integral aller Flächen mit positiver spezifischer Massenbilanz, hingegen ist die Fläche des Ablationsgebietes S_a das Integral aller Flächen mit negativer Bilanz.

Das Bilanzvolumen des Akkumulationsgebietes B_c drückt die durch den Gletscher gespeicherte Wassermenge aus, das Bilanzvolumen des Ablationsgebietes B_a ist die geschmolzene Wassermenge, berechnet nach Gleichung 3.6.

$$B = B_c + B_a = \int_{S_c} \bar{b} dS + \int_{S_a} \bar{b} dS \quad (3.6)$$

3.3.2 Die geodätische Methode

Bei der geodätischen Methode wird die Veränderung des Gletschervolumens aus der Differenz zwischen 2 Karten, die den Gletscher zu verschiedenen Zeiten zeigen, berechnet. Dabei hängt die Qualität des Resultats insbesondere von der Qualität der aufgenommenen Karten und deren Maßstab ab. Es kann jeweils die absolute Höhenänderung der lokalen Gletscheroberflächen zwischen zwei Zeiten bestimmt werden, liegen jedoch die zwei Kartenwerke zeitlich weit auseinander, so kann nur ein mittlerer Zuwachs/Verlust an Eis berechnet werden.

3.3.3 Die hydrologische Methode

Bei dieser Methode wird versucht den Massenhaushalt eines Gletschers als Restglied der hydrologischen Bilanz eines Einzugsgebietes zu bestimmen. Auf diese Art kann nur die Nettobilanz b eruiert werden, nicht jedoch eine Höhenabhängigkeit der Massenbilanz.

Die Gleichung die es dabei zu lösen gilt beinhaltet den Gebietsniederschlag N , den Abfluss A , die Verdunstung V und ein Restglied S (die Änderung des Speichers in Gletschern, perennierenden Schneeflächen und im Grundwasser).

$$S = N - A - V \quad (3.7)$$

Niederschlag und Abfluss des Einzugsgebietes werden meist gemessen, die Verdunstung aufgrund ihrer verhältnismäßig geringen Größe geschätzt.

3.3.4 Indirekte Methoden

Kennt man die Massenbilanz eines Gletschers und ihre räumliche Verteilung über eine gewisse Anzahl von Jahren so kann die spezifische Massenbilanz b anhand einer Reihe von anderen Kennzahlen indirekt ermittelt werden.

Eine Möglichkeit bietet sich durch den Zusammenhang von AAR (Verhältnis der Fläche des Akkumulationsgebietes zur Gesamtfläche des Gletschers) und b . Wenn die Fläche des Akkumulationsgebietes (z.B. aus Luftaufnahmen) bekannt ist, lässt sich mit eingeschränkter Sicherheit sagen wie groß die Bilanz ist. Abbildung 3.2b zeigt, wie gut die beiden Variablen miteinander korrelieren.

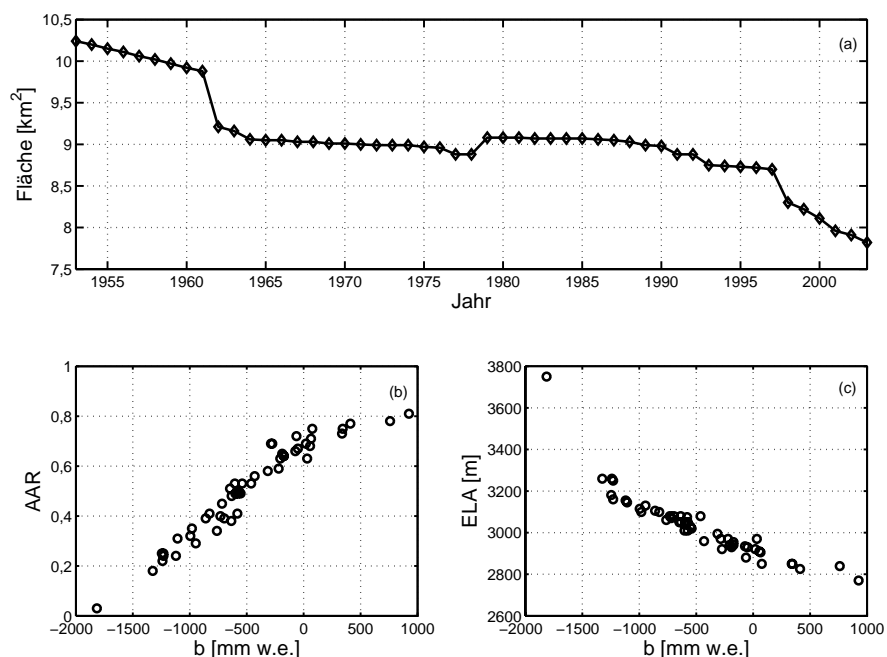


Abbildung 3.2: (a) Die Flächenentwicklung des gesamten Hintereisferners (inklusive Nebengletschern) zeigt insgesamt einen Abwärtstrend, der sich seit Mitte der 90er Jahre beschleunigt. Den starken Abfällen (Anfang der 60er Jahre, Mitte der 90er) liegen neuere Kartenwerke zugrunde. Durch ausgeglichene Massenbilanzen von Mitte der 60er bis Anfang der 80er Jahre änderten sich die Fläche kaum. Abb.(b) zeigt den Zusammenhang zwischen Massenbilanz und AAR (Accumulation Area Ratio), Abb.(c) den zwischen der Massenbilanz und der Gleichgewichtslinie (ELA). (IMGI 2004).

Es scheint, dass die Bandbreite von AAR umso größer ist, je positiver die Massenbilanz

ist. Möglicherweise liegt dies aber auch nur an der geringen Anzahl von positiven Jahren im Vergleich zu negativen.

Eine weitere Möglichkeit der indirekten Massenbilanzbestimmung bietet sich wenn man die Höhe der Gleichgewichtslinie *ELA* kennt. Abbildung 3.2c zeigt den einfachen Zusammenhang: je höher die Gleichgewichtslinie liegt, umso größer ist die Fläche mit negativer Bilanz, weshalb auch die Bilanz negativer wird. Nun ist die *ELA* aber im Normalfall nicht direkt sichtbar, sondern nur eine gedachte und berechnete mittlere Nullhöhe, die auf verschiedenste charakteristische Rückhalte- und Abschmelzmuster nicht Bezug nimmt. Deshalb eignet sich diese Methode i.a. weniger gut für praktische Zwecke.

Kapitel 4

Energiebilanz eines Gletschers

4.1 Die Energiebilanz

Die Energiebilanz einer Schneedecke oder eines Eiskörpers ist die Summe aller einwirkenden Energieflüsse und kann eindimensional folgendermaßen definiert werden (Kuhn et al. 1999):

$$F_R + F_H + F_L + F_G + F_P + F_M = 0 \quad (4.1)$$

Energie kann nicht vernichtet werden, es kann jeweils nur eine Energieform in einen andere umgewandelt werden (I. Hauptsatz der Thermodynamik). Deshalb ist die Summe aller Energieflüsse in $W m^{-2}$ in Gle. 4.1 Null. Die Indizes R, H, L, G, P und M beziehen sich auf die Strahlung, Fühlbare und Latente Wärme, Wärmeleitung, die Energie des Regenwassers und die Schmelzenergie. Man könnte auch sagen, dass die Summe der Energieflüsse R, H, F, L und G je nach resultierendem Vorzeichen bestimmen, ob Energie an der Oberfläche verfügbar ist ($F_M < 0$, Schmelzen) oder der Schneedecke entzogen wird ($F_M > 0$, Abkühlung der Schnee/Eisdecke).

In Abbildung 4.1 wird auf die in dieser Arbeit verwendeten Vorzeichenkonvention der Energieflüsse eingegangen: Alle auf die Oberfläche gerichteten Energieflüsse haben konventionsgemäß ein positives Vorzeichen, die vertikale Achse in beide Richtungen von der Oberfläche weggehend ist ebenfalls positiv vereinbart.

Im Gegensatz zu anderen natürlichen Oberflächen (Gras bedeckter Boden, Sand, ...) findet die Absorption von kurzwelliger Strahlung in Schnee und Eis nicht ausschließlich an einer Fläche, sondern in einem Volumen statt. Verkomplizierend kommt noch die Wirkung des Wasser auf die Schneedecke hinzu: Regenwasser oder Schmelzwasser kann durch die Schneedecke sickern und besonders durch Phasenübergänge große Energiemengen in kurzer Zeit vertikal transportieren.

Der große Unterschied zwischen Schnee und Eis bezüglich der Energiebilanz ist der, dass bei einer Schneedecke an der Oberseite geschmolzenes Wasser in den Schneekörper eindringt und dort die Schneedecke erwärmt wenn es wiedergefroren. Ab einer Dichte von ca. 830 kg m^{-3} ist Firn für Wasser nicht mehr durchlässig. Dafür ist die Wärmeleitung

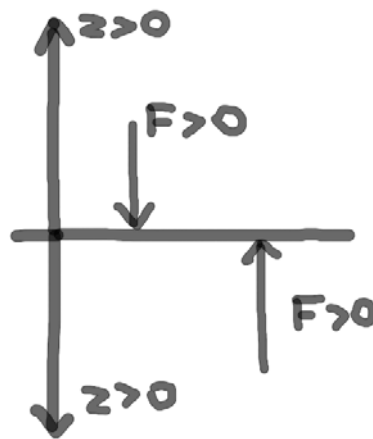


Abbildung 4.1: Vorzeichenkonvention der in Gleichung 4.1 definierten Energiebilanz.

bei Eis weitaus größer als bei Schnee, der durch seinen hohen Luftanteil (bis zu 90% bei lockerem Neuschnee einer Dichte von $\rho = 100 \text{ kg m}^{-3}$) sehr gut isoliert.

Viele Gründe sprechen deshalb dafür die Energiebilanz nicht auf eine Fläche sondern auf ein Volumen zu beziehen (Oke 1978).

$$F_R + F_H + F_L + F_P = \Delta F_S \quad (4.2)$$

wobei F_R die Nettostrahlungsbilanz ist, und ΔF_S die Änderung der in der Schneedecke gespeicherten Energie ist, d.h. Konvergenzen und Divergenzen der vertikalen Wärmeflüsse im Volumen darstellt. Dieses Konzept verfolgt auch SOMARS.

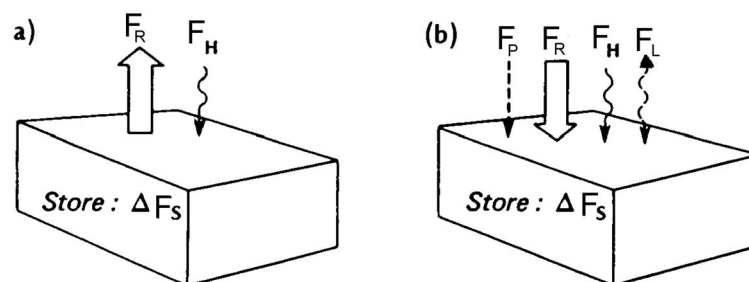


Abbildung 4.2: In der kalten Jahreszeit (a) mit niederen Sonnenständen reduziert sich die Energiebilanz der die Schneedecke im wesentlichen auf den Strahlungsverlust (F_R) und den durch die stabile Schichtung der bodennahen Luft zur Oberfläche gerichteten fühlbaren Wärmestrom (F_H). In der Ablationszeit (b) mit hohen Lufttemperaturen und einer schmelzenden Schneedecke spielen auch Energie aus Regen (F_P) und durch die exponentielle Zunahme des Sättigungsdampfdruckes mit der Temperatur auch latente Energieumsätze (F_L) eine größere Rolle (Oke 1978).

4.2 Komponenten der Energiebilanz

4.2.1 Strahlungsbilanz

Hauptenergielieferant der Erde ist die Sonne. Die Strahlung besteht aus einem kurzwelligen und einem langwelligen Teil, durch welche alle relevanten Prozesse in Gang gesetzt werden.

Der kurzwellige Anteil wird Globalstrahlung genannt und hängt von vielen Parametern ab (Tab. 4.1). Sie trifft auf die Schnee oder Eisoberfläche, welche einen Teil (nach teilweisem Eindringen) absorbiert. Der Rest wird je nach Albedo (ein Maß für die Reflektivität von kurzwelliger Strahlung) des Schnees/Eises wieder in den oberen Halbraum reflektiert. Die Albedo ist für den Energiehaushalt eines Gletschers von zentraler Wichtigkeit, sie schwankt von ca. 15% bei verschmutztem Eis bis ungefähr 90% bei Neuschnee. Es wurde von verschiedenen Autoren (Hoinkes und Steinacker 1975, (?), Oerlemans and Klok 2004) gezeigt, welche positiven Folgen ein Sommerschneefall für einen großteils aperen Gletscher haben kann. Sie nimmt mit zunehmenden Alter des Schnees ab, aber schon wenige cm Neuschnee reichen aus, um die Albedo erneut deutlich zu erhöhen. Die Albedo hat i.a. auch einen tageszeitlichen Gang mit höheren Werten in der Früh und am Abend und einem Minimum um die Mittagszeit. Der Grund hierfür liegt im Winkel der einfallenden Globalstrahlung, der untertags höher ist, und somit durch die Streueigenschaften des Schnees weniger Strahlung aus der Schneedecke gestreut wird als in den Morgen- oder Abendstunden (Oke 1978).

Variable	Kurzbezeichnung	Effekt
Deklination	δ	Jahreszeiten
geographische Breite	φ	Unterschied Sommer - Winter
Stundenwinkel	t	Tageszeit
Exzentrizität	ϵ	Distanz Sonne-Erde
Horizontabschattung		Verringerte Sonneneinstrahlung
Oberflächenneigung	n	„neudefinierter“ Horizont
Transmissionskoeffizient	$q(h)$	Durchlässigkeit der Atmosphäre
Effekte durch Wolken		Abschattung, Erhöhung der diffusen Strahlung

Tabelle 4.1: Abhängigkeiten der Globalstrahlungstrahlung.

Die Absorption kurzwelliger Strahlung in Schnee oder Eis folgt einer exponentiellen Kurve, dem Gesetz nach Beer (Tab. 4.3). Im Medium findet eine Strahlungsflusskonvergenz statt: je weiter die Strahlung in die Schneedecke gelangt, umso weniger Strahlungsenergie ist von der ursprünglich an der Oberfläche verfügbaren vorhanden.

Wenn kurzwellige Strahlung in eine Schneedecke eindringt, wird die Strahlung an den Schneekörnern gestreut und so in neue Richtungen gelenkt, wo wieder Schneekörner im Wege stehen. Beim Durchdringen der Schneekristalle findet aber auch Absorption statt. So wird die Strahlung mehr und mehr geschwächt. Praktisch gesehen tritt weitaus mehr kurzwellige Strahlung in die Schneedecke ein, als schlussendlich davon absorbiert wird.

Die Reflexion der Globalstrahlung der Schneedecke findet nicht nur an der Oberfläche statt, sondern die eingedrungene Strahlung wird teilweise wieder aus der Schneedecke gestreut und trägt so zur Erhöhung der Albedo bei. Es ist aber noch ein weiterer Faktor denkbar: in der Früh und am Abend ist die Schneeoberfläche am kältesten (womöglich gefroren), womit sich durch spiegelnde Reflexion zusammen mit den niederen Sonnenhöhen eine relativ hohe Albedo ergibt. Untertags wird sie durch die Sonne aufgewärmt und ein Wasserfilm kann sich ausbilden, der die Albedo der Schneedecke näher zu jener von Flüssigwasser führt.

$$K \downarrow_z = K \downarrow_0 \exp^{-\kappa z} \quad (4.3)$$

wobei $K \downarrow_z$ die in einer Tiefe z vorhandene Strahlungsflussdichte ist, $K \downarrow_0$ die an der Oberfläche in die Schneedecke eindringende Bestrahlungstärke ist, und κ der Extinktionskoeffizient in der Einheit m^{-1} ist. Dieses Extinktionsgesetz gilt streng genommen nur spektral, da der Extinktionskoeffizient von der Wellenlänge abhängig ist.

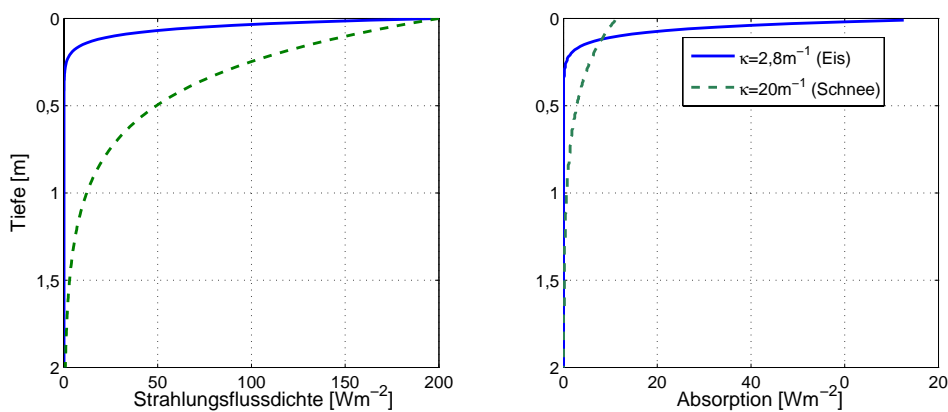


Abbildung 4.3: Berechnete Energieflussdichte und absorbierte kurzwellige Strahlung in Eis (grün) und Schnee (blau) bei einer Dichte von $\rho = 300 \text{ kg m}^{-3}$. Es wurde angenommen, dass eine Strahlungsflussdichte von 200 W m^{-2} in die Schneedecke eindringt.

Die Abbildungen 4.3 zeigen sowohl die Strahlungsflussdichte (links) als auch die in einer Tiefe z von einer Schicht der Größe $dz = 1 \text{ cm}$ absorbierte Strahlungsmenge (rechts). Die Werte für den Absorptionskoeffizienten für Eis ($\kappa = 2,8 \text{ m}^{-1}$) und Schnee ($\kappa = 20 \text{ m}^{-1}$) einer Dichte von 300 kg m^{-3} stammen aus dem verwendeten Energiebilanzmodell SOMARS. Die Strahlung dringt in Eis viel weiter ein als in Schnee. Während in letzterem die gesamte Absorption in den obersten 30 cm stattfindet, ist bei Eis selbst in einer Tiefe von 1,5 m noch 1% der ursprünglichen Energie vorhanden (Oke 1978).

Die kurzwellige Strahlungsbilanz ist immer positiv, in der Nacht aber Null.

Der langwellige Teil der Strahlungsbilanz ist temperaturabhängig. Jeder Körper strahlt nach seiner Temperatur eine gewisse Energie (E) ab, Stefan und Boltzmann haben das gleichnamige Gesetz formuliert:

$$E = \varepsilon \sigma T^4 \quad (4.4)$$

Diese Gleichung entspricht dem Integral der Planckkurve über alle Wellenlängen und dem Raumwinkel $d\omega = 2\pi$. Der Wert der Emissivität ε ($0 < \varepsilon < 1$) entspricht der Fähigkeit Energie abzugeben bzw. aufzunehmen und wird durch das Kirchhoffgesetz beschrieben. Eis und Schnee können nahezu als schwarze Körper betrachtet werden, der perfekt emittiert und absorbiert, sie haben ein ε von praktisch 1. Die starke Absorptionsfähigkeit von Schnee und Eis im Infrarot bewirkt, dass die langwellige Energie (Aus- und Einstrahlung) in einer sehr dünnen Oberflächenschicht umgesetzt wird. Die Stefan-Boltzmann-Konstante σ hat den Wert $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$. Somit strahlt die Gletscheroberfläche je nach ihrer Temperatur, welche durch das Schmelzen nicht über 0°C steigen kann. Die emittierte Strahlung kann somit nicht mehr als 316 W m^{-2} erreichen, ein insgesamt tiefer Wert wenn man an sommerliche Globalstrahlungsspitzen von über 1000 W m^{-2} denkt. Auch die über dem Gletscher liegende Atmosphäre strahlt weitgehend nach ihrer Temperatur, worin v.a. die untersten Luftschichten (einige 100 m) bestimmend sind. Luft hat kein so hohes Strahlungsvermögen wie Schnee, ε liegt bei ca. 0,7, abhängig von Temperatur und dem stärkstem Treibhausgas, dem Wasserdampf. Bedecken jedoch Wolken den Himmel, strahlen diese mit einem $\varepsilon \approx 1$ und so ist der Unterschied zwischen atmosphärischer Gegenstrahlung und langwelliger Ausstrahlung nur mehr von den beiden Temperaturen (Boden und einer gewichteten Temperatur der Atmosphäre) abhängig.

Die Nettobilanz der langwelligen Komponenten ist klein gegenüber den möglichen Umsätzen der kurzwelligen Strahlung am sommerlichen Tag. Die langwellige Bilanz ist meist negativ, nur in Fällen in denen Wolken eine höhere Temperatur als die Oberfläche haben, gewinnt die Oberfläche mehr Energie durch die atmosphärische Gegenstrahlung als sie durch die langwellige Ausstrahlung verliert.

Die Strahlungsbilanz als Summe aller 4 Komponenten ist am Gletscher nachts für gewöhnlich negativ, untertags positiv, wobei die Albedo der bestimmende Faktor ist.

Innerhalb der Schneedecke spielt die langwellige Strahlung auch eine Rolle: sind Temperaturgegensätze vorhanden (seien es vertikale wie horizontale) wird nach obiger Formel Netto-Energie zwischen den Körnern ausgetauscht und so die Unterschiede in der Temperatur verringert.

Strahlungsuntersuchungen am Hintereisferner haben eine lange Tradition. Es sei an die Untersuchungen im Sommer 1971 in einer Höhe von 2960 m mit einer Energiebilanzstation erinnert, die Daten dieser Messungen sind in Wagner (1978) und in Tanzer (1986) ausgewertet. Des weiteren wurde im Juli 1989 eine vollständige Energiebilanz auf 2960 m gemessen (1996).

4.2.2 Fühlbare Energie

Dieser Energietransport kommt durch die Temperaturunterschiede zwischen Oberfläche und Luft zustande. Je größer der Temperaturunterschied umso mehr Energie wird von der Oberfläche in die Luft oder umgekehrt transportiert. Dabei spielt die Windgeschwindigkeit eine wichtige Rolle: je größer diese ist, umso leichter kann die Energie ausgetauscht

werden.

Auf dem Gletscher herrscht im allgemeinen eine bodennahe Inversion, d.h. die Lufttemperatur ist höher als die Oberflächentemperatur, weil es für die Temperatur des schmelzenden Mediums eine obere Grenze (0°C) gibt. Diese bedingt einen positiven fühlbaren Wärmestrom, der von der Luft zur Oberfläche hin gerichtet ist (Abb. 4.2) (Tanzer 1986).

4.2.3 Latente Energie

Im Gegensatz zum Transport von fühlbarer Energie ist die latente Energie an einen Massenfluss von Wasserdampf gekoppelt. Es wird angenommen, dass über der Schnee- oder Eisfläche immer Sättigung herrscht. Hat die Luft einen geringeren Dampfdruck als die Oberfläche gibt es Verdunstung/Sublimation, im umgekehrten Fall kommt es zur Kondensation. Bei gefrorener Oberfläche muss mehr Energie aufgebracht werden um das Wasser vom festen in den gasförmigen Zustand zu bringen ($2,83 \text{ MJ kg}^{-1}$) als beim Übergang von flüssiger in gasförmige Phase ($2,5 \text{ MJ kg}^{-1}$). Auch Verdunstung kann in der Ablationszeit eine wichtige Rolle für die Massenbilanz des Gletschers spielen: Ist der Dampfdruck der Luft geringer als an der Oberfläche, wird die überschüssige Energie zunächst zur Verdunstung verwendet, erst der Rest steht für das Schmelzen zur Verfügung. Bei der Verdunstung wird aber 7,5 Mal mehr Energie verbraucht als beim Schmelzen, weswegen der Gletscher bei Verdunstung weitaus weniger Masse verliert, als wenn die gesamte verfügbare Energie zum Schmelzen verwendet werden kann. Tritt allerdings der umgekehrte Fall ein, dass z.B. im Sommer sich hohe Temperatur mit hoher Luftfeuchtigkeit paart, und somit ein vom Boden weg gerichteter Gradient des Dampfdruckes herrscht, gewinnt die Eisoberfläche durch die Kondensation Masse und Energie.

Im Winter kann die latente Wärme in Anbetracht anderer Komponenten oft vernachlässigt werden (siehe Abb. 4.2a).

Neben dem Austausch latenter Energie zwischen der Atmosphäre und der Schneedecke ist der Dampfdrucktransport auch innerhalb der Schneedecke ein (besonders im Winter) wichtiger Mechanismus um Energie und Masse in der Schneedecke vertikal umzuschichten. Durch die auftretenden starken Temperaturgradienten in der Winterschneedecke gibt es in den Schneekristallzwischenräumen einen vertikalen Transport von Wasserdampf. Da der obere Bereich der Schneedecke meist kälter ist als die darunter liegenden Schichten wird i.a. Wasserdampf und somit auch Energie von unten nach oben transportiert. Die Bildung von Tiefenreif ist ein damit zusammenhängendes Phänomen.

Die Verdunstung am Hintereisferner hat Kaser (1983) im Sommer 1980 gemessen.

4.2.4 Wärmeleitung

Wärmeleitung versucht Temperaturgradienten im Schnee auszugleichen. Ist die Temperatur einer Schicht kälter als ihre Umgebung so wird durch Wärmeleitung solange Energie dorthin geleitet, bis der Gradient verschwindet.

Die Wärmeleitung hat eine große Abhängigkeit von der Dichte des Schnees: lockerer

Neuschnee mit geringen Dichten hat einen hohen Anteil an Luft, die sehr gut isoliert. Je dichter der Schnee durch Setzung oder Eindringen von Wasser wird, umso besser leitet er. Sobald aber die gesamte Schneedecke auf die Schmelztemperatur gebracht wurde, gibt es keine Wärmeleitung mehr.

Wärmeleitungsprozesse können folgendermaßen beschrieben werden:

$$F_G = -K \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4.5)$$

mit K als Wärmeleitfähigkeit in $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$.

Der Schnee schützt den Gletscher vor dem Auskühlen während des Winters, innerhalb der Schneedecke gibt es daher i.a. große Gradienten der Temperatur. Während auf unseren Alpengletschern die Temperatur an der Oberfläche auch unter -20°C fallen kann, herrschen an der Grenzfläche Eis-Schnee i.a. nur wenige Grad unter Null. Die Leitung kann diesen Effekt kaum kompensieren, da die effektive Wärmeleitfähigkeit klein ist.

4.2.5 Schmelzwärme und Regen

Das Eindringen von Schmelzwasser oder Regen in eine noch nicht auf 0°C temperierte Schneedecke hat für die Schneedecke eine große Bedeutung. Eindringendes Wasser gefriert in der Tiefe wieder, der Schnee erwärmt sich durch die frei werdende Schmelzwärme ($0,33 \text{ MJ kg}^{-1}$). In der Ablationszeit wird so die Schneedecke bei schmelzender Oberfläche innerhalb weniger Tage aufgewärmt und verdichtet.

Trifft die Wasserfront auf die Eisfläche auf, kann sich bei geringer Neigung des Hanges und langsamen Abfluss, sog. Aufeis (engl. superimposed ice) bilden, eine Eisschicht auf der eigentlichen Gletschereisfläche. Ist das Gletschereis kalt genug kann es bis zu einigen Dezimetern dick werden.

Ist jedoch die Schneedecke bereits auf 0°C , so ist Regen kein besonders großer Energielieferant für die Schneedecke. 100 mm Regen einer Temperatur von 5°C hätten beispielsweise dann $2,093 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-2}$ womit man lediglich 6,3 kg Eis oder Schnee pro m^2 (ca. 7 mm Eis) schmelzen könnte.

Kapitel 5

Daten

5.1 Die Stationen

Das EU-Projekt OMEGA (Development of Operational Monitoring System for European Glacial Areas) sah für den Hintereisferner u.a. vor eine automatische Wetterstation (AWS) aufzustellen. Am 6. August 2003 wurden 2 Stationen auf den Gletscher geflogen und aufgestellt. Die Daten beider AWS wurden im Rahmen dieser Diplomarbeit verwendet.

Eine Wetterstation, fortan *Station Zunge* genannt, liegt auf 2640 m auf dem untersten Teil der Gletscherzunge, welche dort den gesamten Talboden ausfüllt und deren Begrenzungshänge bis über 3000 m hoch reichen. Der Standort kann als repräsentativ für den gesamten unteren Bereich des Hintereisferners angesehen werden: die Wetterstation liegt in der Mitte der in diesem Bereich ca. 150 m breiten Zunge, also in der Hauptfließlinie des Gletschers, weniger als 1 km vom Gletscherende entfernt (Abb. 5.1). Charakteristisch für die gesamte Zunge sind sowohl die starke Kanalisierung der Luftströmungen im tief eingeschnittenen Tal und die nahezu konstante Steigung in Richtung der höheren Bereiche des Gletschers, in denen der Gletscher sowohl seine Fließrichtung ändert, als auch deutlich breiter wird. Ein weiteres Charakteristikum für die Zunge ist die Abschattung durch den Rofenberg, auf der orographisch rechten Seite der Zunge, während der obere Teil des Gletschers deutlich weniger Horizontabschirmung aufzuweisen hat.

Die zweite Station, die *Station Teufelsegg* (Abb. 5.1), liegt in einer Höhe von 3048 m, an einer flachen Stelle des Gletschers, eingebettet in eine Ansammlung unzähliger Gletscherspalten welche aufgrund des Rekordsommers 2003 (die Massenbilanz 2003 des Hintereisferner belief sich auf -1882 mm) und der großen Schmelze zum Vorschein getreten sind. In diesem Bereich liegt die mittlere Höhe der Gleichgewichtslinie der letzten Jahrzehnte (Tab. A.1) weshalb sich an der Station kein Eis, sondern Firn befindet. Im Bereich knapp über 3000 m liegen auch die größten Flächen des Gletschers (Abb. 8.1a), nicht mehr in einem Tal gelegen, sondern in einem Halbrund, sodass sowohl Orientierungswinkel der Hänge als auch Horizontabschattung stark schwanken. Deshalb ist die Station Teufelsegg hinsichtlich gewisser meteorologischen Parameter (Wind, Globalstrahlung, Schneeablagerung), nur für einen kleineren Teil des Gletschers repräsentativ, wenn überhaupt nicht

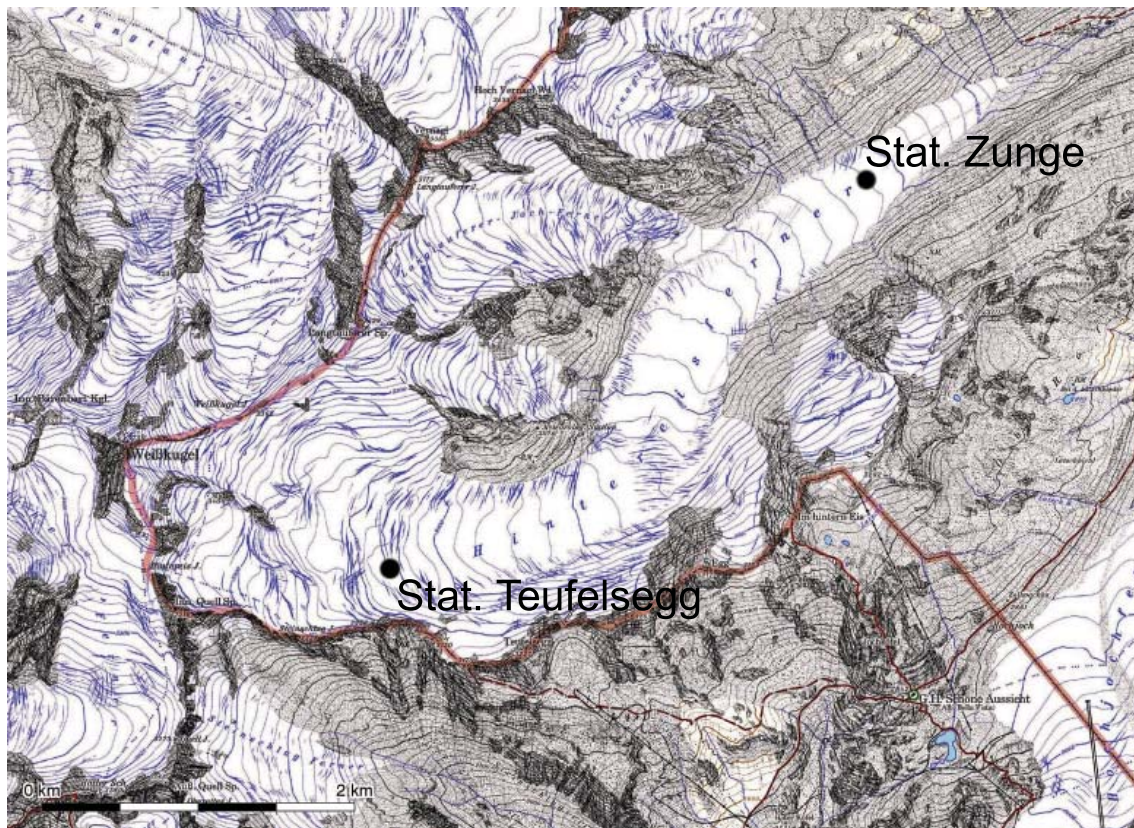


Abbildung 5.1: Karte des Hintereisferners mit den Standorten der beiden automatischen Wetterstationen (Alpenvereinskarte 2004, Gletschergrenzen von 1979).

nur für ihren Punkt. Weiters nimmt die Steilheit in diesem Gebiet deutlich zum Weißkugelpfand hin zu, wobei es aber immer noch kleine, aber markant flache Teilstücke gibt, die besonders in Jahren mit negativer Massenbilanz, mit ihren Rückhaltemustern auffallen.

Für meine Simulationen der Massenbilanz von 2003/04 wurden die Daten vom 17. September 2003 bis 24. Dezember 2004 verwendet. Bis zum 24. Oktober 2004 haben die Daten ein 10 minütiges Intervall (berechnet aus 1 Minuten Abfragen), ab diesem Tag gibt es nur mehr Stundenmittelwerte.

5.1.1 Station Teufelsegg

Die Station Teufelsegg (Abb. 5.2) ist mit ihrem Hauptmast in den Firn eingebohrt und misst alle für die Energiebilanz notwendigen meteorologischen Messwerte (Tab. 5.1). Zusätzlich werden noch die Schneetemperaturen an der Firnobergrenze und 50 cm darüber gemessen.



Abbildung 5.2: Die Station Teufelsegg am Tag des Aufstellens gegen die Weißkugel; Auf dem linken Ausleger befinden sich beide Pyrano- und Pyrgeometer und der Young'sche Strahlungsschutz für den Temperatur- und Feuchtemesser. Auf dem rechten Ausleger sind der Ultraschallsensor und das Anemometer zu erkennen. In der Mitte befindet sich der Schaltkasten mit der Datenerfassung und der Batterie. Auf dieser Richtung Osten schauenden Seite des Gletschers befinden sich mehrere Geländekanten, welche von flachen Stellen getrennt sind.

5.1.2 Station Zunge

Die Station Zunge ist im Gegensatz zur Station Teufelsegg eine auf dem Eis aufliegende Station, d.h. die Gestänge wurden nicht eingebohrt. Der in Abb. 5.3 noch auf einem externen Gestänge montierte Ultraschallsensor (nicht miteinschmelzend) wurde ab Oktober 2003 auf die Querstange, neben die Strahlungsmessgeräte, montiert. Auch hier werden alle für die Energiebilanz erforderlichen meteorologischen Parameter gemessen (Tab. 5.1), jedoch nur eine Schneetemperatur (an der Grenzfläche zwischen Schnee und Eis). Mit den Daten dieser Station (Aug. 2003 - Aug. 2004) wurde bereits eine Schneemodellstudie durchgeführt (Olefs 2005).

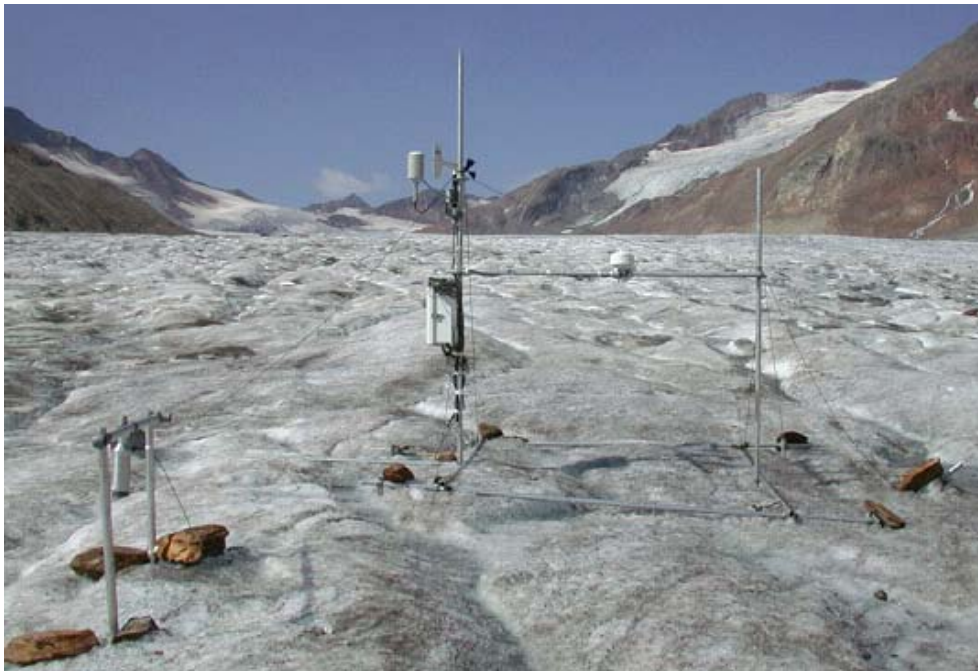


Abbildung 5.3: Die Wetterstation auf der Zunge am Tag des Errichtens mit Blick auf die oberen Teile des Gletschers.

Parameter	Instr. Teufelsegg	Hersteller	Instr. Zunge	Hersteller
Temperatur, relative Feuchte	HMP45AC	Vaisala	HMP45AC	Vaisala
Windgeschwindigkeit, Windrichtung	05103 Wind Monitor	Campbell Sci.	05103 Wind Monitor	Campbell Sci.
Kurzw. Strahlung	CM3 (CNR1)	Kipp & Zonen	CM1	Kipp & Zonen
Langw. Strahlung	CG3 (CNR1)	Kipp & Zonen	CG1	Kipp & Zonen
Schneetemperatur	BT	UIT Gmbh	BT	UIT Gmbh
Schnee/Eishöhe	SR50	Campbell Sci.	SR50	Campbell Sci.

Tabelle 5.1: Gemessene meteorologische Parameter an beiden Station und verwendete Geräte.

5.2 Zusätzliche Messungen

Neben den von den Wetterstationen gemessenen Daten gibt es während des Winters noch eine Reihe von handgemessenen Profilen von Temperatur und Dichte innerhalb der Schneedecke an den Standorten der Stationen. Zusätzlich wurden an 3 Tagen Schneehöhensondierungen am Gletscher durchgeführt.

Während der Ablationsperiode gibt es zudem noch die standardmäßig durchgeführten Ablesungen der Pegel auf der Zunge. Schließlich stehen noch Schachtdaten von der Herbstbegehung am 30.09.2004 zur Verfügung, wobei an 11 Punkten im Akkumulationsgebiet das Wasseräquivalent der Altschneedecke gemessen wurde. Eine Zusammenstellung aller an den beiden Stationen vorgenommenen Messungen bietet Tab. 5.2. Alle diese Daten dienen als Vergleich zur Modellierung.

Besuch	Teufelsegg	Zunge	andere Messungen
30.09.2003	S	S	/
27.12.2003	S, T- ρ	S, T- ρ	/
04.02.2004	S, T- ρ	S, T- ρ	SS
25.02.2004	/	S	/
18.03.2004	S, T- ρ	S, T- ρ	SS
30.03.2004	/	S	/
17.(18.)05.2004	S, T- ρ	S, T- ρ	SS
31.05.2004	/	S	/
17.06.2004	/	S	/
07.07.2004	/	S	/
18.08.2004	S	S	/
30.09.2004	S	S	/
15.12.2004	S, T- ρ	S, T- ρ	/

Tabelle 5.2: Besuche bei den Wetterstationen und getätigte Messungen. Abkürzungen: S...Schneehöhe (falls vorhanden) und Distanz Ultraschall-Oberfläche, T- ρ ... Temperatur- und Dichteprofil der Schneedecke, SS...Schneehöhensondierungen auf dem Gletscher.

5.3 Daten umliegender Wetterstationen

Es wurden insgesamt 8 Wetterstationen, welche gut verteilt um die Weißkugel liegen, für die Kontrolle der Daten der Gletscherstationen und der Abschätzung des Sommerregens an den Standorten am Hintereisferner betrachtet (Tab. 5.3, Abb. 5.4). Sieben dieser Stationen liegen in Süd-, eine liegt in Nordtirol (Vent). 5 Stationen (Außerrojen, Melag, Matsch, Kurzras, Vernagt) liegen in Seitentälern des Vinschgaus. Eine Station, Platt, liegt in Passeier, weist hohe Südstauniederschläge auf, deren Intensität mit denen am Hintereisferner zu vergleichen sind. Insgesamt liegen alle Stationen in unmittelbarer Nähe zum Alpenhauptkamm, lediglich Marienberg und Matsch liegen etwas weiter davon entfernt. Für die Täler der Stationen Vent (Venter-/Rofental), Vernagt und Kurzras (beide Schnals), Melag (Langtaufers) und Matsch (Matsch) bildet die Weißkugel den Talschluss.

Station	Höhe [m]	Koordinaten [UTM REF]	Tal	Talaus- richtung	Distanz [km]	Daten
Außerrojen	1833	32TPS134853	Rojen	SW	18,3	T,N,S,NS
Marienberg	1335	32TPS163738	Vinschgau	NW	18,7	T,N,S,NS
Matsch	1570	32TPS236726	Matsch	NE	14,6	T,N,S,NS
Melag	1915	32TPS264886	Langtaufers	E	6,8	T,N,S,NS
Kurzras	2012	32TPS362799	Schnals	NW	6,4	T,N,NS
Platt	1147	32TPS662879	Passeier	W	34,7	T,N,S,NS
Vent	1904	32TPS45599109	Rofen	SW	16,5	T,N
Vernagt	1700	32TPS414776	Schnals	W	11,6	T,N (ab 1.1.04)

Tabelle 5.3: Details über die umliegenden Stationen: Bei der Distanz ist die Entfernung von der jeweiligen Station zur Weißkugel gemeint. Die Abkürzungen der Spalte "Daten" haben folgende Bedeutung: T...Temperatur (Minimum, Maximum), N...Niederschlag (24-stündig), S...Schneehöhe, NS...Neuschneemenge. Alle Daten sind täglich vorhanden, bei der Vent ist der Niederschlag 12-stündig verfügbar, zusätzlich noch 7, 14, 19 und 21 Uhr Temperaturwerte.

Die nächstgelegene Station ist Kurzras, welche lediglich 6 km von der Weißkugelspitze entfernt ist, die entfernteste ist Platt mit einer Distanz von 35 km, welche gleichzeitig auch die am tiefsten gelegene Station ist. Am höchsten liegt die Station Kurzras mit 2012m über dem Meer. Bei den Südtiroler Stationen handelt es sich um Klimastationen, welche täglich um 9 Uhr abgelesen werden, die Station in Vent besitzt eine Temperaturregistrierung und eine Niederschlagswaage. Bis auf die Station Vernagt standen von allen Stationen von September 2003 bis Dezember 2005 tägliche Werte zu Verfügung. Tabelle 5.3 gibt Auskunft über die Stationen und ihre Daten.

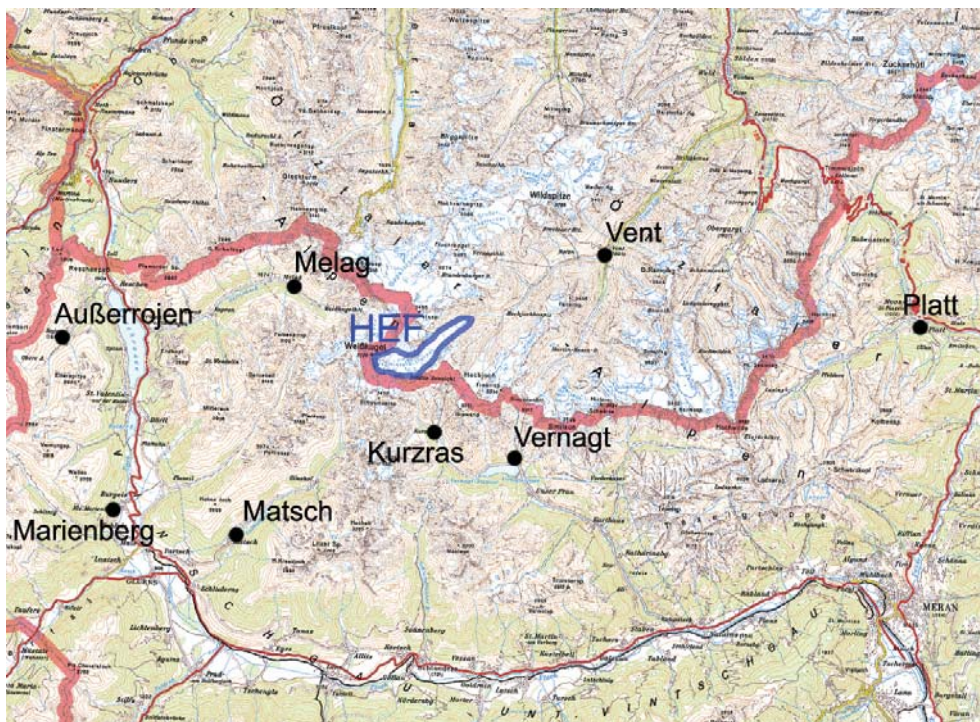


Abbildung 5.4: Lage der umliegenden Wetterstationen und des Hintereisferners (Austrian Map 2004).

5.4 Meteorologische Daten an den Wetterstationen am Hintereisferner

Das Vorhandensein von sehr hoch aufgelösten Daten hat viele Vorteile. Es wurde entschieden, dass SOMARS mit Halbstundenwerten betrieben werden sollte. Um keine wertvolle Information zu verschwenden, wurde über die Daten mit einer Auflösung von 10 Minuten ein über 5 Werte übergreifendes Mittel gelegt. Dies hatte noch den Vorteil, dass so möglicher Schaden durch eventuelle im Vorhinein nicht eliminierte Ausreißer eingedämmt werden konnte. Die Halbstundenwerte wurden aus den gemittelten Daten herausgefiltert.

Durch das Anwachsen und Abschmelzen der Schneedecke und spätere Firnablation (Station Teufelsegg) schwankten die Messhöhen zum Teil erheblich. Mehrere Male wurden

die Stationen im Verlauf der Messperiode an die jeweilige Oberfläche angepasst, sodass die Messungen der meteorologischen Parameter in einer Höhe von 0,5 (z.B. 21.01.04 Station Teufelsegg)- 2,7 Meter (z.B. 29.07.2004 Station Teufelsegg, 02.07.2004 Station Zunge) erfolgten.

Der logistische Aufwand des Betriebs einer Wetterstation im Hochgebirge ist beträchtlich, eine extreme Situation zeigt Abb. 5.5: beim Besuch am 4. Februar 2004 war die Station auf der Zunge beinahe zugeschnitten (Abb. 5.5), ein längerer Datenausfall des Ultraschallgerätes bis zu diesem Tag und der Umbau der Station waren die Folge.



Abbildung 5.5: Eingeschnitte Station Zunge am 04. Februar 2004.

Insgesamt waren 3 Perioden mit Datenausfällen zu beklagen, welche jeweils die Station Zunge betrafen. Vom 29. Dezember 2003 bis 04. Februar 2004 fehlen die Daten des Ultraschallgerätes, das kurzzeitig im Schnee steckte und dann aufgrund der Setzung der Schneedecke wieder frei wurde. Das Ultraschallgerät benötigt laut Herstellerangaben mindestens 50cm Abstand zur Oberfläche (Campbell Scientific 2003). Vom 26. April 2004 bis 31. Mai 2004 fehlen ebenfalls Daten vom Ultraschallgerät. Vom 9. September 2004 bis 29. September 2004 fiel die komplette Station wegen Batterieproblemen zeitweilig komplett aus. Alle für das Modell nötigen Messwerte wurden für diese letztgenannte Periode durch Daten von der oberen Station ersetzt, welche mit konstanten Gradienten auf die Station Zunge umgerechnet wurden. Die verwendeten konstanten Gradienten waren Mittelwerte aus Zeiträumen vor bzw. nach dem Ausfall.

5.4.1 Temperatur

Die Temperatursensoren wurden kurz vor dem Transport auf den Gletscher im Institut geicht und sind durch einen Young'schen-Strahlungsschutz vor direkter Sonnenstrahlung

geschützt. Sofern nicht genauer spezifiziert, wurden die Temperaturen nicht weiter korrigiert, auch wenn der Wahrheitsgehalt der gemessenen Temperatur im nicht künstlich ventilierten Strahlungsschutzgehäuse unter Umständen stark anzuzweifeln ist. Auf Gletschern oder schneebedeckten Flächen kann der Fehler zwischen “wahrer“ und gemessener Lufttemperatur noch größer sein als bei konventionellen Wetterstationen auf grasbedecktem Boden (Obleitner 2000). Durch den Strahlungsschutz wird zwar direkte Sonneneinstrahlung verhindert, bei hoher Albedo (Neuschnee) und hoher Globalstrahlung, kann aber eine bedeutende Menge an diffuser Strahlung in die Schutzvorrichtung eindringen und so den Sensor aufheizen. Der Mangel an Strom macht außerdem eine künstliche Ventilation unmöglich und so ist man auf den Wind als natürliche Ventilation angewiesen. Sobald dieser aber zu schwach wird, findet eine Überhitzung des Gehäuses und der Sensoren statt (Obleitner 2004).

Bei der Untersuchung der Daten fielen viele Fälle einer möglichen Überhitzung auf: Anzeichen dafür sind sprunghafte Temperaturanstiege und gleichzeitige Windstille bei hohen Globalstrahlungswerten. Da diese aber meist nur von kurzer Dauer sind, habe ich die Temperaturdaten nach mehreren Versuchen nicht mit einer Formel korrigiert, wie sie z.B. von Schmittner (1994) für grasbedeckten Boden in Wien empirisch bestimmt wurde, da der effektive Fehler unbekannt ist. Auch Tanzer (1986) bemerkte den Strahlungsfehler seiner untersuchten Temperaturregistrierung vom Hintereisferner, die in bestimmten Situationen bis zu 15°C ausmachen kann.

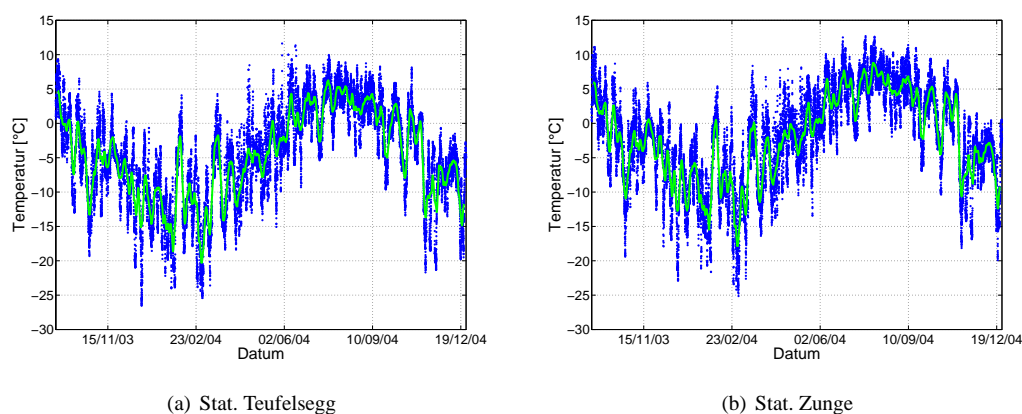


Abbildung 5.6: Verlauf der Temperaturen an den beiden Stationen während des untersuchten Zeitraums. Die Halbstundenwerten (blau) wurden mit einem 10-Tages-Filter gemittelt (grün).

Der Verlauf der Temperaturen beider Stationen (Abb. 5.6) zeigt ein hohes Maß an Ähnlichkeit, an der Station Zunge liegen die Temperaturen erwartungsgemäß höher. Die Temperaturen schwanken im Jahresgang zwischen unter -25°C und ungefähr 10°C . In den Sommermonaten wurden Tagesmittel von ca. 4°C an der Station Teufelsegg, und ca. 7°C an der Station Zunge gemessen.

Es gibt keinen erkennbaren Jahresgang der Temperaturdifferenz, sie schwankt zwischen 1 und 4°C , wobei $+4^{\circ}\text{C}$ adiabatische Verhältnisse bedeuten. Der Mittelwert der Diffe-

renz beträgt $2,7^{\circ}\text{C}$, was einem Temperaturgradienten von $0,66\text{ K (100m)}^{-1}$ entspricht. Die Jahresmitteltemperatur (17.09.2003-17.09.2004) beträgt für die Station Teufelsegg $-4,7^{\circ}\text{C}$ und $-2,0^{\circ}\text{C}$ für die Station Zunge. Ein mit der Station Teufelsegg vergleichbarer Wert wurde 1978 an der Basisstation Hintereis (3030 m) mit einem Jahresmittel von $-5,0^{\circ}\text{C}$ gemessen (Kuhn et al. 1979).

Temperatursprünge von 15°C innerhalb weniger Tage sind keine Seltenheit, besonders beeindruckend ist der Warmlufteinbruch im Jänner 2004, als an der Station Teufelsegg die Temperatur innerhalb von 4 Tagen um 22°C anstieg. Der sehr warme Herbst 2004 fällt an beiden Stationen auf, fällt aber, wie in weiterer Folge berichtet, nur an der Station Zunge akkumulationsmäßig ins Gewicht. Die Temperaturen im Winter haben eine allgemein höhere Variabilität als im Sommer.

5.4.2 Feuchte

Im Gegensatz zur Temperatur besitzt die relative Feuchtigkeit in unseren Breiten keinen Jahresgang. Hohe und niedrige relative Luftfeuchtigkeiten kommen durch unterschiedliche synoptische Lagen zustande, wobei Hochdruck- und Tiefdrucklagen in allen Jahreszeiten vorkommen. Insgesamt ist die relative Feuchte im Winter durch langandauernde Hochdruckwetterlagen geringer als in der warmen Jahreszeit (Abb. 5.7).

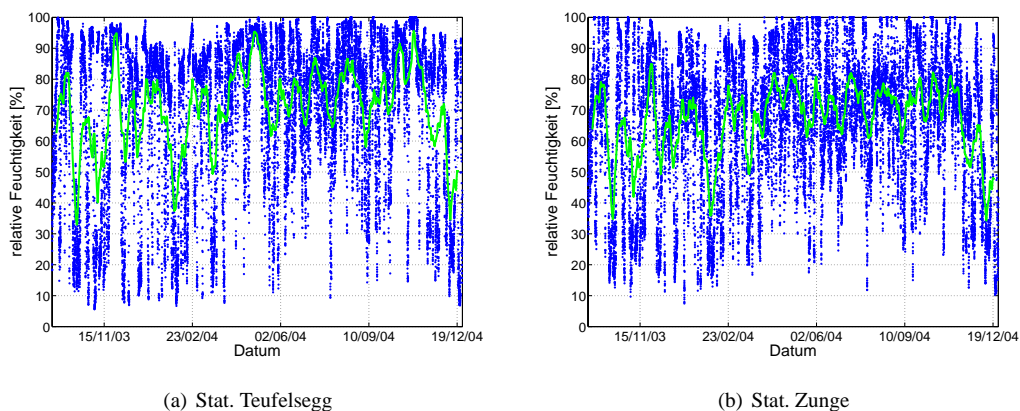


Abbildung 5.7: Verlauf der relativen Feuchtigkeit an den beiden Stationen im untersuchten Zeitraum. Die Halbstundenwerten (blau) wurden mit einem 10-Tages-Filter gemittelt (grün). Die Werte für die Feuchtigkeit wurden hier bereits korrigiert.

Der Verlauf der relativen Feuchtigkeit an beiden Station ähnelt sich stark (Abb. 5.7), die Absolutwerte sind aber doch verschieden: an der Station Teufelsegg (Durchschnitt: 70,5%) wurden höhere Luftfeuchtigkeiten gemessen als an der Station Zunge (66,5%). Der Unterschied könnte in der leicht stärkeren Windgeschwindigkeit an der unteren Station liegen (Kap. 5.4.3), wodurch mehr Luft der Talatmosphäre, welche trockener ist, in den Gletscherwind turbulent eingebunden wird. Ein anderer Grund dürften Föhnfälle sein, bei denen die Strömung sich beim Absinken adiabatisch ($1\text{ K }100\text{ m}^{-1}$) erwärmt, jedoch die spezifische Feuchte der komprimierten Luft gleichbleibt (Verdunstung vernachlässigt)

wodurch an der unteren Station die relative Feuchte sinken würde.

In Abb. 5.8a sieht man, dass der HMP45 bei tiefen Temperaturen zu geringe Feuchten misst. Diese störende Eigenschaft von Vaisala Sensoren wurde schon von mehreren Autoren beschrieben (Reijmer et al. 2004, Leichtfried 2005, Erath 2005). Die Kurve für den Zusammenhang zwischen Temperatur und Feuchtigkeit an der Station Zunge sieht sehr ähnlich aus, mit dem selben Mustern wie Fehlermustern, nur bei höheren Temperaturen.

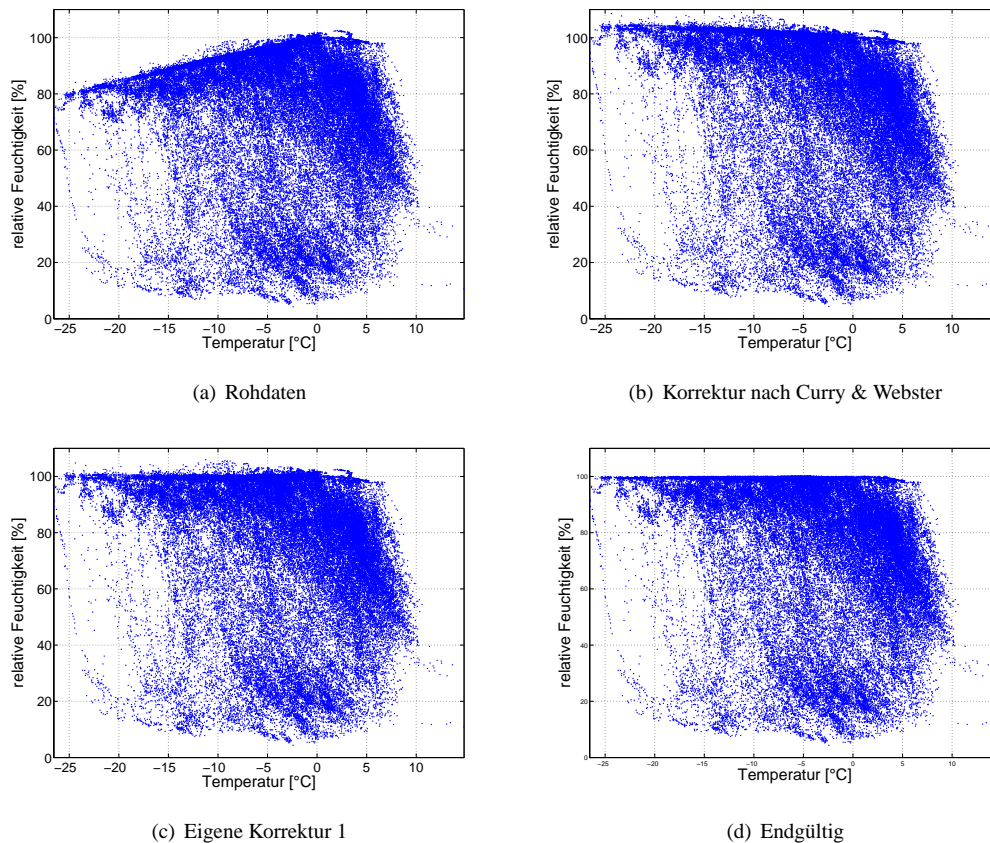


Abbildung 5.8: Streudiagramm der Temperatur gegen die relative Luftfeuchtigkeit (10-Minuten Daten) an der Station Teufelsegg und die schrittweise Verbesserung der Temperaturabhängigkeit (a)-(d). Erklärungen befinden im Text.

Reijmer (2004) verwendete bei ihren Untersuchungen ein Vorgängermodell des am Hintereisferner benutzten kapazitiven Feuchtemessers von Vaisala (HMP35AC). Die Geräte wurden im Labor des Herstellers so kalibriert, dass die relative Feuchte im Verhältnis zu Flüssigwasser gemessen wird (RH_w). Bei tiefen Temperaturen sind aber die Sättigungsdampfdrücke zwischen Eis und Flüssigwasser so groß, dass dieser Fehler nicht mehr vernachlässigbar ist. In Anlehnung an die oben erwähnten Autoren wurde, wie von Curry and Webster 1999 vorgeschlagen, die relative Feuchte entsprechend korrigiert.

$$RH_i = RH_w \frac{e_{s,w}}{e_{s,i}} \quad (5.1)$$

Die Sättigungsdampfdrücke e_s wurden mit der jeweiligen Temperatur und Konstanten berechnet so berechnet:

$$e_s = e_0 \exp\left[\frac{1}{R_v}(L + T_0\beta)\left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right) - \beta\left(\ln\left(\frac{T}{T_0}\right)\right)\right] \quad (5.2)$$

wobei T_0 und e_0 Temperatur und Sättigungsdampfdruck für den Gefrierpunkt des Wassers darstellen (273,16 K und 6,1078 hPa), R_v ist die Gaskonstante für Wasserdampf (461,51 J K⁻¹ kg⁻¹), β ist eine Konstante gleich 2317 J K⁻¹ kg⁻¹ und L ist die latente Wärme für Verdunstung oder Sublimation (2,501*10⁶ J kg⁻¹ bzw. 2,83*10⁶ J kg⁻¹).

Die so gewonnenen neuen Werte der relativen Feuchtigkeit sind deutlich verbessert, jedoch ist das Anheben der Kurve etwas zu stark (Abb. 5.8b), weshalb ich mit einer polynomischen Ausgleichskurve zweiter Ordnung die relativen Feuchtigkeiten nochmals korrigiert habe. Das Ergebnis ist in Abb. 5.8c zu sehen. Dies wurde für beide Stationen separat gemacht. Schließlich wurden alle noch verbleibenden Werte von über 100% auf 100% gesetzt. Das endgültige Resultat ist in Abb. 5.8d zu sehen. Es ist interessant, dass es bei ganz tiefen Temperaturen (<-15°C) beinahe nur Sättigung und bei Temperaturen über 0°C einen starken Abfall Richtung geringerer Feuchtigkeit gibt (sommerliche Schönwetterphasen). Neben dieser Boomerangstruktur scheint es aber noch eine zweites Häufigkeitsmaximum zu geben, nämlich bei niedrigen Feuchten und Temperaturen zwischen +3 und -8°C. Diese Struktur könnte winterlichen Schönwetterphasen zugeordnet werden (siehe auch Abb. 5.6).

Trotz der Korrektur der Feuchtigkeit bleibt angesichts des offensichtlich noch bestehenden Jahrgangs der maximalen Feuchtigkeit (kaum Werte knapp unter 100% im Winter, siehe Abb. 5.7) die Frage offen, ob die angewandte Korrektur ausreicht. Keineswegs korrigiert werden konnten jedenfalls jene Fälle werden, bei denen der Strahlungsschutz des Temperatur/Feuchtemessgeräts zugeschnitten oder vereist war, oder gar der Sensor selbst vereist war, und so eine zu hohe Feuchtigkeit gemessen wurde.

Abschließend muss gesagt werden, dass die angewandte Korrektur die Qualität der Daten sicherlich gesteigert hat: dies kommt der Bestimmung des latenten Flusses an Wasserdampf im Modell zugute und auch die Niederschlagsbestimmung wurde präziser.

5.4.3 Wind

Abb. 5.9 zeigt die Windrichtungsverteilungen an den beiden Stationen. Kanalisations-effekte zeigen sich besonders stark an der unteren Station. Dort tritt zumeist ein den Gletscher abwärts gerichteter Wind, der Gletscherwind, auf. Gletscheraufwärts gerichtete Strömungen gibt es ebenfalls, aber diese haben eine sehr geringe Häufigkeit. Es fehlen praktisch die Hangwinde (sowohl abwärts als auch aufwärts) (330°, 150°), wahrscheinlich ist die Station zu sehr in der Mitte der Zunge gelegen, damit sich diese Richtung länger manifestieren könnte. Sehr wahrscheinlich würden diese Richtungen zunehmen je weiter man zum jeweiligen Hang bzw. die Zunge hinunter ginge (Obleitner 1994, Rainer 1996).

Auch an der Station Teufelsegg spiegelt sich die dortige Hauptrichtung des Gletschers wider und auch hier gibt es gletscherabwärts gerichteten Wind weitaus am häufigsten. Die

häufigste Windrichtung ist jene vom Weißkugeljoch, generell kann man aber sagen, dass in einem Bereich von der Langtauferspitze bis östlich des Steinschlagjochs alle Richtungen vorkommen können, wobei es sich um Gletscherwinde oder modifizierte synoptische Winde handelt. Bei den gletscheraufwärts gerichteten Strömungen sticht die Verlängerung der Talrichtung des unterhalb liegenden Teiles des Hintereisferners heraus (70°). Insgesamt ist die Windrichtung an der oberen Station deutlich variabler, was auf den Einfluss des synoptischen Gradientwinds und der komplexen Topographie zurückzuführen ist.

Die mittleren Windgeschwindigkeiten betragen für die Station Teufelsegg $3,2 \text{ m s}^{-1}$, für die Station Zunge $3,5 \text{ m s}^{-1}$. Die Ergebnisse meiner Untersuchungen decken sich gut mit denen von Obleitner (1994), sowohl was die Hauptrichtungen der Winde angeht, als auch mittlere Windgeschwindigkeiten.

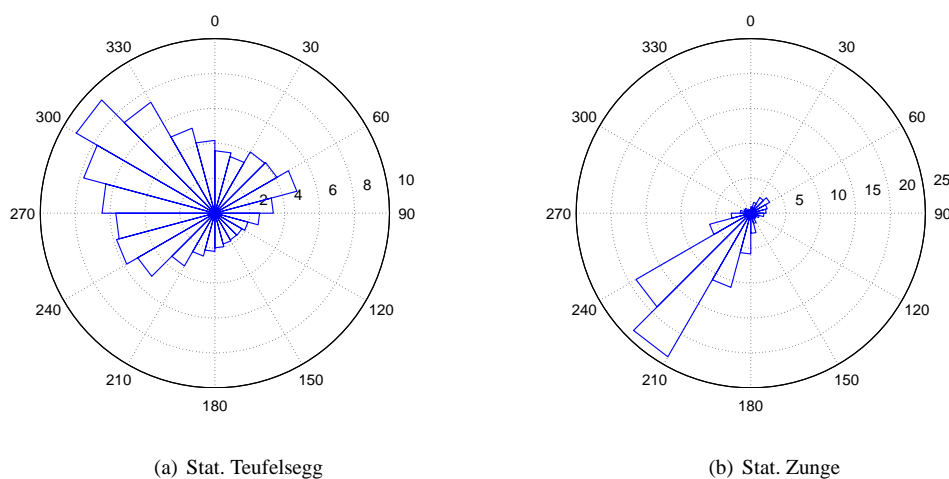


Abbildung 5.9: Windrichtungsverteilungen an den beiden Stationen.

Die Betrachtung der Windrichtungsverteilung für den Sommer 2004 (1.5.-30.9.) liefert keine neuen Erkenntnisse, außer dass die Taleinrichtung an beiden Stationen etwas zunimmt. Es gibt offensichtlich nur wenige Fälle, bei denen der durch das Rofental heraufwehende Taleinwind eine solche Stärke hätte um die den Gletscher umhüllende, abfließende Kaltluftschicht zu verdrängen. Bei der Untersuchung von Obleitner (1994) befand sich eine Station unmittelbar am Zungenende, weshalb im Vergleich zur Station Zunge während des Sommers wahrscheinlich die Taleinrichtung etwas stärker auftrat.

Blickt man auf die Windgeschwindigkeiten (Abb. 5.10), so erkennt man, dass die beiden Kurven sehr gut miteinander korrelieren. Der Mittelwert der Windgeschwindigkeiten erreicht an der Station Teufelsegg $2,9 \text{ m s}^{-1}$, an der unteren Station $3,4 \text{ m s}^{-1}$. Die höhere Zahl auf der Zunge kann wahrscheinlich auf die Kanalisierung des Gletscherwindes zurückzuführen sein. Weiters nimmt der Gletscherwind auf der Zunge insgesamt auch durch den höheren Temperaturgradienten zwischen kaltem Gletscher und der warmen Talatmosphäre auf der Zunge zu. Höhere Windgeschwindigkeiten treten immer mit synoptischen Störungen auf. Im Sommer gibt es insgesamt etwas weniger Wind mit einer geringeren Schwankung. Starkwindereignisse haben auch oft mit Föhnfällen zu tun,

welche im Sommer durch die weiter im Norden liegende Frontalzone, seltener auftreten.

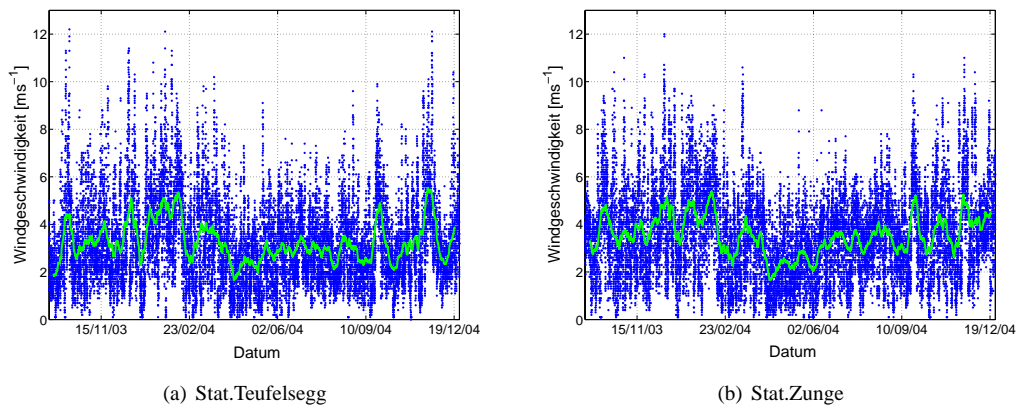


Abbildung 5.10: Verlauf der Windgeschwindigkeit an den beiden Stationen. Den Halbstundenwerten ist ein gleitendes Mittel über 10-Tage überlagert.

Insgesamt waren die beiden Windmesser nur an wenigen Zeitpunkten unbrauchbar (Windgeschwindigkeit Null, da eingefroren oder eingeschneit): an der oberen Station 68 h, an der Station auf der Zunge 111 h, jedoch an keiner Station länger als 10 h hintereinander. Diese Stundenanzahl wird noch etwas kleiner, wenn man die auch auf einem Gletscher vorkommenden Calmen bedenkt, welche sich aber kaum aus den Daten herausfiltern lassen. Es zeigte sich, dass der Windmesser immer dann einfriert, wenn es regnet und die Temperatur dann im Verlauf des Niederschlagsereignisses unter 0°C sinkt. Ein weiteres Problem bei der Messung von Windgeschwindigkeit tritt bei starkem Schneefall und geringen Windgeschwindigkeiten auf: der Rotor wird förmlich zugeschneit. Für das Modell wurde eine minimale Windgeschwindigkeit von $0,5 \text{ m s}^{-1}$ verlangt. Dies war notwendig da im Modell die Berechnung der turbulenten Flüsse nur mit Windgeschwindigkeit von größer Null funktioniert.

5.4.4 Globalstrahlung

Die Globalstrahlung liefert den wichtigsten Beitrag zum Abbau der Schneedecke, bzw. zum Schmelzen des Eises. Mit Tagesmittelwerten von knapp 400 W m^{-2} und Momentanwerten von bis zu über 1100 W m^{-2} im Sommer ist sie der größte Energielieferant für die Schnee/Eisoberfläche.

Im Winter ist, bedingt durch die niedrig stehende Sonne, die gelieferte Energie auf teilweise $1/8$ reduziert, um den kürzesten Tag des Jahres gibt es nur Tagesmittelwerte von unter 50 W m^{-2} (Abb. 5.11). Die meiste Energie trifft bei höheren Sonnenständen auf, daher verwundert es nicht, dass die Horizontabschirmung, die auf der Zunge wesentlich größer ist, auch bei genauerem Hinsehen wenig ausmacht. Nur im Winter macht sich die Horizontabschirmung bemerkbar. An Tagen mit Schneefall kann unter Umständen der gefallene Schnee am nach oben schauenden Pyranometer haften bleiben und so die Messung der kurzwelligen Einstrahlung beeinträchtigen, oder gar ganz unterbinden. Um bei

solchen Fällen (es waren insgesamt ca. 60 h an der Station Teufelsegg und an der Station Zunge 120 h) dennoch Werte der Globalstrahlung zu haben wurde aus der gemessenen reflektierten Strahlung mit einer Albedo von 90% (Neuschnee) die einfallende Globalstrahlung berechnet.

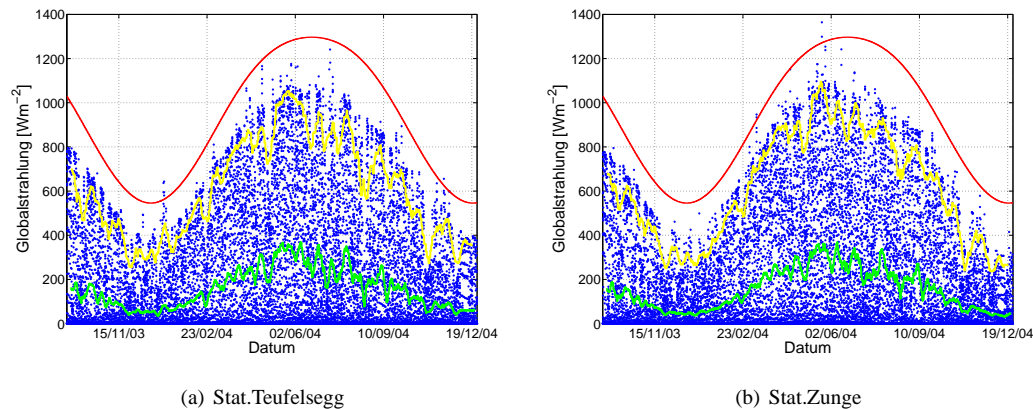


Abbildung 5.11: Verlauf der Globalstrahlung an beiden Stationen. Den Halbstundenwerten (blau) ist ein gleitendes Mittel über 10-Tage überlagert (grün). Die gelbe Kurve ist ein 10-tägiges gleitendes Mittel des jeweiligen Tagesmaximums, während die rote Kurve die extraterrestrische Bestrahlungsstärke für den Hintereisferner darstellt.

Die auf das Pyranometer auffallende Strahlung kommt aus dem oberen Halbraum, sie besteht zum größten Teil aus direkter Sonnenstrahlung (an wolkenlosen oder leicht bewölkten Tagen), einem je nach Bewölkungsgrad kleinerem Anteil an diffuser Strahlung und schließlich noch aus Strahlung welche durch Ein- oder Mehrfachreflexion auf den Gletscher gelangt. Dabei können sowohl Wolken, als auch schneebedeckte Hänge eine Rolle spielen. Dies zeigt sich auch in den Abbildungen 5.11: Nach Phasen mit geringer Globalstrahlung (Schneefällen) schießen einzelne Werte über die um diese Jahreszeit üblichen Globalstrahlungswerte hinaus, und sind in wenigen Fällen sogar größer als die extraterrestrische Strahlung.

Anhand der gelben Kurven sieht man Schlechtwetterperioden durch abfallende Globalstrahlungswerte besonders gut. Für die gesamte Periode erhält man für die Station Zunge einen Mittelwert von $154,7 \text{ W m}^{-2}$ und $159,4 \text{ W m}^{-2}$ für die Station Teufelsegg. Dies sind 3% Unterschied auf 408 Höhenmeter. Die Unterschiede kommen durch verschiedenen Faktoren zustande: zum einen liegt die Station Teufelsegg höher und somit haben die Sonnenstrahlen weniger Wegstrecke um durch Extinktion oder Streuung verringert zu werden. Ein weiterer Grund ist die geringere Horizontabschattung an dieser Station, was besonders im Winter Standortvorteile für mehr Globalstrahlung mit sich bringt. Die bei hohen Albedowerten sehr gut reflektierenden Hänge gibt es an beiden Stationen, welche davon mehr betroffen ist, lässt sich schwer sagen.

5.4.5 Atmosphärische Gegenstrahlung

Die in Abb. 5.12 dargestellten Werte der Atmosphärischen Gegenstrahlung zeigen die kältere, trockenere Atmosphäre im Winterhalbjahr, und höhere Werte im Sommer. Die Station Teufelsegg hat aufgrund der höheren Lage niedrigere Werte, ein Mittelwert von $229,5 \text{ W m}^{-2}$ steht einem Durchschnittswert von $237,2$ an der Station Zunge entgegen. Für die effektiven Strahlungstemperaturen der Atmosphäre bedeutet dies $-18,8^\circ\text{C}$ an der unteren, bzw. $-20,9^\circ\text{C}$ an der oberen Station.

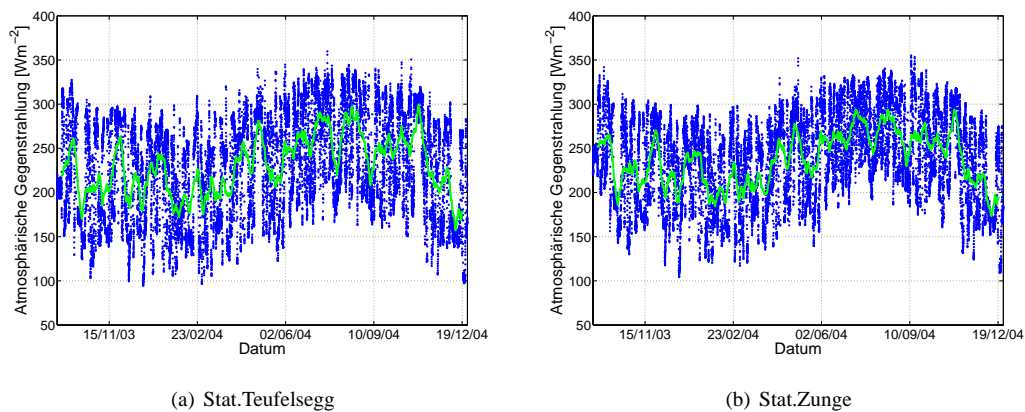


Abbildung 5.12: Verlauf der Atmosphärischen Gegenstrahlung an beiden Stationen. Den Halbstundenwerten (blau) ist ein gleitendes Mittel über 10-Tage überlagert (grün).

5.4.6 Albedo

Je älter Schnee wird, umso geringer wird seine Fähigkeit kurzwellige Strahlung zu reflektieren. Neuschnee hat eine Albedo von ca. 90%, während sehr schmutziger Schnee oder Eis nur mehr auf 15% kommen.

Die Albedo bestimmt wieviel Energie in die Schneedecke eindringen kann und sie so erwärmen kann. Ein früheres Ausapern der Eisoberfläche an der Station Zunge verursachte ein deutlich größeres Energieangebot im Vergleich zur Station Teufelsegg, wo die dunkle Firnoberfläche noch länger unter dem Winterschnee verborgen blieb. Neuschneefälle im Sommer sind für den Gletscher besonders wichtig, da sie mit ihrer hohen Albedo die Globalstrahlung zum größten Teil wieder reflektieren.

Im Mittel über die gesamte untersuchte Zeitspanne hatte an der Station Teufelsegg die Albedo einen Mittelwert von 73%, an der Station Zunge war er 60%. Monatsmittel der Albedo für beide Stationen sind in Tab. A.2 und Tab. A.3 im Anhang zusammengefasst. Die Abb. 5.13 zeigen die zeitliche Entwicklung der Albedo an den 2 Stationen am Hintereisferner. Im Herbst 2003 reichte ein einziges Schneefallereignis (04.10.03) an der unteren Station aus, um die Albedo von 20% (Eis) auf dauerhaft über 80% zu heben. Durch dieses eine Schneefallereignis war die Ablationsphase 2003 beendet. Die Grafiken zeigen, dass im Winter an beiden Stationen die Albedo ähnlich hoch ist. Durch längere trockene

Phasen sinkt zwar die Albedo jeweils, aber durch Neuschneefälle steigt sie rasch wieder auf knapp über 90% im Tagesmittel. Diese hohen Werte halten sich an beiden Stationen bis Anfang Juni 2004.

Durch die steigenden Temperaturen beginnt der Abbau der Schneedecke zwar an beiden Stationen ziemlich zeitgleich, aber durch die dünnere Schneedecke auf der Zunge (Kap. 5.4.7) und die höheren Temperaturen apert dort das Eis doch rascher aus.

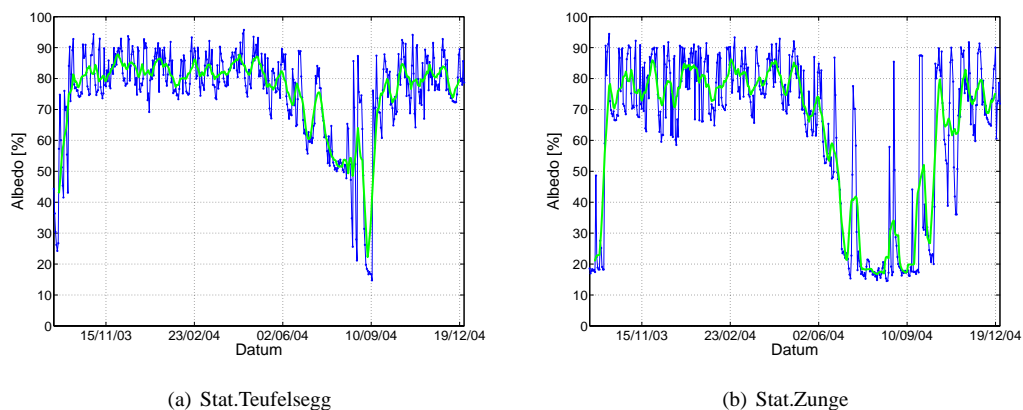


Abbildung 5.13: Verlauf der Albedo an beiden Stationen. Den Tagesmittelwerten (blau) ist ein gleitendes Mittel über 10-Tage überlagert (grün).

Zwar wird die Ablation durch Neuschneefälle etwas gebremst, schließlich werden aber Anfang Juli die tiefen Albedowerte des Vorjahres erneut erreicht. An der Station Teufelsegg wird dann der Winterschnee auch bereits abgebaut, aber es dauert weitaus länger bis die Oberfläche des Vorjahres erreicht wird und die Albedo ein ähnlich tiefes Niveau erreicht wie an der Station Zunge. Auch hier spielen Neuschneefälle immer wieder eine Rolle.

Die unterschiedliche Ausaperungszeit am Gletscher macht die Modellierung der Albedo und ihre Übertragung auf den gesamten Gletscher zu einem schwierigen aber wichtigen Unterfangen. Es liegen knapp 67 Tage zwischen dem Ausapern an beiden Stationen. Zwischen diesen beiden Zeitpunkten kann nicht genau gesagt werden kann, auf welcher Höhe wann die Schneegrenze lag.

5.4.7 Schneehöhen

In den Abb. 5.14 sind die Verläufe der Schneehöhen an beiden Stationen abgebildet. Aus praktischen Gründen wurde zum Startzeitunkt (17.09.2003) die Schneehöhe auf Null gesetzt. An der Station Teufelsegg erkennt man, dass es bis in den Oktober hinein noch Ablation gegeben hat. An der Station Zunge konnte die Eisablation nicht kontinuierlich gemessen werden, weswegen für den Sommer verzichtet wurde die Daten zu zeichnen. Weiters ist es an dieser Station zu mehreren Lücken bei der Registrierung der Schneehöhe gekommen.

Die Ähnlichkeit der verbliebenen Daten ist insgesamt hoch, wobei eindeutig mehr Schnee am Teufelsegg als auf der Zunge fällt: einem Schneemaximum von beachtlichen 3,5 m (9. Mai) stehen knappe 2,5 m (vermutlich 20. April) an der Station Zunge gegenüber. Hier spielen sowohl der Höhengradient des Niederschlags im Allgemeinen, als auch Abschirmungs- und Temperatureffekte eine Rolle.

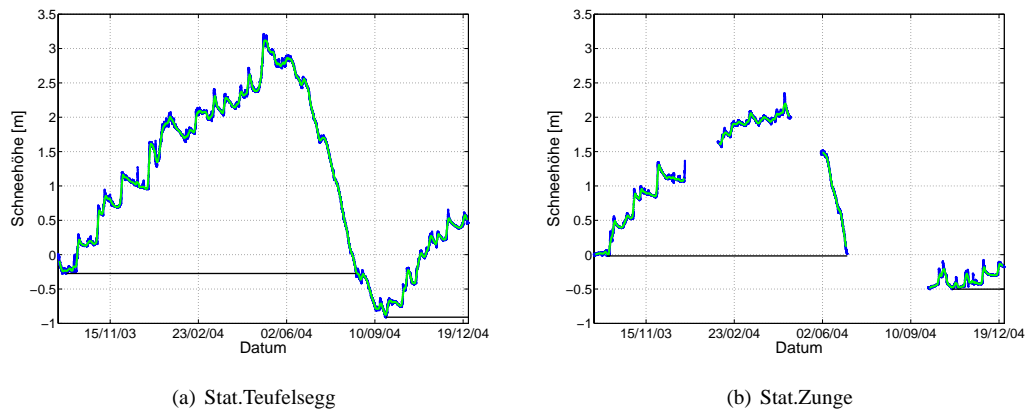


Abbildung 5.14: Verlauf der vom Ultraschallmessgerät aufgenommene Schneehöhen an beiden Stationen. Den Halbstundenwerten (blau) ist ein gleitendes Mittel über 3 Tage überlagert (grün). Der horizontale schwarze Strich markiert den Nullpunkt der Schneehöhe zum jeweiligen Winterbeginn.

Am 1. Juli apert die Station Zunge aus, am 19. August die Station Teufelsegg.

Der Herbst 2004 hatte verhältnismäßig hohe Temperaturen, sodass der Gradient der Schneehöhen zwischen den Stationen extrem hoch ist: noch am 09.11. ist die Zunge schneefrei! Schnee, der bis dahin gefallen war, war geschmolzen. An der Station Teufelsegg ist die Schneehöhe in jenem Herbst vergleichbar mit der ein Jahr zuvor.

Die Qualität der Ultraschallaufzeichnung ist hoch: in Tabelle 5.4 sind Schneehöhenmessungen aus Sondierungen und Messungen der automatischen Wetterstation angegeben. Der größte absolute Fehler sind nur 9 cm am 18.03.04 (an der Station Zunge).

Datum	Stat. Teufelsegg Messung	Stat. Teufelsegg Ultraschall	Stat. Zunge Messung	Stat. Zunge Ultraschall
27.12.03	128	122	110	108
04.02.04	200	198	162	165
25.02.04			192	192
18.03.04	243	237	185	194
30.03.04			192	199
18.05.04	327	321	186	n.v.
31.05.04			152	148
17.06.04			80	82
15.12.04	130	131	15	19

Tabelle 5.4: Gemessene und durch die AWS bestimmte Schneehöhen [cm] an beiden Wetterstationen am Hintereisferner.

5.4.8 Schneetemperaturen

An der Station Teufelsegg wurde an der Grenzfläche zwischen Winterschnee und Firn sowie 50 cm darüber die Temperaturen gemessen, an der Station Zunge nur an der Grenzfläche zwischen Eis und Schnee. Diese Messungen bieten eine Möglichkeit die Güte der durch SOMARS simulierte Temperaturprofile einzuschätzen. Die Abb. 5.15 zeigen die Messergebnisse.

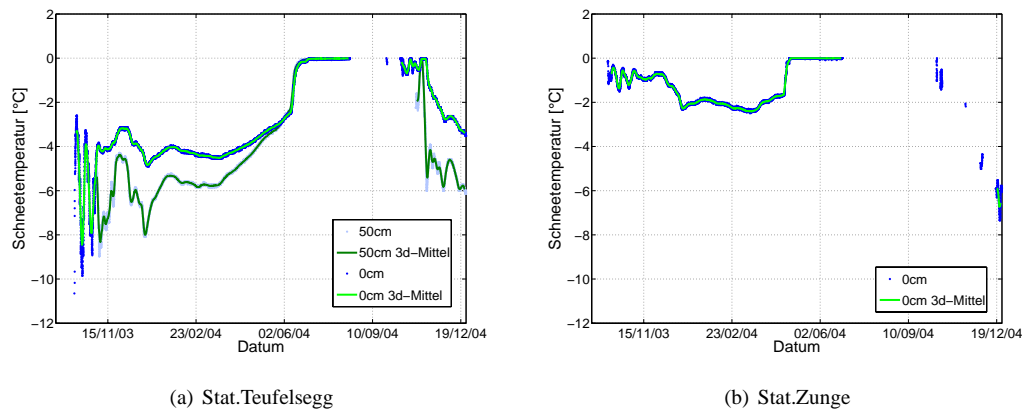


Abbildung 5.15: Verlauf der gemessenen Schneetemperaturen an beiden Stationen. Um Fehlinterpretationen durch Strahlungseinflüsse zu minimieren wurde verlangt, dass die Schneethermometer mindestens 20 cm im Schnee sind. Den Halbstundenwerten (blau) ist ein gleitendes Mittel über 3-Tage überlagert (grün).

Die Bedingung nur jene Temperaturen zu zeichnen, bei denen das Schneethermometer mindestens unter 20 cm hohem Schnee lag, gewährt, dass die Temperatursensoren untertags nur mehr wenig verstrahlt sind.

Man sieht besonders zu Beginn der Periode, dass sich ziemlich genau im 3-Tages Rhythmus die synoptische Situation ändert, sprich wärmere Phasen von kälteren Phasen abgelöst werden.

An der unteren Station ist dieser Gang geringer, da das Thermometer zu Beginn gleich stärker eingeschneit worden ist, als am Teufelsegg. Die Gänge der Temperaturen nehmen mit zunehmender Schneehöhe immer mehr ab, die witterungsbedingten Temperaturwellen an der Oberfläche dringen nicht mehr ein.

An der Station Teufelsegg lässt sich erkennen, dass die Temperatur an der Grenzfläche zwischen Schnee und Eis wie erwartet höher ist als jene 50 cm näher an der Luft. Insgesamt geht die Temperatur an der Grenzfläche an der Station Teufelsegg auf -4°C und an der Station Zunge auf -2°C zurück. Dies obwohl an der Station Zunge weniger Schnee lag. Zum einen werden an der Station Teufelsegg niedrigere Temperaturen gemessen, zum anderen spielt aber auch der Untergrund eine gewisse Rolle: die eindringende Kälte konnte an der Station Zunge viel weiter noch in das Eis eindringen (Eis leitet Wärme viel besser als Schnee). Firn kann Wärme bei weitem nicht so gut leiten und so konnte der Untergrund an der Station Teufelsegg die Kälte nicht so gut weiterleiten.

Das Potential für superimposed ice ist damit jedenfalls gegeben, und die Bildung des-

sen ist sehr wahrscheinlich, besonders an der Station Zunge, wo das Wasser nicht weiter als bis zur Grenzfläche rinnen kann. Das Eindringen der Wasserfronten im Frühjahr lässt sich gut erkennen. Zunächst stieg die Temperatur nur langsam an, sobald aber das erste Schmelzwasser von oben kam, stieg sie in einem rasanten Tempo. Das Schmelzwasser konnte solange noch wiedergefrieren, bis die gesamte Schneedecke gleich temperiert war (0°C). Die durch die Phasenumwandlung frei werdende Energie erwärmt die Schneeschicht. Im Vergleich zur Station Zunge dauerte es 53 Tage (28.04-20.06) länger bis die Grenzfläche Schnee/Eis an der Station Teufelsegg auf 0°C aufgewärmt war. Dies entspricht auch ungefähr jener Zeit die zwischen der Ausaperung der Stationen liegt (50 Tage).

Der warme und deswegen in den unteren Teilen des Gletschers besonders schneearme Herbst 2004 ließ die Temperaturen der Grenzfläche Schnee-Eis/Firn auf der Zunge viel tiefer sinken als noch ein Jahr zuvor. An der Station Zunge fehlen deshalb lange Zeit verlässliche Schneetemperaturen.

Insgesamt sollte das Potential für superimposed ice im Frühjahr 2005 an der Zunge höher gewesen sein, als im Jahr zuvor, da das Eis an der Zunge wesentlich stärker auskühlen konnte als 2003.

5.5 Niederschlag

Verschiedene Studien (Erath et al. (2005), Leichtfried 2005) haben gezeigt, dass der Niederschlag ein äußerst kritischer Parameter bei Schneedeckensimulationen ist. Deshalb habe ich besonderes Augenmerk auf die Bestimmung des Niederschlages gelegt. Zum einen gilt es ihn sowohl zeitlich als auch mengenmäßig richtig an der jeweiligen Station zu erfassen, zum anderen sind die gewählten Gradienten des Niederschlages überaus wichtig und problematisch wenn man an die gesamte Gletscherfläche denkt.

Für die Niederschlagsbestimmung sind an den automatischen Wetterstationen am Hintereisferner nur das Distanzmessgerät als diagnostisches Instrument verfügbar, womit aber nur der feste Niederschlag einigermaßen nachvollzogen wird.

5.5.1 Kriterien für Neuschnee

Die Qualität des Ultraschallwertes ist das wichtigste Gut für eine seriöse Bestimmung der Änderung der Schneehöhe.

Der Ultraschallsensor sendet ein Signal aus und misst die Zeit bis dieses, an der Schneeoberfläche reflektiert, wieder den Sensor erreicht. Aus der halben Laufzeit wird über die Schallgeschwindigkeit bei 0°C ($331,4 \text{ m s}^{-1}$) eine Distanz zwischen Sensor und Oberfläche berechnet. Ohne Kenntnis der Schneehöhe am Beginn der Messung ist es nur möglich die relative Änderung der Schneehöhe zu messen. Da die Schallgeschwindigkeit von der Temperatur abhängt, muss die Distanz (*Dist*) mit der Mitteltemperatur (in K) der Wegstrecke korrigiert werden (Campbell Scientific 2003):

$$Dist = Dist_{roh} \sqrt{\frac{T}{273,15}} \quad (5.3)$$

Da man diese aber niemals genau kennt, muss man sich mit der Lufttemperatur helfen. Die Unsicherheit kann bis zu 3% der Wegstrecke ausmachen, also einige cm.

Abnehmende Ultraschalldistanz bedeutet im Normalfall eine Zunahme der Schneedecke durch einen Neuschneefall, falls nicht andere Einflüsse des Signal stören. Die gespiegelte Ultraschalldistanz entspricht also in erster Näherung der Schneehöhenkurve.

Ein Beispiel über die Einflüsse von Temperatur und Wind auf die Distanzmessung und deren Korrektur nach Gleichung 5.3 möchte ich nicht vorenthalten: Die in der Abb. 5.16 zu Grunde liegenden Daten wurden im Februar 2004 von der Wetterstation Teufelsegg aufgenommen. Es ist deutlich zu sehen, wie das Ultraschallsignal im cm-Bereich schwankt. Da die Temperatur unter 0°C liegt, ist die korrigierte Kurve oberhalb der ungeeichten Ultraschalldistanz.

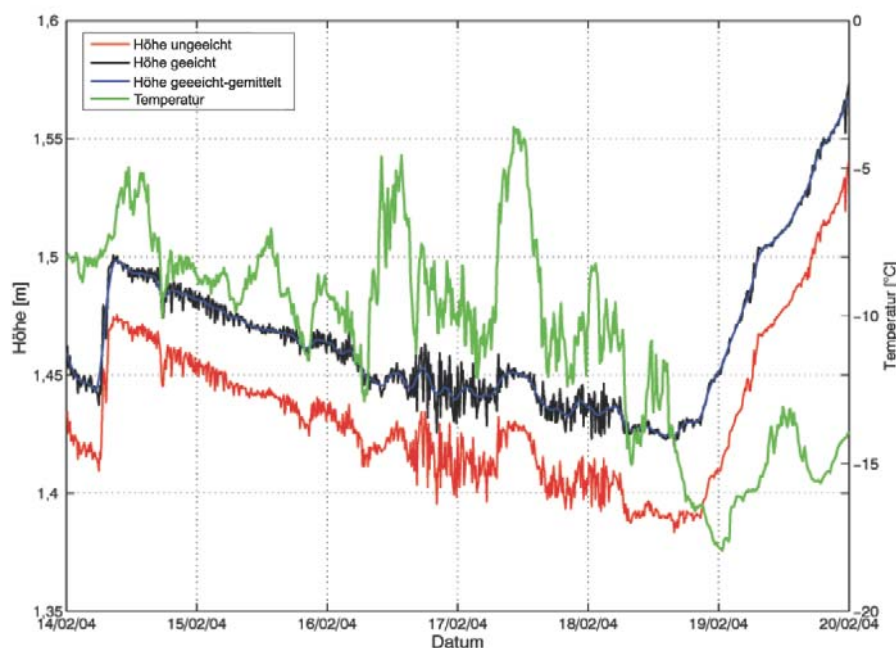


Abbildung 5.16: Einfluss der Temperatur auf die Distanzmessung: ausgewählte Periode vom 16.02.-19.02 an der Station Teufelsegg.

Nach einem Schneefall von ca. 10 cm am 14.02. beginnt die Setzung, in der deutlich die die Einflüsse der Temperaturschwankungen zu sehen sind. Besonders deutlich wird der Unterschied am 17. und 18. Februar. Die Temperatur oszilliert beim Tageswechsel von 16. auf 17. Februar deutlich, was sich auf das Ultraschallsignal auswirkt, das trotz Korrektur genauso schwankt. Als am 17. untertags die Temperatur um gut 5°C ansteigt, erfährt auch die “Schneehöhe“ einen Anstieg, obwohl die relative Feuchte über diese 2 Tage unter 50% lag, und es somit zu keinem Neuschneefall gekommen sein kann. Als am Abend des selben Tages die Temperatur zurückgeht, gibt es wieder eine Ähnlichkeit

zwischen Temperatur- und Schneehöhenkurve. Der stärkere Wind erklärt die kräftigeren Oszillationen des Ultraschallsignals in der Nacht. Außerdem ist noch zu sehen, dass die Temperaturkorrektur zwar die tageszeitlichen Oszillationen dämpft, jedoch nicht beseitigt. Es müsste dazu eine zusätzliche Korrektur verwendet werden. Durch den Rückgang der Temperatur vor dem nächsten Schneefall auf unter -15°C fällt auch die Temperaturkorrektur auf das Ultraschallsignal groß aus (4,5 cm). In Abb. 5.16 ist über die geeichte Kurve noch ein gleitendes Mittel gelegt, welches die starken Schwankungen glättet, ohne dass Information verloren geht. Dieses Beispiel zeigt, dass die empfohlene Temperaturkorrektur des Ultraschallsignals nicht ausreichend ist um den wirklich gefallenen Schnee automatisiert aus den Daten herauszulesen.

Die Mittelung der Ultraschallkurve ist ein erstes wichtiges Instrument um Einflüsse der Temperatur, des Windes oder der aufgewirbelten Schneekristalle in der Luft zu minimieren und den Niederschlag besser zu bestimmen. Durch die hohe zeitliche Auflösung der Daten (10 Minuten) lassen sich die Auswirkungen unterschiedlicher Mittelungen gut studieren. Nach mehreren Versuchen, welche Art und welche Stärke der Mittelung geeignet ist, wurde die Schneehöhenkurve gleitend gemittelt: zunächst mit einem übergreifenden 30 Minutenmittel, das bereits entscheidende Verbesserungen liefert (siehe Abb. 5.17). Danach wird die gemittelte Kurve noch einem 2 h übergreifenden (11 10-Minutenwerte) Mittelungsprozess unterzogen. Die Qualitätszunahme ist entscheidend für die korrekte Niederschlagsbestimmung. Befürchtungen, dass Schneefälle unterschätzt werden könnten, haben sich nicht bewahrheitet, wie auch das Beispiel in Abb. 5.17 zeigt:

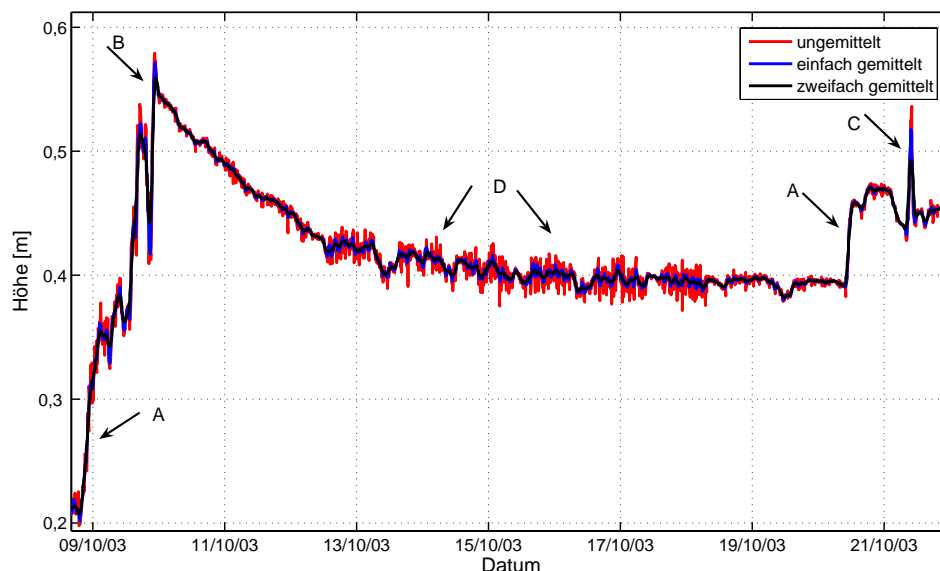


Abbildung 5.17: Verschieden bearbeitete Ultraschallsignale an der Station Teufelsgg. Die zweifach gemittelte Kurve hilft die Fehler und das Rauschen zu verringern. Kurze, kräfte Schneefälle, welche sehr bald durch den Wind abgetragen werden, oder verwehter Altschnee werden eher gedämpft, was für die Niederschlagsbestimmung von Vorteil ist.

bei schwachen Anstiegen (A) der Schneehöhen kommt es zu keinen Unterschätzungen

des Neuschnees. Bei stärkeren Anstiegen (B) und anschließenden raschen Abstiegen (was auch nicht immer mit Setzung zu tun haben muss) ist der “Verlust“ verschmerzbar klein gegenüber dem Qualitätsgewinn zu den anderen Zeiten. Besonders augenscheinlich wird dies bei der Schneeverfrachtung am 21. Oktober 2003 (C), oder den Temperatur- und Windsignalen in der langen Setzungsphase (11.-18.10.) (D).

Wie die Beispiele zeigen, ist eine Glättung der Schneekurve unbedingt erforderlich um kurzlebige Schneeverfrachtungen (wenige cm alter Schnee wird ein paar Stunden im Sichtbereich des Gerätes gelagert bevor er erneut abgeblasen wird) in ihrer Intensität zu dämpfen oder herauszufiltern. Das selbe gilt für die angesprochene Temperaturabhängigkeit.

Ist die Oberfläche rau (vor allem bei Eis) tun sich neue Unklarheiten auf und ein Mischsignal wird von der Oberfläche zum Sensor zurückgeschickt (Abb. 5.18). Auch wenn Wind die Schneekristalle in die Wegstrecke zwischen Sensor und Schneeoberfläche bläst (Schneefegen, Schneeverwehungen), kann es zu Unklarheiten bei der Messung kommen, welche im Nachhinein schwierig zu interpretieren und korrigieren sind.

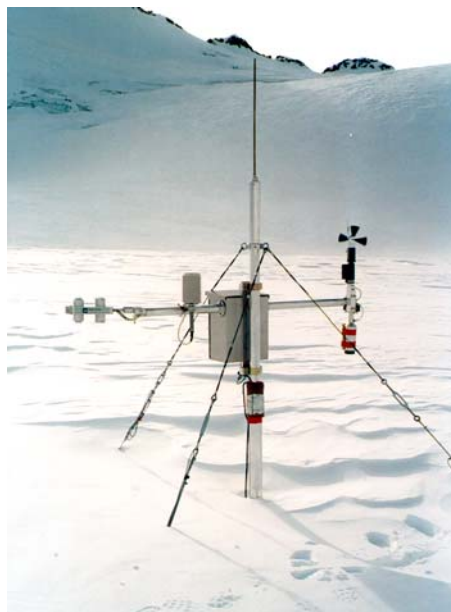


Abbildung 5.18: Nicht nur die Eisoberfläche kann rau sein, auch durch Wind können Wellen im Schnee entstehen, wodurch die Distanzmessung für das Ultraschall-Gerät beeinflusst wird. (Das Foto zeigt die Station Teufelsegg am 04.02.2004.)

Einerseits ist Mitteln eine gute Möglichkeit um Störungen des Signals zu eliminieren, andererseits kann es auch sein, dass dadurch der Schnee für die gesamte Gletscherfläche unterschätzt wird (viele kleine Erosionsereignisse fehlen und der an der AWS verblasene Schnee könnte an einer anderen Stelle des Gletschers abgelagert werden).

Die Kunst liegt also darin, aus dem Messsignal die “relevanten“ Neuschneefälle zeitlich und mengenmäßig richtig zu erfassen. Zu starkes Mitteln wäre zwar für die Herausnahme von Abblaseereignissen und Störungen gut, aber dabei wird auch die abgeleitete Neuschneemenge vermindert: Hier gilt es einen Mittelweg zu finden.

Die nächste Frage ist, wie stark ein Ausschlag der Schneehöhenkurve sein muss, damit es sich wirklich um einen Schneefall handelt und nicht um eine Störung des Signals? Dies wurde an Hand von Häufigkeitsverteilungen (Abb. 5.19) der gemessenen Höhenänderung versucht herauszufinden.

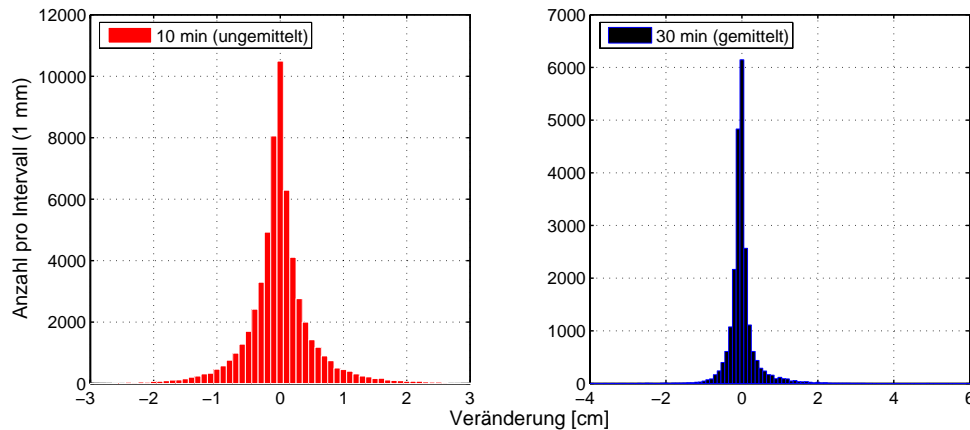


Abbildung 5.19: Verteilung der Differenzen der Höhe der Schneedecke zwischen zwei Zeitpunkten. Links ist die Verteilung aller 10-minütigen Veränderungen, rechts die aller halbstündigen (bereits zweifach gemittelten!) Veränderungen der Schneehöhe, jeweils an der Station Teufelsegg). Alle Daten vom 17.09.2003 bis 24.12.2004 sind berücksichtigt.

Die Verteilungen ähneln Gaußschen Glockenkurven und sind um die y-Achse nahezu symmetrisch verteilt. Dies zeigt die Problematik deutlich: Ab welchem Wert ist das “Rauschen” des Sensors zu Ende und ab welchem Wert beginnt der wahre Schneezuwachs, oder der Verlust?

Bei der Verteilung der gemittelten Werte (Abb. 5.19b) nimmt die Drängung um den 0-Punkt zu, was von Vorteil ist. Weiters lässt sich der Neuschnee durch ein lokales Maximum bei 1 cm deutlicher erkennen, ein Grenzwert kann aber nicht festgestellt werden. Würde jede positive Abweichung zwischen 2 Halbstunden-Werten als Neuschnee aufgefasst werden käme man auf 2428 cm Neuschnee. Bei einem Grenzwert von 0,3 cm käme man auf 1900 cm, bei 0,5 cm auf 1531 cm und bei 0,7 cm wäre die Neuschneemenge 1275 cm, bei 0,9 cm nur mehr 1028 cm. Man sieht daran wie groß die Reaktion der abgeleiteten Neuschneemenge auf den jeweiligen Schwellwert für Neuschnee ist.

Bezüglich Schneefall sind einige noch weitere meteorologische Faktoren wichtig: Die Grenze zwischen Regen und Schnee wurde bei 1°C angesetzt was sich als nützlich erwies. Schließlich wurde für die Klassifikation von Neuschnee noch angenommen, dass die relative Feuchte einen Wert von mindestens 85% haben muss. Als Schwellwert für Neuschnee erwies sich 0,7 cm als gut. Oftmals schneit es aber nur so leicht, dass die Menge unter 0,7 cm in einer halben Stunde liegt. Für solche Fälle, die an beiden Stationen vorkommen, gibt es eine 6-stündige Korrektur: diese greift, falls die Schneehöhe um mehr als 2 cm über der vor 6 h und der Summe des abgeleiteten Neuschnees in dieser Zeitspanne liegt. Der Fehlbetrag des Neuschnees wird dann gleichmäßig auf die Zeitspanne verteilt. Meteorologische Voraussetzungen dafür sind eine mittlere relative Feuchte von

mindestens 80% und eine Mitteltemperatur von unter 1°C.

Mit dem Ultraschallsensor kann zwar die Neuschneemenge einigermaßen festgestellt werden, ein weiteres Problem stellt aber die Berechnung des Wasseräquivalents dar, wozu die Kenntnis der Dichte notwendig ist.

In der Realität ist die Neuschneedichte eine Funktion des Windes (hohe Windgeschwindigkeiten packen den Neuschnee mechanisch schon kurz nach dem Fallen) und der Temperatur (je höher die Temperatur umso dichter, nasser der Schnee). In Pilotsudien wurden verschiedene Dichten ausprobiert und schließlich eine über die gesamte Periode konstante Neuschneedichte von 150 kg m^{-3} gewählt. Händische Beobachtungen der Schneehöhe und eine so durchgeführte Qualitätskontrolle der vom US-Gerät gemessenen Distanz zur Oberfläche und Schneeschächte für die Ermittlung des Wasseräquivalents waren bei der Optimierung der Neuschneedichte hilfreich.

5.5.2 Regen

Auch auf Gletschern fällt Regen. Allerdings ist dieser an keiner der Stationen gemessen worden. Wie aber können trotzdem mit einer AWS Regen und Zeitpunkte festgestellt werden? Hierfür wurden die Daten der umliegenden Stationen verwendet.

Betrachtet man die kumulierten Niederschlagsmengen in Abb. 5.20a, so sieht man zunächst, dass an der Station Teufelsegg mehr Schnee als auf der Zunge fällt.

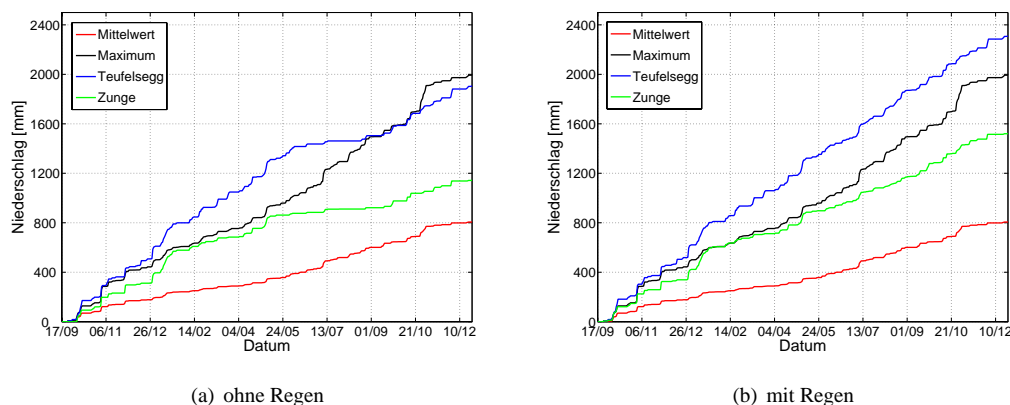


Abbildung 5.20: Aufsummierte Niederschlagsmengen im Untersuchungszeitraum: In der linken Abbildung sind nur die mit dem Ultraschallgerät abgeleiteten Niederschlagsereignisse berücksichtigt, in der rechten Abbildung auch der aus umliegenden Wetterstationen zugefügte Regen (siehe Text) an den beiden Hintereisfernerstationen. Die rote Kurve ("Mittelwert") wurde aus den Mittelwerten der täglichen Niederschlagsmengen der benachbarten Stationen berechnet. Die schwarze Kurve errechnet sich aus der größte tägliche Niederschlagsmenge der umliegenden Stationen. Grüne und blaue Kurven zeigen die Entwicklung des Niederschlags an den 2 Stationen des Hintereisferners.

Die an den AWS am Hintereisferner bestimmten Niederschlagsmengen übersteigen die mittlere Menge der umliegenden Wetterstationen deutlich. Wenn aber jeweils die maximale tägliche Niederschlagsmenge aufsummiert wird, so liegt diese Kurve zwischen den Kurven für den Hintereisferner, bis sich die Kurve für die Zunge im Sommer abflacht. Der Grund für diese Abflachung ist die hohe Temperatur im Sommer und der damit verbun-

denen ansteigenden Schneefallgrenze. Es ist weiters zu erkennen, dass es an der Station Teufelsegg im Sommer mehr Neuschneefälle gibt als an der Station Zunge. Es musste für den Regen am Gletscher eine Lösung gefunden werden, die eine zeitlich richtige und mengenmäßig in etwa korrekte Berücksichtigung der Regenereignisse gewährleistet. Für beide Stationen am Hintereisferner wurden Zeiträume gesucht, zu welchen sowohl eine Temperatur höher als 1°C , als auch eine relative Feuchte größer als 80% geherrscht hatte. Diese einfache Bedingung für Regen war aber so gut, dass sich die Niederschläge an den umliegenden Wetterstationen sehr gut mit den abgeleiteten Zeiträumen am Gletscher in Verbindung bringen ließen. Die Zuordnung der Regenmenge für die Gletscherstationen folgte je nach Lage des Niederschlagschwerpunktes und der an den umliegenden Wetterstationen gemessenen Menge. Es wurde berücksichtigt, dass an der Station Teufelsegg mehr Niederschlag fällt als an der Station Zunge. Des weiteren ließ sich aus Abb. 5.20a ableiten, dass am Hintereisferner in etwa so viel Niederschlag fällt wie die maximale Tagesmenge der umliegenden Stationen. Durch das enge Netz an Stationen kann davon ausgegangen werden, dass sich die allermeisten Regenereignisse am Hintereisferner erfassen lassen.

Die kumulative Niederschlagsmenge, in der auch der Regen berücksichtigt ist, ist in Abbildung 5.20b dargestellt. Man erkennt noch deutlicher die recht gute Beziehung zwischen maximaler Tagesniederschlagskurve und den Kurven für die Stationen, welche diese umschließen. Für die meisten Niederschlagsereignisse stimmt die maximale Intensität sehr gut mit der abgeleiteten Menge an den Gletscherstationen zusammen.

Der letzte Regen des Jahres 2003 an der Station Teufelsegg fiel am 03.10., der erste des darauf folgenden Jahres am 10. Juni. Ab dem 2. November 2004 fiel nur mehr Schnee. Insgesamt fiel nach meinen Berechnungen an 67 Tagen Regen mit einer Gesamtsumme von 405mm.

An der unteren Station ist die Zeitspanne mit flüssigem Niederschlag ausgedehnter und es gibt erwartungsgemäß mehr Tage mit Regen: das letzte Ereignis des Jahres 2003 fand am 4. Oktober statt, das erste des Jahres 2004 am 21. Mai. Das letzte Mal nennenswerter Regen fiel am 5.11.2004. Es ließen sich 102 Tagen mit Regen finden wobei insgesamt 383 mm fielen.

5.5.3 Niederschlagsmengen

Um die Niederschlagsdaten der verschiedenen Stationen (auch tagweise) untereinander besser vergleichen zu können, wurden jene aus Vent und vom Hintereisferner an das System angepasst, das die Südtiroler Daten haben, nämlich: Die Niederschlagsmessung wird am Morgen gemacht (9 Uhr) und dem selben Tag zugeordnet, auch wenn der Niederschlag am vorigem Tag gefallen ist. Für Vent war dies insofern nicht möglich, da die Niederschlagsmessung schon um 7 Uhr stattfindet.

In Tabelle 5.5 sind die Niederschlagsmengen der AWS monatsweise und nach ihrer Art aufgereiht. An der Station Teufelsegg sind beachtliche 50% mehr Niederschlag gefallen

Monat	Teufelsegg (s)	Zunge (s)	Teufelsegg (l)	Zunge (l)	Teufelsegg (Σ)	Zunge (Σ)
September '03*	17,8	0,0	0,0	12,5	17,8	12,5
Oktober '03	189,2	125,5	10,8	15,5	200,0	141,0
November '03	228,3	172,0	0,0	0,0	228,3	172,0
Dezember '03	171,9	94,6	0,0	0,0	171,9	94,6
Jänner '04	192,6	186,3	0,0	0,0	192,6	186,3
Februar '04	124,6	69,5	0,0	0,0	124,6	69,5
März '04	124,1	36,5	0,0	0,0	124,1	36,5
April '04	125,0	71,1	0,0	0,0	125,0	71,1
Mai '04	191,1	106,4	0,0	7,5	191,1	113,9
Juni '04	72,4	22,3	37,0	55,0	109,3	77,3
Juli '04	24,6	26,9	152,1	87,0	176,7	113,9
August '04	43,0	10,5	165,2	79,1	208,1	89,7
September '04	82,7	55,0	30,7	55,4	113,4	110,4
Oktober '04	155,8	77,8	6,1	49,4	161,9	127,2
November '04	73,7	44,7	2,0	25,2	75,7	69,9
Dezember '04*	90,5	43,4	0,0	0,0	90,5	43,4
Gesamt	1906,9	1142,4	403,9	386,6	2310,8	1529,0

Tabelle 5.5: Niederschlagsmonatssummen [mm] am Hintereisferner im Betrachtungszeitraum. Die Abkürzung (s) steht für Schnee und (l) für Regen. Die Daten von September '03 und Dezember '04 beziehen sich nur auf die ausgewählte Periode (17.09.2003-24.12.2004).

als an der Station Zunge. Die Niederschlagsmengen im hydrologischen Jahr (01.09.2003-30.09.2004) lassen sich mit den durch die Totalisatoren gemessenen Mengen vergleichen (Tab. 5.6). Die Totalisatoren befinden sich alle im Rofental, der Totalisator Hintereisferner ist dem Gletscher am nächsten.

Totalisator	Höhe [m] [m]	Niederschlag Jahr [mm]	Niederschlag Winter [mm]	Niederschlag Sommer [mm]
Hochjochhospiz	2360	823	408	415
Vernagtbrücke	2640	1013	442	571
Proviantdepot	2737	961	429	532
Rofenberg	2827	1056	505	551
Latschbloder	2910	1106	582	524
Hintereisferner	2970	1235	494	741
Stat. Teufelsegg	3048	1966	1042	924
Stat. Zunge	2640	1276	700	576

Tabelle 5.6: Vergleich der durch die Totalisatoren gemessenen Niederschlagsmenge im hydrologischen Jahr 2003/04. Als Winter wurden der Zeitraum Oktober-März, als Sommer die Monate April-September definiert.

Auf dem Gletscher fällt eindeutig mehr Niederschlag als durch die Totalisatoren gemessen wird. Der Gletscher selbst bekommt sicherlich durch seine Kessellage mehr Niederschlag ab, allerdings haben die großen Unterschiede zu den Stationen insbesondere mit den schwierigen Messbedingungen von Totalisatoren zu tun. Da im Sommer mehr Regen fällt und dieser leichter zu messen ist, wird auch der Unterschied zu den AWS kleiner als im Winter. Der Sommerniederschlag an der Station Zunge scheint mengenmäßig vernünftig zu sein.

Betrachtet man die Ganglinie der Niederschlagsmengen pro Monat (Abb. 5.21) an den

umliegenden Stationen und den AWS am Hintereisferner, so verlaufen die Kurven sehr harmonisch; Die Verläufe an den umliegenden Stationen sind sehr ähnlich zur den Schwankungen am Gletscher, was als erneuter Gütebeweis für die Werte vom Gletscher angesehen werden kann.

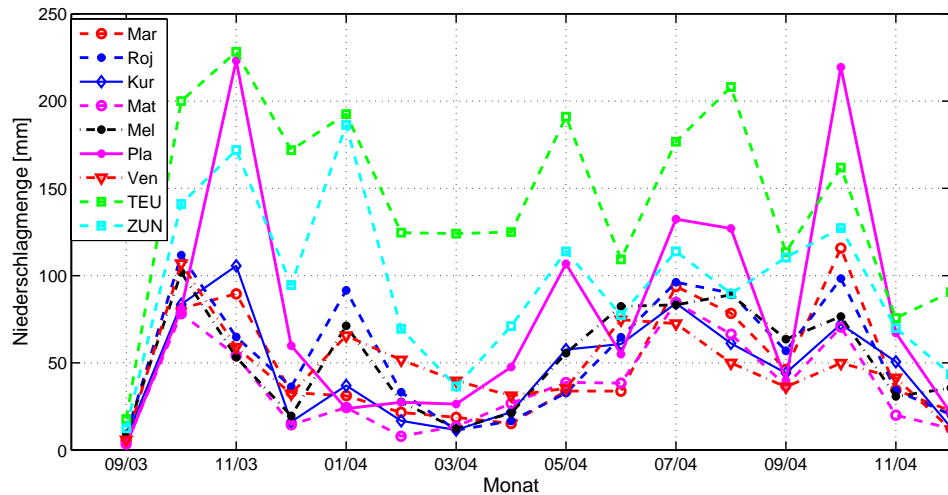


Abbildung 5.21: Monatliche Niederschlagsmengen an den beiden Hintereisfernerstationen (ZUN(ge), TEU(felsegg)) und im Vergleich dazu an den umliegenden Stationen (MAR(ienberg), (Außer)ROJ(en), KUR(zras), MAT(sch), MEL(ag), PLA(tt), VEN(t)).

In der Vergangenheit gab es mehrere Untersuchungen in denen die bessere Korrelation der Niederschläge am Hintereisferner mit der Station Marienberg als mit der Station Vent aufgezeigt wurde (Stuefer 1994). Auch in meinen Untersuchungen ergab sich dieser Umstand (Tabelle 5.7). Es gab eine Reihe von Tagen, an denen es zu nennenswerten Niederschlägen am Gletscher und an den Stationen südlich des Hauptkamms gekommen ist, aber die Station Vent nichts messbares zählte.

Bei der Anzahl von Niederschlagstagen pro Monat (Tabelle A.6) besteht eine große Ähnlichkeit zwischen den Daten der umliegenden Wetterstationen und Stationen auf dem Gletscher. Definiert man einen Niederschlagstag, als einen Tag mit min. 1 mm Niederschlag, zählt die Station Station Teufelsegg 198, die Station Zunge 160 Tage. Keine der anderen umliegenden Station erreicht auch nur annähernd diese Werte, sie liegen zwischen 94 (Matsch) und 124 (Außerrojen). Die beiden Stationen am Hintereisferner haben untereinander einen Korrelationskoeffizienten von 0,90. Fast gleich gut ist jener von Melag mit 0,89 für die Zungenstation, und 0,87 für die Station am Teufelsegg.

Als nächstes möchte ich auf die Korrelationen für die Tageswerte der Niederschlagsmengen eingehen (Tab. 5.7): Würde man den Regen nicht betrücksichtigen, wären die Korrelationen zwischen den Wetterstationen um die Weißkugel und jenen am Gletscher sehr schwach. Berücksichtigt man aber den Regen in den warmen Jahreszeit, so erhöhen sich die Korrelationen deutlich, es gibt aber keine Station, welche besonders hervorstechen

Korrelation	Mar	Roj	Kur	Mat	Mel	Pla	Ver	Ven	MAXIMUM
Zunge (Tag)	0,64	0,65	0,69	0,62	0,64	0,64	0,57	0,62	0,76
Teufelsegg (Tag)	0,64	0,61	0,57	0,58	0,58	0,63	0,64	0,56	0,76
Zunge (Monat)	0,61	0,74	0,69	0,57	0,63	0,56	0,40	0,62	/
Teufelsegg (Monat)	0,64	0,66	0,65	0,65	0,59	0,63	0,64	0,60	/

Tabelle 5.7: Korrelationen zwischen Gletscherstationen und umliegender Wetterstationen von täglichen und monatlichen Niederschlägen aus der gesamten betrachteten Zeitspanne. Die höchsten Korrelationen wurden mit dem Mittel und Maximalwert des täglichen Niederschlages an den Wetterstationen erreicht. Abkürzungen der Stationen wie in Abb. 5.21.

würde. Bei den Monatssummen schneidet die Station Außerrojen am besten ab. Sehr interessant ist das Ergebnis, dass die tägliche maximale Niederschlagsmenge der umliegenden Stationen nicht nur eine durchschnittliche Hintereisfernermenge (Abb. 5.20) erreicht, sondern dass auch der Korrelationskoeffizient beachtliche 0,76 erreicht (Tab. 5.7). Es scheint zumindest für den untersuchten Zeitraum so zu sein, dass salopp formuliert, sobald es irgendwo in der Umgebung der Weißkugel regnet/schneit, es am Hintereisferner ebenfalls zu Niederschlägen kommt. Dies wird durch die Vorstellung unterstützt, dass konvektive Ereignisse im Sommer sich vor allem an den Bergen auswirken, dort wachsen und eben auch bevorzugt abschneien/regnen. Hier spielen die Ötztaler Alpen sicher eine zentrale Rolle, insbesondere aber die Weißkugel, welche doch gut 300 m über die umliegenden Berge hinausblickt und so für Konvektion aber auch für Stau förderlich ist. Ebenfalls ist besonders für die Sommermonate eine lokale Konvergenz von Taleinwinden an der Weißkugel anzunehmen. Für Südstaulagen gilt, dass die Lage des Hintereisferners an den Osthängen der Weißkugel ebenfalls günstig ist. Die These, dass sich Quellwolken besonders an der Weißkugel bilden deckt sich mit der Erkenntnis von deutlich mehr Niederschlagstagen am Teufelsegg, als an der Zunge. Das Weißkugelmassiv ist nach Norden hin das letzte große Hindernis, das sich einem Südwind in den Weg stellt. Ebenso kommt es bei Nordlagen noch zu Staueffekten, bevor sich der Nordwind als Nordföhn in die Täler des Vinschgaus hinabstürzt.

Kapitel 6

SOMARS - Simulation Of glacier surface Mass balance And Related Sub-surface processes

6.1 Einführung

SOMARS ist ein von Wouter Greuell (Greuell and Oerlemans 1986) entwickeltes, numerisches Modell geschrieben in FORTRAN 77, mit dem die Energie- und Massenbilanz eines Gletschers berechnet werden kann.

Für meine Simulationen habe ich die aktuellste Version (2005) dieses schon seit geraumer Zeit bestehenden Modells verwendet, jedoch einige Dinge, wie später noch erläutert, verändert. Es kann mitsamt einer guten Dokumentation auf seiner Homepage <http://www.phys.uu.nl/~greuell/massbalmodel.html> frei heruntergeladen werden. Weitere Erklärungen über das Modell sind unter Greuell (1994) zu finden.

Eine andere ältere Version von SOMARS wurde schon einmal für Studien am Hintereis-ferner angewandt, nämlich von Greuell selbst im Jahre (1986).

Mit einer Wetterstation am Gletscher wäre es über die Eingabe von zeitlich konstanten Gradienten verschiedener meteorologischer Parameter möglich, entlang einer Fließlinie in einem regulären Höhenabstand Massenbilanz und Energiebilanzberechnungen vorzunehmen. Die minimale Anforderung verlangt nur wenige meteorologische Daten: Temperatur, Niederschlag, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit, und den Bedeckungsgrad. Die zur Energiebilanzmodellierung weiters notwendigen Daten werden durch zahlreiche Parameterisierungen errechnet. Das Modell kann über Daten in regelmäßigen zeitlichen Abständen (z.B. Stundenwerten) oder mit Tagesmittelwerten betrieben werden.

Weiters können je nach Anforderung diverse Parameter für die Berechnung der turbulenter Flüsse, des Abflusses von Flüssigwasser an der Oberfläche, des Extinktionskoeffizienten für kurzwellige Strahlung sowohl in Eis wie Schnee und das numerische Gitter in Zeit und Raum gewählt werden. SOMARS besteht aus 2 Teilen in denen jeweils der Energieaustausch der Schnee/Eisoberfläche mit der Atmosphäre bzw. die Prozesse im Eis oder

im Schnee berechnet werden. Auf einem vertikalem Gitter, dessen Ausdehnung und Maschenweite wählbar ist, werden die im Eis oder Schnee ablaufenden Prozesse simuliert. So wird u.a. die Berechnung der vertikalen Profile der Schnee- oder Eistemperatur oder Dichte, sowie die Simulation von Aufeis und Matsch möglich.

Durch die hohe zeitliche Auflösung aller für die Energiebilanz relevanten meteorologischen Parameter der am Hintereisferner gesammelten Daten, habe ich SOMARS mit Halbstundenwerten betrieben.

Folgende Parameter sind eingegangen:

- (1) Temperatur
- (2) relative Feuchte
- (3) Windgeschwindigkeit
- (4) Globalstrahlung
- (5) reflektierte Globalstrahlung
- (6) Atmosphärische Gegenstrahlung
- (7) Niederschlagsmenge
- (8) Höhe der Temperatur- bzw. Windmessung

Im gegebenen Fall mussten für die Berechnung der turbulenten Flüsse die zeitlich schwankenden Höhen der Temperatur- und Windmessung berücksichtigt werden. Hierzu musste das Modell entsprechend verändert werden, denn es erlaubte zunächst nur konstante Messhöhen.

6.2 Energiebilanz

Der Großteil der Energiebilanz wird zwar an der Oberfläche umgesetzt, dennoch ist es bei den Materialien Schnee und Eis von Vorteil wenn die Energiebilanz auf ein Volumen bezogen wird, da die Schneedecke als Speicher für Energie fungieren kann. Deshalb wird bei SOMARS neben der Masse auch ständig die Energie auf ihre Erhaltung überprüft.

Das oberste Gitterelement wird zur Schaltzentrale für den Energieumsatz mit der Atmosphäre, es fungiert als Ersatz für Oberfläche in der Natur. Bis auf die teilweise eindringende Globalstrahlung, welche auf viele Schichten verteilt wird, werden hier noch atmosphärische Gegenstrahlung, die langwellige Ausstrahlung der Schneedecke, die fühlbare Wärme, die latente Wärme und die Energie durch den Regen berücksichtigt.

6.2.1 Berechnung der turbulenten Flüsse

Um die turbulenten Flüsse berechnen zu lassen, müssen eine Reihe von Entscheidungen über Berechnungsmethoden getroffen werden. Zunächst kann zwischen der "Bulk-" und

der Profilmethode entscheiden werden; da der Wind am Hintereisferner nur in einer Höhe gemessen wurde, musste die “Bulk-Methode“ verwendet werden. Nach Denby und Greuell (2000) ist dies ohnehin empfehlenswert. Diese Methode berechnet die turbulenten Flüsse, indem die Windgeschwindigkeit in der Höhe des Rauigkeitsparameters Null gesetzt wird und die dortige Temperatur und die Feuchtigkeit durch das Modell berechnet werden.

Zur Berechnung der Oberflächentemperatur sei auf Kap. 6.2.4 verwiesen, der berechnete Dampfdruck ist der Sättigungsdampfdruck für Eis der Oberflächentemperatur. Bei Schnee und Eis muss von potentieller Verdunstung ausgegangen werden. Die “Bulk“-Methode benötigt Werte für die Impulsrauigkeitslängen für Eis, trockenen und schmelzenden Schnee, die frei gewählt werden können. Als weitere Entscheidung müssen bei dieser Methode die Berechnungsschemata für die Rauigkeitslängen für Temperatur z_{0T} und Wasserdampf z_{0W} vor Inbetriebnahme des Modells ausgewählt werden. Es stehen 4 verschiedene Schemata zur Verfügung: 1. Andreas (1987), 2. Brutseart (1975), 3. $z_{0T} = z_{0W} = z_0$ und 4. $z_{0T} = z_{0W} = 0,00001$. Greuell empfiehlt die Berechnungsmethode nach Andreas (1987).

Die turbulenten Energieflüsse können entweder mit der Monin-Obukhov Ähnlichkeitstheorie (z.B. in Stull 1988), mit der Annahme von logarithmischen Profilen (z.B. in Kuhn 1984) oder nach einem Schema von Louis (1979) berechnet werden. Wouter Greuell empfiehlt ersteres.

Bei Monin-Obukhov müssen schließlich noch die Stabilitätsfunktionen ausgewählt werden: es muss eine Auswahl zwischen den Schemata von Businger, Högström, Beljaars-Holtlag und Dyer getroffen werden (Högström 1988).

Im Folgenden wird die von mir gewählte Berechnung für den fühlbaren und den latenten Wärmestrom näher erläutert. Dabei wurden alle Vorschläge von Greuell berücksichtigt:

$$F_H = \rho_L c_{pL} f_s \frac{\kappa^2 u (\theta_a - \theta_0)}{\ln \frac{z_u}{z_0} \ln \frac{z_T}{z_{0T}}} \quad (6.1)$$

$$F_L = \frac{L}{R_W T} f_s \frac{\kappa^2 u (e_a - e_0)}{\ln \frac{z_u}{z_0} \ln \frac{z_W}{z_{0e}}} \quad (6.2)$$

wobei ρ_L die Dichte der Luft (je nach Druck und Lufttemperatur) ist, c_{pL} bezieht sich auf spezifische Wärmekapazität der Luft ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), die Diffusionskoeffizienten für Enthalpie und Wasserdampf wurden gleich groß angenommen, f_s korrigiert den Einfluss der Schichtung auf den turbulenten Austausch, κ ist die Karman-Konstante (ca. 0,4, je nach ausgewählter Stabilitätsfunktion), u die Windgeschwindigkeit auf der Höhe z_u , θ_a die potentielle Temperatur in der Messhöhe z_T , θ_0 die potentielle Temperatur an der Oberfläche, L die latente Wärme der Sublimation für Oberflächentemperaturen unter 0°C ($2,83 \text{ MJ kg}^{-1}$) oder $2,5 \text{ MJ kg}^{-1}$ für eine schmelzende Oberfläche, e_a ist der Dampfdruck auf der Messhöhe der Feuchtigkeit $z_W = z_T$, e_0 der Dampfdruck an der Oberfläche, R_W ist die Gaskonstante für Wasserdampf ($461,9 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) und T ist die Lufttemperatur

in Kelvin. Die Rauigkeitslängen für Wind, Temperatur und Wasserdampf sind durch z_0 , z_{0T} und z_{0e} gegeben.

Die Rauigkeitslänge für den Wind z_0 wird je nach Oberflächenbeschaffenheit (gefrorener Schnee, schmelzender oder Eis) und den spezifizierten Werten für diese Zustände für jeden Zeitschritt gewählt. Ist die Dichte des obersten Gitterpunktes kleiner als 600 kg m^{-3} , so ist z_0 entweder der Wert für trockenen Schnee oder schmelzenden (wenn erster Gitterpunkt nass), für alle höheren Dichten wird zwischen dem Eiswert und jenem für nassen Schnee interpoliert.

Die turbulenten Flüsse werden so lange berechnet bis sie einen stabilen Wert haben, bzw. bis das Ergebnis konvergiert; mindestens aber 30 Mal. Der mit dem turbulenten Wärmefluss zusammenhängende Massenfluss bewirkt, dass Masse entweder dem ersten Gitterpunkt genommen oder gegeben wird, was sich auf dessen Größe auswirkt.

Die Gleichungen von Andreas (1987) rechnen die Rauigkeitslängen für Temperatur und Wasserdampf für jeden einzelnen Rechenschritt aus:

$$z_{0T} = 0.001 \exp(0.317 - 0.565 \ln(u^* \frac{z_0}{\eta}) - 0.183 \ln(u^* \frac{z_0}{\eta})^2) \quad (6.3)$$

$$z_{0W} = 0.001 \exp(0.396 - 0.512 \ln(u^* \frac{z_0}{\eta}) - 0.180 \ln(u^* \frac{z_0}{\eta})^2) \quad (6.4)$$

Die dynamische Viskosität der Luft η hat einen Wert von $1,461 \cdot 10^{-5}$, die Schubspannungsgeschwindigkeit (friction velocity) u^* wird vom Modell berechnet und hängt von der Karmankonstante, der Windgeschwindigkeit, Höhe des Messniveaus und von der Monin-Obukhov-Länge ab.

Falls wie in meinem Fall keine Druckmessungen vorliegen, wird der Druck aus der Höhe der Station über die Annahme mit der Standardatmosphäre berechnet und konstant gehalten.

6.2.2 Energiezufuhr durch Regen

Falls es auf die Schneeoberfläche regnen sollte, hat das Regenwasser die Temperatur der Luft und wird zum oberstem Gitterpunkt als Flüssigwasser hinzugefügt und in der Folge wie in der weiter unten beschriebenen Prozedur als Schmelzwasser behandelt. Die Energiezufuhr aus Regen in W m^2 wird so berechnet:

$$F_R = \frac{R}{dt} c_{pw} T_L \quad (6.5)$$

wobei $\frac{R}{dt}$ für die pro Zeitschritt gefallene Regenmenge in $\text{mm} = \text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ steht und c_{pw} die spezifische Wärme von Flüssigwasser ist ($4200 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

6.2.3 Eindringen von kurzweiliger Strahlung in den Schnee

Der nicht von der Oberfläche reflektierte Teil der Globalstrahlung wird von der Schnee- oder Eisdecke absorbiert. Strahlung mit einer Wellenlänge von über $0,8 \mu\text{m}$ kann kaum in

die Schneedecke eindringen, im infraroten Teil des Spektrums ist Schnee/Eis nahezu ein schwarzer Körper.

Im Modell wird die Extinktion der kurzwelligen Strahlung, die ein Effekt von Streuung und Absorption ist, folgendermaßen berechnet: nur ein Bruchteil ($Q_p = 64\%$) der kurzwelligen Strahlungsenergie kann überhaupt in die Schneedecke eindringen, die restlichen 36% bleiben im obersten Gitterelement stecken. Diese 36% sollen den Anteil der Wellenlängen über $0,8 \mu\text{m}$ des kurzwelligen Spektrums charakterisieren.

Der eindringende Teil der Strahlung wird nach dem Gesetz von Beer in den verschiedenen Schichten extinguiert:

$$F_e(z) = G(1 - \alpha)Q_p e^{-\kappa z} \quad (6.6)$$

wobei $F_e(z)$ der kurzwellige Strahlungsfluss in einer Tiefe z ist, G bezeichnet die Globalstrahlung und α die Albedo.

Der Extinktionskoeffizient κ ist eine lineare Funktion der Dichte:

$$\kappa(\rho, z) = \kappa_S + (\rho(z) - \rho_S) * \frac{\kappa_E - \kappa_S}{\rho_E - \rho_S} \quad (6.7)$$

Als Referenz-Extinktionskoeffizienten für Schnee mit einer Dichte von ($\rho = 300 \text{ kg m}^{-3}$) ist in SOMARS $\kappa_S = 20 \text{ m}^{-1}$ gewählt, der Extinktionskoeffizient von Eis (κ_E) ist $2,8 \text{ m}^{-1}$. SOMARS hat in der Grundeinstellung eine Neuschneedichte von 300 kg m^{-3} , worauf der Referenzextinktionskoeffizient abgestimmt ist. Durch die Wahl der Neuschneedichte von 150 kg m^{-3} wurde ein anderer Referenz-Extinktionskoeffizient ($24,3 \text{ m}^{-1}$) durch lineare Extrapolation der obigen Formel festgelegt.

6.2.4 Oberflächentemperatur und langwellige Ausstrahlung

Die Oberflächentemperatur ist für die Energiebilanz sehr wichtig: zum einen bestimmt sie die langwellige Ausstrahlung, zum anderen auch die Oberflächenbedingungen für die Berechnung der turbulenten Energieflüsse. Die langwellige Ausstrahlung der Schnee- bzw. Eisdecke wird folgendermaßen berechnet:

Aus der Temperatur der obersten 2 Gitterpunkte wird ein Gradient berechnet, welcher linear auf die Oberfläche ($z=0$) interpoliert wird. Die langwellige Ausstrahlung wird mit dieser Oberflächentemperatur nach Stefan-Boltzmann in eine Strahlungsflussdichte umgerechnet. Es wird eine Emissivität gleich 1 verwendet, obwohl der Wert für ϵ in Wahrheit etwas kleiner ist. Dies hat keine groben Auswirkungen auf die Resultate (Greuell and Genthon 2005).

Zu jedem Zeitschritt kontrolliert das Modell ob die Temperatur des obersten Gitterpunktes numerisch stabil ist. Dabei wird die aktuelle Temperatur mit den 5 letzten verglichen. Wenn sie stark schwankt (wellenartige Bewegung) so wird der Zeitschritt als instabil definiert. Am Ende eines Modelllaufes wird der Prozentsatz der labilen Fälle angezeigt.

Die modellierte Oberflächentemperatur dient als Gütemaß für das Modell, da sie mit der

gemessenen verglichen werden konnte.

6.3 Berechnungen im Eis und Schnee

Auf dem vertikalen Gitter werden 4 Variablen berechnet: die Temperatur, die Dichte, der Wassergehalt und das ‘Alter’ des Flüssigwassergehalts eines Gitterpunktes. Die letzte Variable ist die Zeitspanne seit wann eine gewisse Schicht einen Wassergehalt größer als Null hat. Die Temperatur eines Gitterpunktes wird der Mitte des Gitterelements zugewiesen.

Der Gitterpunktabstand nimmt ungefähr linear mit der Tiefe zu, am Oberrand sind es (wenige) cm, im unteren Bereich des Gitters (einige) Meter. Insgesamt empfiehlt Greuell eine vertikale Erstreckung von 25m um an der Unterseite eine Schicht zu haben, in der zeitlich konstante Werte herrschen (Jahresschwankung gegen Null). Dies verhindert numerische Probleme. Es gibt daher keine Wärmegeneration durch Eisdeformation oder Reibungswärme. Da es sich um ein eindimensionales Modell handelt, wird horizontale Homogenität (keine horizontale Energieadvektion) angenommen, die sicher weitestgehend erfüllt ist.

6.3.1 Schnee/Eistemperatur

Auf dem Gitter wird nun von oben nach unten, für jeden Gitterpunkt die folgende thermodynamische Gleichung gelöst:

$$\rho c_{pi} \frac{dT}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial Q_t}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} (M L_M) + \frac{\partial}{\partial z} (F L_M) \quad (6.8)$$

c_{pi} ist die spezifische Wärmekapazität von Eis ($2009 \text{ J (kg K)}^{-1}$), $\frac{\partial Q_t}{\partial z}$ ist die Absorption von Energie aus der Atmosphäre in J s^{-1} , M ist die Schmelzrate in $\text{kg (m}^2\text{s)}^{-1}$, L_M ist die latente Schmelzwärme ($0,33 \text{ MJ kg}^{-1}$ und F die Gefrierate in $\text{kg (m}^2\text{s)}^{-1}$. Der Ausdruck $\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right)$ ist der Energieaustausch aufgrund des vertikalen Temperatur-Gradienten. K ist die effektive Wärmeleitfähigkeit (in W (mK)^{-1}) als Funktion der Dichte ρ :

$$K = 0,21 * 10^{-1} + 0,42 * 10^{-3} \rho + 0,22 * 10^{-8} \rho^3 \quad (6.9)$$

K beschreibt nicht nur Leitung sondern auch Konvektion, langwelligen Strahlungsaustausch und Dampfdiffusion zwischen den einzelnen Gitterpunkten.

Gleichung 6.8 beschreibt die Änderung der Temperatur ($\frac{dT}{dt}$) eines jeden Gitterpunktes mit der Zeit. Die Änderung des Wärmeinhalts der Gitterpunkte kann durch alle 4 Terme auf der rechten Seite erfolgen: durch den vertikalen Temperaturgradient, durch Absorption (oder Abgabe) von Energie aus der (an die) Atmosphäre, er kann abnehmen durch die Energie, die zum Schmelzen verwendet wird, und kann zunehmen wenn Flüssigwasser, das von oberen Schichten durch die Schneedecke sickert, hier gefriert.

Diese Gleichung wird nun folgendermaßen gelöst:

- (1) Es folgt zunächst die Berechnung der ersten beiden Terme der rechten Seite, das Temperaturprofil ist vom vorigen Zeitschritt bekannt, die Energiezufuhr von der Atmosphäre ist bereits berechnet.
- (2) Vorläufiges Abschätzen der Temperaturänderung, wenn $M = F = 0$;
- (3) Temperaturabschätzung für jeden Gitterpunkt.
- (4) Schmelzen wird angenommen: wenn die abgeschätzte Temperatur an einem Gitterpunkt $>0^{\circ}\text{C}$ ist wird sie auf 0°C gesetzt und die “Restenergie“ zum Schmelzen verwendet.
- (5) Das geschmolzene Wasser wird zum Wassergehalt dazugezählt.
- (6) Berechnung der Wasserperkolatation (Einsickern des Flüssigwassers), des Wiedergefrierens und des zusammenhängenden Temperaturanstieges von oben nach unten: Es gefriert so lange bis die Temperatur gleich Null ist.
- (7) Nichtgefrorenes Schmelzwasser im Gitterelement kann als Kapillarwasser gegen die Schwerkraft in den Schneeporen gehalten werden; wenn der Wassergehalt größer als der Maximalwert (berechnet nach Coléou and Lesaffre 1998) ist, perkoliert der Rest in das nächste Gitterelement.
- (8) Simulation von Matschbildung und Abfluss: dabei gibt es 2 Möglichkeiten:
an einer geneigten Fläche würde das Wasser an der Grenzfläche zu einer undurchdringbaren Schicht (Eis) abfließen, bei einer horizontalen Eisfläche würde es nicht abfließen und eine Matschschicht würde sich aufbauen bis zur Oberfläche.
Kompromiss: Die Höhe der maximalen Matschschicht wird festgelegt (z.B. 20cm). Rest fließt horizontal ab.
- (9) Falls alle Gitterpunkte mit Flüssigwasser gesättigt sind, wird das Restwasser an die Oberfläche gebracht und fließt dort horizontal ab. Zum Abfluss sei auf Kap. 6.3.4 verwiesen.

6.3.2 Neuschnee

Bei Schneefall wächst das Gitter: wenn die Dicke des obersten Gitterelements die zweifache Größe seiner im Vorhinein festgelegten Mächtigkeit erreicht, wird das Gitterelement in 2 gleich große geteilt. Beide haben dann die selben Eigenschaften.

6.3.3 Schneesetzung

Der Originalcode von SOMARS beinhaltet eine empirische Setzungsrate für trockenen Schnee in der Antarktis und Grönland, welche von Herron und Langway (1980) entwickelt wurde.

Zum einen benötigt diese Berechnung unpraktischerweise eine jährliche Akkumulationsrate, zum anderen kann mit der Setzung von trockenem Schnee nicht ausreichend der Schnee und dessen zeitliche Entwicklung am Hintereisferner oder anderen alpinen Gebieten beschrieben werden (Erath und Obleitner 2005). Die von Herron und Langway (1980) zur Bestimmung ihrer Setzungsrate verwendeten Stationen hatten eine weder von der Temperatur (Jahresmittel: -57°C bis -15°C) noch von der jährlichen Niederschlagsmenge (2 cm - 50 cm) her vergleichbare Werte.

Des weiteren scheint bei der Übertragung der Routine auf SOMARS ein Fehler unterlaufen zu sein, da überhaupt keine Setzung vorhanden ist. Ein Beispiel zeigt dies sehr deutlich (Abb. 6.1).

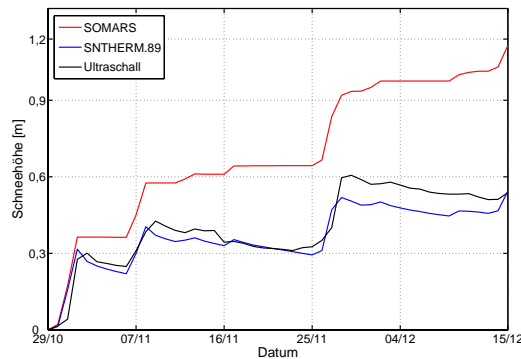


Abbildung 6.1: Darstellung der Entwicklung eines Teils der Winterschneedecke an der Station Teufelsegg: vom Ultraschallsensor gemessen (schwarz), mit SOMARS (Originalcode) modelliert (rot) und mit der vom Schneemodell SNTHERM.89 auf SOMARS übertragenen Schneesetzungsroutine berechnet (blau).

Deshalb habe ich, in Anlehnung an Erath und Obleitner (2005, 2005) den Setzungscode vom Schneemodell SNTHERM.89 (Jordan 1991) übernommen und etwas vereinfacht. So wie im SOMARS wurde die Dichte jeweils am Ende des Tages berechnet.

Die Verdichtung $\frac{\partial \rho_s}{\partial t}$ wird durch die Komponenten Metamorphose und Setzung durch Auflast folgendermaßen beschrieben:

$$\frac{\partial \rho_s}{\partial t} = \left[- \left| \frac{1}{\Delta z} \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \right|_{Metamorphose} - \left| \frac{1}{\Delta z} \frac{\partial \Delta z}{\partial t} \right|_{Auflast} \right] \rho_s \quad (6.10)$$

wobei die Zeitspanne ∂t in meinem Fall 1 Tag entspricht.

In Abbildung 6.1 sieht man, die deutlich stärkere Setzung des Schnees durch die Verwendung dieser Parametrisierung.

6.3.4 Abfluss von Schmelzwasser

Wasser (Regen oder Schmelzwasser) an der Eisoberfläche läuft ab, da es nicht weiter eindringen kann. Dies wird nach den Gleichungen von Zuo und Oerlemans (1996) beschrieben. Es gibt eine Zeitskala für diesen Abfluss, sodass ein Teil des Wassers als sogenanntes superimposed ice auffrieren kann. Diese Zeitskala ist abhängig von der Ober-

flächenneigung, je steiler das Gelände, umso schneller kann das Wasser abfließen.

In SOMARS werden diese Gleichungen sowohl für Oberflächenwasser als auch für Wasser an der Grenzfläche zwischen Eis und Schnee verwendet. Eine sehr wichtige Größe bei SOMARS ist daher die Neigung des Geländes: diese wurde aus dem Höhenprofil der Fließlinie für den Hintereisferner bestimmt.

SOMARS verlangt nach einem Längen-Höhenprofil des Gletschers, woraus die Neigung des Geländes an den Gitterpunkten berechnet wird. Diese wäre für die Station Teufelsegg hohe 16° , für die Station Zunge 6° . Da die Station Teufelsegg aber an einer sehr flachen Stelle liegt, dieser Wert jedoch die Fließlinie repräsentiert, wurde die Neigung für diese Station auf 1° zurückgesetzt.

6.3.5 Numerische Details

SOMARS wird explizit gelöst. Der Zeitschritt ist variabel und kann zwischen 1 und 30 Minuten gewählt werden. Zu jedem Zeitschritt holt sich das Modell die Eingabedaten, und behält diese so lange bei, bis die Zeit zu den nächsten Daten vergangen ist. Der Niederschlag wird, sofern es einen gibt, während dieser Zeitspanne gleichmäßig auf alle Zeitschritte verteilt.

Nach jedem Zeitschritt kontrolliert SOMARS ob Energie und Masse konserviert sind. Der Schwellwert für den zulässigen Fehler bei der Energie ist 10^{-2} J, bei der Masse beträgt er 1g.

Die Numerik bedingt, dass sich das Endergebnis durch die Wahl des Zeitschrittes verändert. Es treten Unterschiede im Bereich von Promille (beispielweise bei der Massenbilanz) durch Änderungen des Rechenzeitschritts von z.B. 2 Minuten auf 4 auf. Ebenso beeinflusst die Wahl der Größe des obersten Gitterpunktes das Ergebnis leicht. Zu kleine Gitterboxen sind oft Schuld an der Nichteinhaltung der Energieerhaltung.

Zu bestimmten Zeiten ist es möglich, ein Temperaturprofil des Schnees oder Eises vorzugeben, oder die berechnete Struktur zu überschreiben. Ich habe diese Option genutzt um das Startprofil der Schneetemperatur dem Modell vorzugeben.

Das Modellgitter kann beim Start nur 2 verschiedene Dichteschichten annehmen: eine obere (Firn) und eine untere (Eis), denen man eine gewisse Dichte vorgeben kann. Es ist in der Grundeinstellung nicht möglich, so wie ein Temperaturprofil auch ein Dichteprofil vorzugeben.

Feste Masse (Schnee und Eis) ist immer an das selbe Gitterelement gebunden, es gibt keinen Massenfluss zwischen den Gitterpunkten. Nach unten perkolierendes Wasser und Wasserdampftransporte innerhalb der Schneedecke sind logischerweise an feste Gitterpunkte gebunden. Bei zu kleinen Gitterpunkten infolge von Setzung oder Schmelzen verschmilzt das Gitterelement mit seinem Nachbarelement. Nur durch Dichteänderung ändert sich die Größe des Gitterpunktes in der Schneedecke, Niederschlag, Kondensation, Verdunstung oder Schmelzen ändern nur die Größe des obersten Gitterpunktes.

Wird durch massives Schmelzen das vertikale Gitter kleiner als die festgelegte Tiefe

(25m), so wird am Unterrand das Gitter auf jene Größe verlängert. Als Temperatur der neuen Gitterelemente wird jene des Startprofils für diese Tiefe gewählt.

Eine gute Möglichkeit die Güte des Modelllaufs zu kontrollieren, ist die Abfrage der Stabilität der Oberflächentemperaturen. Jedes Mal wenn die Temperatur des obersten Gitterpunktes stark nach oben oder unten schwankt, wird dies vermerkt, sodass man am Ende des Laufes anhand einer Zahl erkennt, in welchem Prozentsatz der Fälle diese Berechnung problematisch war.

In folgender Weise arbeitet das Modell:

- (1) Beginn der Höhengleife (im Rahmen dieser Arbeit wurde jeweils nur eine Höhenstufe pro Lauf berechnet)
- (2) Beginn der Jahresschleife
- (3) Beginn der Monatsschleife
- (4) Beginn der Tagesschleife:
 - Berechnung der täglichen Mittelwerte verschiedener meteorologischer Parameter
 - Eventuelle Verlängerung des Gitters an der Unterseite
- (5) Beginn der Stundenschleife:
 - Aktualisierung des Gitters (Größe der Gitterelemente)
 - Berechnung des Extinktionskoeffizienten für das Eindringen der Globalstrahlung in den Schnee oder das Eis
 - Berechnung der Impulsrauigkeitslänge für Schnee
- (6) Beginn des Minutenzyklus:
 - Kontrolle der Energie- und Massenerhaltung
 - Kontrolle der Stabilität der Berechnung
 - Einlesen der meteorologischen Daten
 - Berücksichtigung der Änderungen des Wassergehalts, der Masse, der Dichte oder der Neuschneemenge aufgrund von Neuschnee oder Regen, der in den Daten spezifiziert ist
 - Berechnung der Oberflächentemperatur und des Dampfdrucks an der Oberfläche
 - Berechnung der Rauigkeitslänge für Impuls z_0
 - Berechnung der turbulenten Energieflüsse
 - Berechnung des Eindringens der kurzwelligen Strahlung in den Schnee
 - Berechnung der Temperatur-, Dichte-, und Wassergehaltsstruktur der Schnee/Eisdecke, Berechnung des Abflusses
 - Überprüfung der Energie und Masse auf ihre Erhaltung
- (7) Ende der Minutenschleife:
 - Berechnung des Alters der nassen Schneeschichten
- (8) Ende der Stundenschleife

- (9) Ende der Tagesschleife:
 - Berechnung der Verdichtung des Schnees
 - Ausgabe der berechneten Daten
- (10) Ende der Monatsschleife
- (11) Ende der Jahresschleife
- (12) Ende der Höhenschleife

Kapitel 7

Lokale Simulation

7.1 Station Teufelsegg

7.1.1 Modelllauf 1

Die Konfigurationen des Modells SOMARS für den Lauf 1 sind in Tabelle 7.1 dokumentiert. Als Startzeitpunkt für den Modelllauf wurde der 17.09.2003 00UTC ausgewählt. Tags zuvor sind die Stationen besucht worden und so ist die Korrektheit der Messungen (horizontierte Strahlungsmessgeräte) und die richtige Funktionsweise der Instrumente (1 Monat Probetrieb bis hier hin) gewährleistet. Zudem habe ich es als nicht unwichtig empfunden SOMARS einige Tage Zeit zum Einschwingen zu geben, ehe der erste Schnee fällt und das Messgitter vergrößert wird.

Berechnung der turbulenten Energieflüsse: nach Monin-Obukhov
Berechnung z_{0T} , z_{0W} : nach Andreas (1987)
Impulsrauigkeitslängen für gefrorenen Schnee: 0,00012 m
Impulsrauigkeitslängen für schmelzenden Schnee: 0,0023 m
Impulsrauigkeitslängen für Eis: 0,0044 m
Berechnung der Stabilitätsfunktion: nach Högström (1988)
Extinktionskoeffizient von Eis: ($\kappa_E = 2,8 \text{ m}^{-1}$)
Extinktionskoeffizient von Schnee ($\rho = 150 \text{ kg m}^{-3}$): ($\kappa_E = 24,3 \text{ m}^{-1}$)
Abfluss des Schmelzwassers, Regen: nach Zuo und Oerlemans (1996)
Hangneigung: 1°
Abflusszeit von oberflächlichem Wasser: 1 Tag
Verhältnis der Abflusszeit von innerhalb der Schneedecke zur oberflächlichen: 5
Gittergröße: 25 m
Größe des obersten Gitterelementes: 4 cm
Größe des untersten Gitterelementes: 0,5 m

Tabelle 7.1: Modellkonfigurationen für Lauf 1.

Für die Temperaturverhältnisse in der Schneedecke wurden die im Folgenden beschriebenen Anfangsbedingungen gewählt, die auch für alle weiteren Läufe beibehalten wurden. Durch den äußerst heißen und schneearmen Sommer 2003 schmolz auch oberhalb der bisherigen mittleren Gleichgewichtslinie von 3050 m viel Firn. Das Schmelzwasser hat dadurch zur Verdichtung und zum Aufwärmen des Firns geführt. Markl und Wag-

ner haben im Jahre 1977 Firn- und Eistemperaturen an mehreren Punkten und Tiefen des Hintereisferners gemessen. Ihre Ergebnisse wurden für die Temperaturstruktur des Firns im Modell unter Berücksichtigung des warmen Sommers verwendet (Tab. 7.2). Aus eigenen Messungen, die am Tag des Aufstellens der Station im August gemacht wurden, ist bekannt, dass die Temperatur in 2m Tiefe $-0,2^{\circ}\text{C}$ betrug, jedoch bis zum Ende der Ablationsperiode noch 75 cm Firn schmolzen.

Tiefe [m]	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
0,01	-3,0
0,05 - 2,5	0,0
3,0	-0,1
4,5	-0,5
7,0	-0,8
10,0	-0,7
15,0	-0,6
25,0	-0,5

Tabelle 7.2: Temperaturen des Modellgitters zum Startzeitpunkt (17.09.03 00UTC) an der Station Teufelsegg. In einer Tiefe von 2,5 m folgt der stufenlose Dichteübergang von Firn auf Eis.

Leider gibt es keine Messung der Dichte des Firns an der Station Teufelsegg, es wurde daher mit einer geschätzten Dichte von 750 kg m^{-3} gerechnet, was aber für die Berechnung der Massenbilanz der folgenden Jahre kaum Einfluss haben sollte. Ebenso unbekannt ist die Mächtigkeit des Firns, es wurde von 2,5 m ausgegangen, darunter sollte Eis einer Dichte von 900 kg m^{-3} sein.

Die Ergebnisse der simulierten Schneehöhe im Vergleich zur gemessenen sind in Abb. 7.1 dargestellt.

Die Ultraschallaufzeichnung zeigt deutliche Ähnlichkeiten zu den Schneehöhenkurven der Stationen Außerrojen und Melag, weiters kommen fast alle händischen Messungen der Schneehöhe auf die selbe Höhe wie das Distanzmessgerät.

Der Vergleich der simulierten und gemessenen Kurve scheint ganz passabel zu sein. Dennoch gibt es einige Probleme (markiert in Abb. 7.1):

- (1) 05. Oktober 2003: Erosionsfall, 30 cm Neuschnee
- (2) 16. Dezember 2003: Erosionsfall, 20 cm Neuschnee
- (3) 30. April - 06. Mai 2004: unterschätzte lange Neuschneefallperiode
- (4) 26. Oktober - 1. November 2004: unterschätzte lange Neuschneefallperiode
- (5) 06. bzw. 12. November 2004: 2 unterschätzte Neuschneefälle

In Abb. 7.1 ist zu sehen, dass ein Schneefall gleich zu Beginn des Oktobers 2003 (in der Nacht von 4. auf den 5.10. und am 5.), für einen sich durch die ganze Simulationsperiode durchziehenden, nahezu konstanten Unterschied zwischen gemessener und simulierter Oberfläche sorgt. Dies kann aber erklärt werden: die 30 cm hohe Neuschneedecke, wahrscheinlich aus sehr lockerem Neuschnee bestehend, wurde durch ein heftiges,

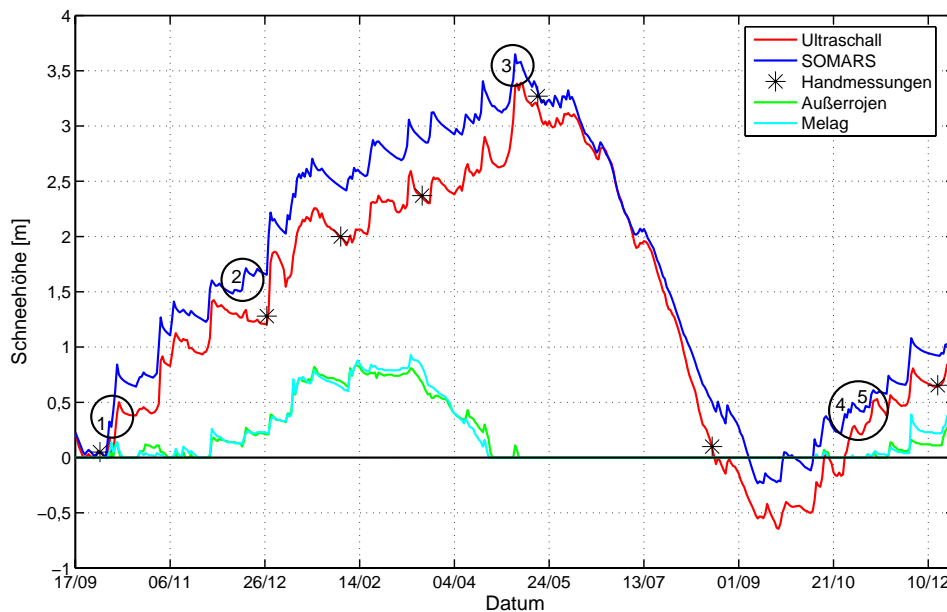


Abbildung 7.1: Gemessene und simulierte Schneehöhen (Lauf 1) an der Station Teufelsegg, zusätzlich noch Schneehöhenkurven benachbarter Stationen und Handmessungen der Schneehöhen. Kreise und dazugehörige Nummerierungen weisen auf Probleme hin und werden im Text erläutert.

mehrere Stunden andauerndes Nordföhnereignis komplett abgeblasen, so dass erneut die Firnoberfläche hervorkam. Der Wind war eindeutig Schuld am Verlust der Schneedecke, da zu diesem Zeitpunkt die Temperatur deutlich unter 0°C war, es kaum Nettostrahlung gab und der Wind die höchsten Werte der gesamten Messperiode aufwies (bis 17 m s^{-1}) (Abb. 7.3c).

Dieses Phänomen verdeutlicht eine Schwachstelle im Modell, da es auch bei noch so hohen Windgeschwindigkeiten ein Abblasen der obersten Schneesicht niemals zulässt. Zur gleichen Zeit wie am Teufelsegg schneite es auch an der unteren Station, ebenfalls um die 30 cm, welche allerdings nicht "verschwanden". Auch dies ist erklärbar: durch die höhere Temperatur hatte der Neuschnee eine höhere Dichte. Trotz ähnlich hoher Windgeschwindigkeiten wurde dort kaum Schnee (Abb. 7.3d) verblasen.

Weiters zeigt Lauf 1, dass die Wasserwertsveränderungen der Schneedecke (Abb. 7.2) zwischen den Profilmessungen, im Modelllauf mit der Realität relativ gut übereinstimmten. Dies ist bemerkenswert, da eine zeitlich konstante Neuschneedichte verwendet wurde. Die Schachtdaten vom 27.12.03 stimmen weniger gut mit den Modellergebnissen zusammen (Tab. 7.3), was aber mit den 2 markanten Windereignissen zu tun hat.

Insgesamt wurden besonders bis zum ersten Jahreswechsel viele durch starken Wind verloren gegangene Neuschneefälle identifiziert. Dies führte zu übertriebenen Schneehöhen und gleichsam zur Überschätzung des Wasserwerts der Schneedecke.

Daneben gab es noch während der gesamten Periode eine Reihe anderer kleiner Neu-

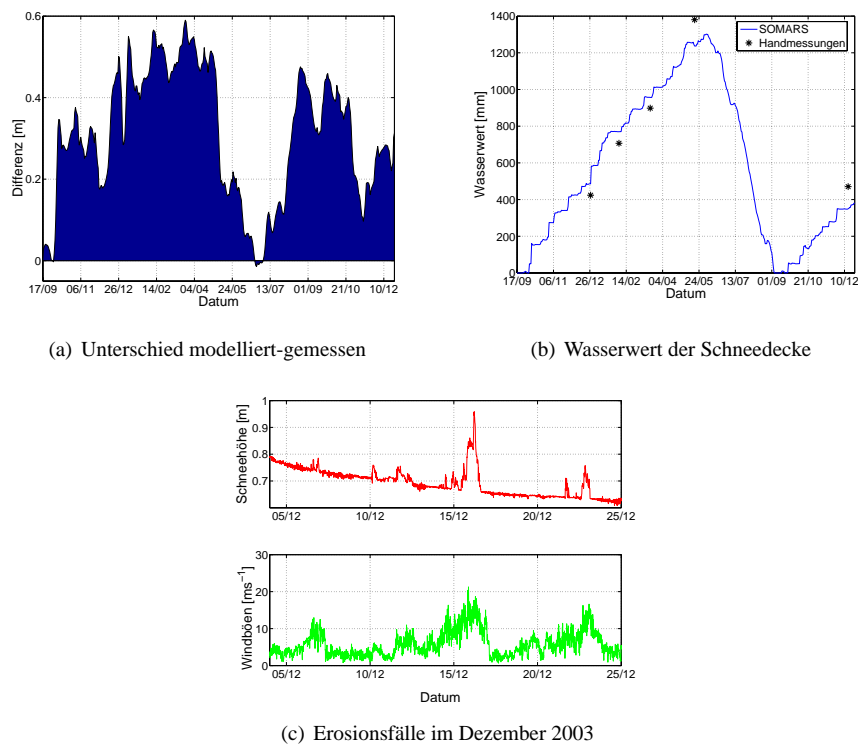


Abbildung 7.2: Abbildung (a) zeigt den Unterschied zwischen der modellierten und der gemessenen Schneehöhe, wo nach einem markanten Erosionsfall im Dezember 2003 (Abbildung (c) und (2) in Abb. 7.1) der Unterschied auf einen nahezu konstanten Wert von 0,5 m anwächst. Abbildung (b) zeigt den Wasserwert der modellierten Schneedecke und die Messungen (mit angepasster Schneehöhe). Alle Abbildungen beziehen sich auf die Station Teufelsegg.

Datum	w.e.(Schacht)	w.e.*	w.e. (Modelllauf 1)	w.e. (Modelllauf 2)
27.12.03	444,7	423,9	486,5	380,0
04.02.04	710,5	707,0	772,6	666,2
18.03.04	921,0	898,3	960,7	854,2
18.05.04	1453,5	1380,5	1257,2	1234,9
15.12.04	474,2	470,6	353,7	421,4

Tabelle 7.3: Gemessene Wasserwerte der Schneedecke (w.e.(Schacht)), reduzierter Wasserwert (w.e.*) und der von SOMARS im jeweiligem Lauf gerechnete Wasserwert der Schneedecke. w.e.* berechnet sich aus dem Wasseräquivalent des Schachtes multipliziert mit dem Verhältnis aus der Schneehöhe mit dem Ultraschallgerät und der Schachttiefe.

schneefälle (<10 cm) welche teilweise verweht wurden, aber durch die Mittelung der Daten herausgeglättet oder von der Niederschlagsberechnung nicht erfasst wurden.

Beim letzten Dichteprofil des ersten Winters, welches am 18.05.2004 aufgenommen wurde, fehlen gut 100 mm auf die gemessene Wassersäule. Bei der Betrachtung des Verlaufs der Schneehöhen (Abb. 7.1), fällt noch auf, dass das stärkste Niederschlagsereignis des Winters (80 cm) Anfang Mai nicht realitätsnahe modelliert wurde. Die Überlegung, dass der ins Modell geschriebene Niederschlag (133 mm) nicht mit der tatsächlichen Veränderung der Ultraschall-Schneehöhe übereinstimmt, erhärtete sich nicht. Der Grund liegt in der großen Menge und gleichzeitig schwachen Intensität des Niederschlags: Die durchschnittliche Schneehöhenzunahme während des 7-tägigen Ereignisses (30.04

- 06.05.) lag bei nur 1 cm/h. Bei anderen Schneefällen, welche einen knappen Tag andauerten (z.B. 28.12.03) gibt es Schneezuwächse von mehr als 2 cm/h im Mittel über das Ereignis. Bei einem solch großen Neuschneereignis, das noch dazu so lange anhält, spielt auch die Setzung des Neuschnees eine große Rolle. Im Schnee setzen schon unmittelbar nach dem Fallen metamorphische Prozesse ein, die durch das Gewicht des hinzukommenden Neuschnees verstärkt werden. In diesem Fall hatte die Schneedecke mehrere Tag Zeit sich zu setzen, sowohl durch Auflast, als auch durch abbauende Metamorphose.

Der simulierten Schneehöhenveränderung von 50 cm stehen gemessene 82 cm gegenüber. Um auf die reale Schneehöhenveränderung zu kommen, müsste man den Niederschlag mit einem Faktor, der den Unterschied zwischen 50 cm und 82 cm kompensiert, multiplizieren. Damit käme man auch der gemessenen Wasserwertsänderung der Schneedecke näher. So würde der Wasserwert für den 18.5., der zeitlich nahe am Höchstwert der Jahres-schneehöhe liegt, näher an den gemessenen Wasserwert der Schneedecke herankommen. Dies hätte den Vorteil, dass die Winterbilanz stimmte und damit die Ablation zwischen Modell und Wirklichkeit vergleichbar wäre.

Nicht nur bezüglich der Akkumulation gibt es Schwierigkeiten, auch für die Ablation zeigen sich schon im ersten Lauf Schwachstellen des Modelllaufes: zur Zeit des Schneemaximums (Ende Mai, siehe Abb. 7.2) ist die simulierte Schneehöhe 20 cm über der gemessenen. Mit Beginn der Ablation nähern sich die Kurven an, um dann wieder auf 40 cm zur Zeit der Ausaperung im August auseinander zu gehen. Der zu geringe Wasserwert der Schneedecke (Abb. 7.2b) und die zu geringe Schneehöhe (deshalb zu geringe Dichte) im Mai ließen die Schneedecke rasch verdichten, in der zweiten Phase der Ablation war das Abschmelzen jedoch zu langsam. In diesem Zusammenhang käme u.a. die turbulenten Flüsse als Ursache in Frage.

Im 2. Winter gibt es zwei unterschätzte Schneefallereignisse. Dies wirkt sich auch im zu gering simulierten Wasserwert für den 15. Dezember aus, wo gut 100 mm fehlen (Tab. 7.3). Während einer ausgeprägten, 7-tägigen Südstaulage (26.10.-1.11.), war der Modellinput für den Niederschlag nicht ausreichend. Wiederum waren die Zuwachsraten der Schneehöhen zu schwach (8 mm/h), um den Neuschneefall richtig zu erfassen. Das Ultraschallgerät misst über die 5 Tage eine Höhenzunahme von 48 cm, allerdings werden trotz 61 mm Niederschlag nur 28 cm Schneehöhenänderung modelliert. An allen umliegenden Stationen wurden bedeutende Niederschlagsmengen registriert: 36 mm in Vent waren das Minimum, Platt mit 200 mm das Maximum (Mittelwert: 81 mm).

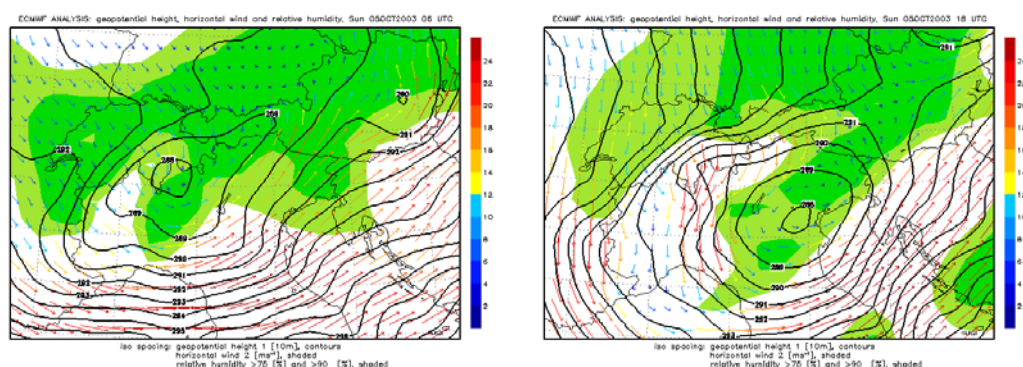
Die zweite unterschätzte Periode tritt vom 6.-12. November 2004 auf. Auch diesem Problem liegen die bescheidenen Zuwachsraten (6 mm/h) zugrunde.

Insgesamt gesehen ist jedoch die Simulation in Lauf 1 bereits recht gut. Die 2 Erosionsereignisse und die 3 unterschätzten Neuschneefälle werden nun für Lauf 2 verbessert: der erodierte Niederschlag wird aus den Eingabedaten gestrichen, die unterschätzten Niederschlagsmengen werden mit dem Verhältnis zwischen realer und simulierter Schneehöhenveränderung multipliziert.

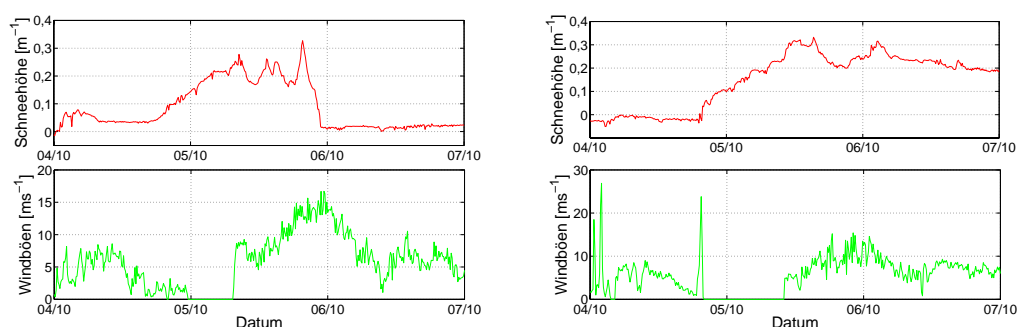
7.1.2 Synoptische Überlegungen zu den markanten Schneeverwehungen

Bei der synoptischen Betrachtung der starken Schneerosionsfälle, fällt auf, dass sowohl für den 05.10.2003, den 16.12.2003, den 22.12.2003 und auch den 4.1.2004 starke Nordwest- bis Nordostströmungen vorgeherrscht haben. Zum 16. Dezember 2003 (Problemfall (2), Abb. 7.2c) ist zu sagen, dass alle umliegenden Stationen bis zu 10 mm Niederschlag bekommen haben. Besonders gut sieht man dies am Verlauf der Schneehöhen in Melag und Außerrojen, welche am besagten Tag deutlich steigen (Abb. 7.1). Damit ist es naheliegend, dass an der Station Teufelsegg tatsächlich frisch gefallener Neuschnee erodiert wurde.

Besonders augenscheinlich ist aber der Fall vom 05. Oktober 2003 (Abb. 7.3), als es an beiden Stationen zu kräftigen Schneefällen kommt, an beiden Stationen am Gletscher friert gar der Windmesser ein (ein Indiz für Niederschlag und schwache Winde, Abb. 7.3 c und d), auch an den Stationen der benachbarten Tälern gibt es vom 04. - 06. Oktober bis zu 50 mm Niederschlag.



(a) Geopotent. Höhe, Wind, r.F in 700hPa: 05.10.03 06UTC (b) Geopotent. Höhe, Wind, r.F in 700hPa: 05.10.03 18UTC



(c) Stat. Teufelsegg

(d) Stat. Zunge

Abbildung 7.3: 04. und 05. Oktober 2003: markantestes Abblaseereignis der Periode. Wetterkarten (IMGI 2005) während des intensivsten Schneefalls (a) und am Ende, als die Trogrückseite für Nordstau und für eine starke Strömung in Richtung Tiefzentrum führte. Dies war begleitet von der Erosion der Schneedecke an der Station Teufelsegg (c), während an der Station Zunge die ebenfalls hohen Windgeschwindigkeiten nicht ausreichten um die gesamte Schneedecke abzutragen, sondern sie noch etwas ansteigen ließen.

Die Windgeschwindigkeit nimmt noch im Verlauf des 5. sehr stark zu, wobei es da noch

schneit; Die starken Niederschläge rühren von einem Genuatief her (Abb. 7.3 a und b), welches im weiteren Verlauf nach Osten abzieht. Anfangs gibt es am Alpenhauptkamm eine Konvergenz, später kommt die Trogrückseite zu Geltung. Dies führte zu Nordföhn, der besonders am Alpenhauptkamm und den tiefen Einschnitten in den Alpen spürbar gewesen sein muss. Der Föhn kam über das Weißkugeljoch, teilte sich dort in zwei Äste, wobei einer ins Schnalstal ging, der andere ins Rofental nach Nordosten. Dieser Wind schaffte wahrscheinlich allen Schnee im oberen Teil des Hintereisferner zu erodieren, hingegen blieb die Schneedecke an der unteren Station unbeeindruckt und wuchs sogar noch, möglicherweise durch Verfrachtung vom oberen Teil des Gletschers, in der Nacht auf den 6. Oktober 2003. Dieses Beispiel zeigt eindrucksvoll dass es Wetterereignisse gibt, die sich an verschiedenen Stellen des Gletschers ganz unterschiedlich auswirken.

7.1.3 Modelllauf 2

Der Niederschlagsinput für den Modelllauf 2 wurde hinsichtlich der fünf, in Kap. 7.1.1 (Abb. 7.1) besprochenen Probleme korrigiert. Zwei später vom Wind erodierte Niederschlagsereignisse wurden nicht mehr berücksichtigt, drei andere zu schwach simulierte Neuschneefälle wurden den realen Schneehöhenänderungen entsprechend verstärkt.

Das Ergebnis der so simulierten Schneehöhe in Abb. 7.4 hat sich im Vergleich zum modellierten Verlauf in Lauf 1 deutlich verbessert (Abb. 7.1).

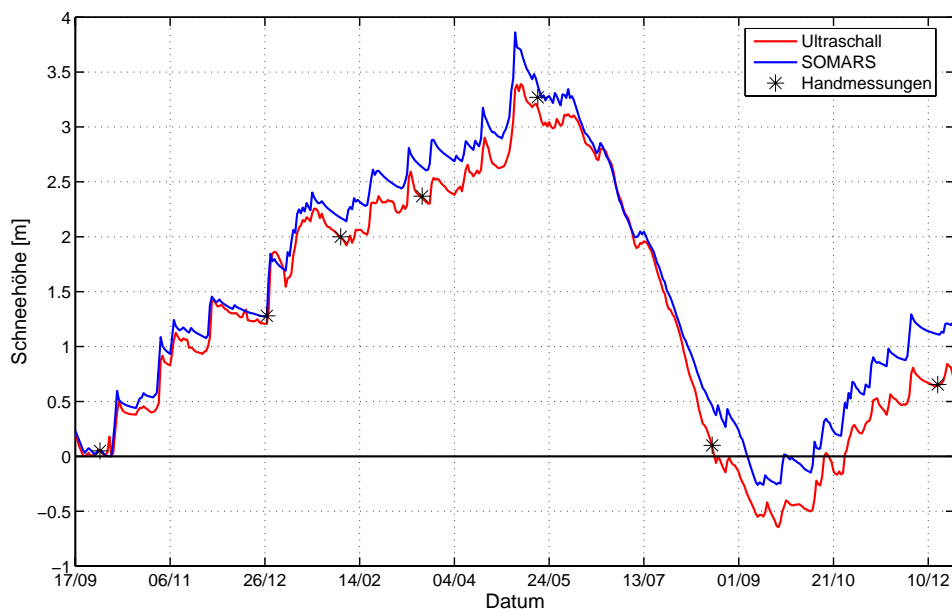


Abbildung 7.4: Gemessene und simulierte Schneehöhen (Lauf 2) an der Station Teufelsegg, zusätzlich noch sondierte Schneehöhen an den Besuchstagen.

Die Amplituden der Schneehöhenkurven stimmen nun noch besser zusammen, da die drei verstärkten Neuschneefälle vom April/Mai, Oktober und November 2004 nun sehr gut mit den Messungen zusammenstimmen. Durch die Herausnahme des erodierten Nieder-

schlages im Oktober sind die beiden Kurven näher zusammengedrückt, wenngleich noch Abweichungen verbleiben (bis zu ca. 30 cm im April und Mai, siehe Abb. 7.5a). Dies hat mehrere Gründe: Einerseits sind nun die 2 größten Abblaseereignisse “korrigiert“, andererseits kommt nun die Wirkung einer Vielzahl weiterer kleinerer Erosionsfälle deutlicher zum Vorschein. Beim genaueren Hinsehen in Abb. 7.4 können sie als solche identifiziert werden, hier werden sie aber nicht weiter behandelt. Das nahezu lineare Anwachsen der Differenz zwischen gemessener und simulierter Schneehöhe im Winter lässt darauf schließen, dass es über den gesamten Winter verteilt immer wieder zu Erosionsfällen von wenigen cm kam oder, dass die Akkumulation nicht richtig simuliert wurde. Die großen Neuschneefälle werden hingegen gut wiedergegeben und haben im Modell wie in der Wirklichkeit meistens eine ähnliche Größenordnung.

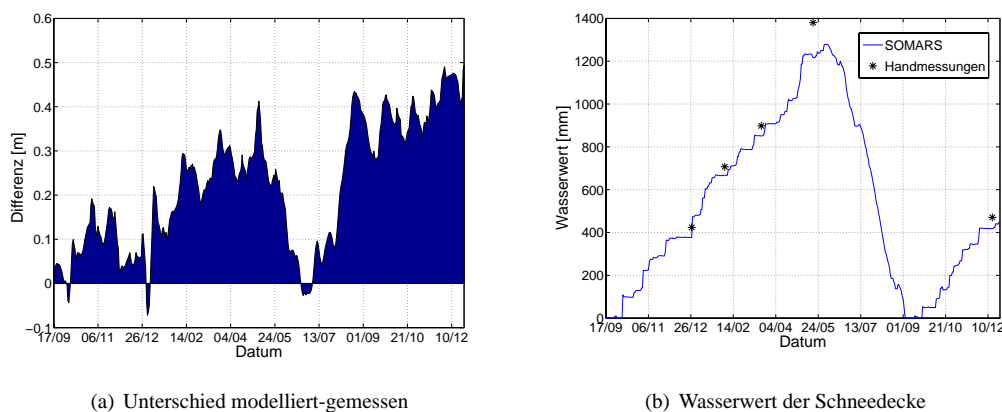


Abbildung 7.5: Ergebnisse von Lauf 2: Abbildung (a) zeigt den Unterschied zwischen der modellierten und der gemessenen Schneehöhe, Abbildung (b) zeigt den Wasserwert der modellierten Schneedecke und die Messungen (mit angepasster Schneehöhe).

Durch das Streichen der zwei wichtigsten Erosionsfälle sinkt folglich auch der Wasserwert der Winterschneedecke (Abb. 7.5b), besonders stark im Profil vom 27.12.2003, wo nun ca. 40 mm fehlen (Tab. 7.3). Die Zunahme des Niederschlages im verstärkten Neuschneefall von 30.4. - 6.5. um 78 mm macht sich dadurch auch nicht bemerkbar, für das Profil am 18. Mai ist der Wasserwert verglichen zu Lauf 1 sogar um 20 mm gesunken. Die Anhebung der zwei unterschätzten Südstaufällen im Oktober und November 2004 lässt den Wasserwert deutlich ansteigen, für den 15. Dezember ist er aber immer noch zu gering. Andererseits bewegt sich die Differenz der simulierten Schneehöhe und der gemessenen auf einem fast konstanten Wert von 40 cm. Daraus lässt sich folgern, dass die Dichte der simulierten Schneedecke zu klein ist, und somit die verwendete Setzungsroutine ungenügend ist. In Lauf 3 wird diese verändert.

Die frappanten Unterschiede während der Ablation der Schneedecke fallen nun noch mehr auf als in Lauf 1 (Abb. 7.4). Der rasante Abfall im Unterschied zwischen den beiden Kurven in der ersten Ablationsphase dürfte auf die zu geringe Dichte der simulierten Schneedecke zurückzuführen sein. Die beginnende Schmelze führt im Modell zu einer Verdichtung des Schnees und zu einer Angleichung der Schneehöhen. In der zweiten Ab-

lationsphase beginnt das eigentliche Problem: die simulierte Schneedecke schmilzt bedeutend langsamer ab als dies gemessen wurde. Eigentlich wäre zu erwarten, dass durch die geringere Masse der modellierten Schneedecke (Abb. 7.5b) eine raschere Ablation im Vergleich zur Messung erfolgt. Im Klartext heißt das, dass die zugeführte Energie im Modell nicht genügend ist. Diese Symptome deuten auf Probleme mit den turbulenten Flüssen hin.

Dieser Lauf 2 hat eindrucksvoll gezeigt, dass die Verdichtung im Modell unzureichend ist: trotz nicht ausreichendem Wasserwert der simulierten Schneedecke ist die Modellschneehöhe gegenüber der gemessenen deutlich zu hoch. Weiters reicht die zur Oberfläche geführte Energie während der Ablation nicht aus um den simulierten Schnee im selben Zeitraum abzuschmelzen wie in der Realität.

7.1.4 Modelllauf 3

Der zweite Lauf brachte zwar einige Verbesserungen zum Lauf 1, in einem dritten Lauf wurden nun auch am Modell selber Änderungen vorgenommen.

Wie es sich in Lauf 2 gezeigt hat, lag das Wasseräquivalent der Schneedecke immer unter dem händisch gemessenen, dennoch war die simulierte Schneehöhe zu hoch. Diese zwei Umstände zeigen, dass die Dichte der simulierten Schneedecke zu gering ist, weshalb auch über die Verdichtung des Schnees nachgedacht werden muss. Zu lockerer Schnee lässt zum einen kaum kurzwellige Strahlung eindringen (Kap. 4.2.1), zum anderen ist auch die Wärmeleitung dichteabhängig (Kap. 6.3.1). Bei den vorherigen Läufen war die dadurch berechnete Oberflächentemperatur meist deutlich zu kalt.

In der Ablationszeit zeigte sich, dass im Modell der Abbau der Schneedecke trotz geringerer Masse langsamer ging als vom Ultraschall registriert: der Ausaperungszeitpunkt (06.09.) lag um 18 Tage nach der gemessenen. Als mögliche Ursache kommen die turbulenten Flüsse in Frage, denn alle anderen gemessenen Energielieferanten (Strahlung, atmosphärische Gegenstrahlung) zeigten für diesen Zeitraum keine besonderen Auffälligkeiten, die auf Fehler hindeuten würden.

Korrektur der Niederschlagsintensität:

Der Niederschlag für Lauf 3 wurde mit der Information aus den Schneeschnitten verbessert. Dazu wurde der Niederschlag aus Lauf 2 mit dem Verhältnis aus der Wasserwärtsänderung der reduzierten Schichten und der Veränderung des modellierten Wasseräquivalents der Schneedecke multipliziert (Tab. 7.3 und Tab. 7.4). Der Beginn der Winterschneedecke für das Jahr 2003 war der 7. Oktober, für das Folgejahr der 22. September. Damit ist gewährleistet, dass an den Tagen mit gemessenen Dichteprofilen in der Modellschneedecke genauso viel Wasser enthalten ist, wie gemessen wurde. So wird auch die Winterbilanz für die Station Teufelsegg richtig erfasst.

In Tabelle 7.4 sieht man, dass der Zuwachs der Schneemasse von 27.12.03 bis 18.03.04 durch das Modell perfekt wiedergegeben wird. Insofern wurde entschieden, nur den

Zeitraum	Faktor
07.10.03-27.12.03	1.12
27.12.03-04.02.04	0.99
04.02.03-18.03.04	1.02
18.03.04-18.05.04	1.26
22.09.04-15.12.04	1.12

Tabelle 7.4: Niederschlagskorrekturfaktoren für die jeweiligen Zeiträume.

Niederschlag in der ersten (07.10.03-27.12.03), vierten (18.03.04-18.05.04) und fünften Periode (22.09.04-15.12.04) zu verändern.

Korrektur der Setzungsroutine:

Die Setzung (SNTHERM, siehe Kap. 6.3.3) wurde von einer täglichen Berechnung auf eine stündliche Abwicklung heruntergesetzt. Sie wurde um einen zeitlich konstanten Faktor vergrößert.

Veränderung bei der Berechnung der turbulenten Flüsse:

Um besonders während der mittleren Ablationsphase eine bessere Übereinstimmung mit der gemessenen Schneehöhen zu erreichen, wurde die Berechnung der turbulenten Flüsse etwas umgestellt. Diese Änderungen (aufgelistet in Tab. 7.5) sind nötig um mehr Schneemasse (145 mm, siehe Tab. 7.3) in kürzerer Zeit zu schmelzen. Es sei betont, dass dies nur eine von mehreren Möglichkeiten darstellt, den gemessenen Werten näher zu kommen. Es sei erwähnt, dass Rainer (?) bemerkt, dass die Berechnungen der turbulenten Flüsse über das logarithmische Windprofil in seinem untersuchten Monat am Hintereisferner unbefriedigende Ergebnisse liefern.

Berechnung der turbulenten Energieflüsse mit logarithmischen Profilen
 $z_{0T}=z_{0W}=0,00001$ m
 Impulsrauheitslängen für schmelzenden Schnee: 0,038 m

Tabelle 7.5: Geänderte Modellkonfigurationen für Lauf 3.

Die simulierte Schneehöhe (Abb. 7.6) stimmt nun noch besser mit der registrierten Kurve zusammen als in den vorherigen Läufen. Die Abstände untereinander schwanken nur zwischen -10 und +10 cm, nur Anfang Mai gibt es größere Differenzen (Abb. 7.7). Der zusätzliche Niederschlag wurde durch die verstärkte Setzung gut in die Schneedecke eingebaut, der Wasserwert der Schneedecke stimmt nun an den Besuchstagen mit den Messungen zusammen. Erhöhte turbulente Flüsse bringen zusätzliche Energie zur Schneeoberfläche und bedingen ein rascheres Abschmelzen derselben als zuvor. Probleme mit erodiertem Schnee fallen zwar weiterhin auf (Abb. 7.6), sie fallen aber kaum ins Gewicht, da sie sich mit leicht unterschätzten Schneefällen kompensieren.

Die simulierte Massenbilanz für das Haushaltsjahr 2003/04 an der Station Teufelsegg

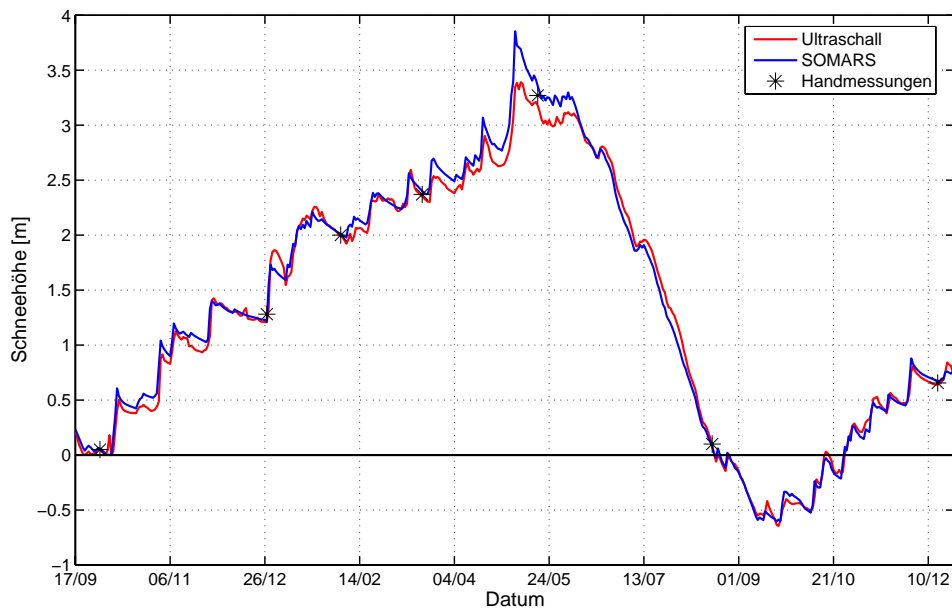
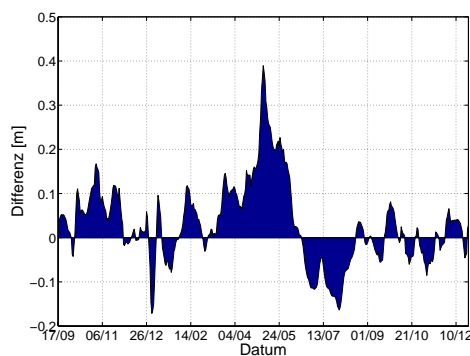
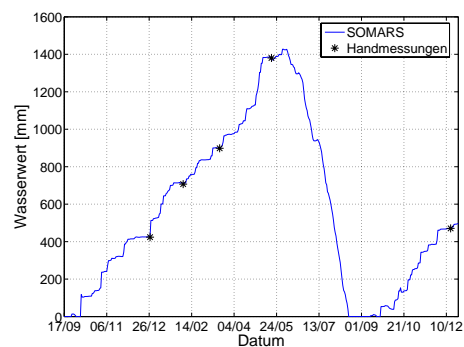


Abbildung 7.6: Gemessene und simulierte Schneehöhen (Lauf 3) an der Station Teufelsegg.

ist -453 mm w.e. (mit einer Dichte für Firn von 750 kg m^{-3}). Dies entspricht einem Höhenverlust von 60 cm, der Ultraschallsensor registriert im selben Zeitraum 65 cm. Der letzte Tag mit Ablation im Jahre 2003 war der 6. Oktober, der letzte des Jahres 2004 der 22. September. Am 30.09. hat ein in unmittelbarer Nähe zur Station eingeborhter Pegel einen Höhenverlust von 48 cm aufgewiesen. Allerdings lagen zu diesem Zeitpunkt bereits 20 cm Schnee. Werden diese mit in die Rechnung einbezogen, so ergibt sich ein Firnverlust von knapp 70 cm, was mit Ultraschallmessung und Modell vergleichbar ist.



(a) Unterschied modelliert-gemessen



(b) Wasserwert der Schneedecke

Abbildung 7.7: Abb. (a) zeigt den Unterschied zwischen der modellierten und der gemessenen Schneehöhe, Abb. (b) zeigt den Wasserwert der modellierten Schneedecke und die Messungen (mit angepasster Schneehöhe) (Lauf 3).

Die simulierte Temperaturverteilung im Schnee (Abb. 7.8) liefert einige interessante Aspekte: es zeigt sich eine rasche Auskühlung der Schneedecke im ersten Jahr, während

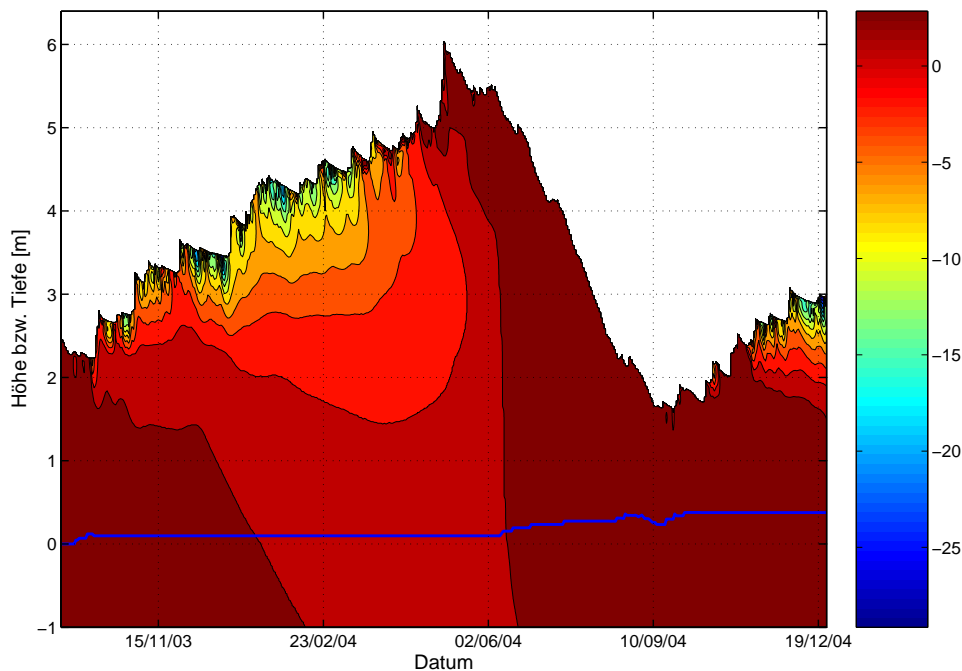


Abbildung 7.8: Modellierter Temperaturverlauf in Schnee bzw. Eis in Lauf 3: der Nullpunkt bezieht sich auf die Firn-Eis-grenze am Beginn der Periode. Die blaue Linie zeigt die Höhe des Eises. Das Anwachsen ist auf die Bildung von "superimposed ice" zurückzuführen. Kontourlinienabstand: 2°C.

sie im zweiten Jahr durch einen warmen Herbst nicht so schnell auskühlt. Einzelne Kälteperioden spiegeln sich in einer kalten oberflächennahen Schicht wider, die unteren Schichten bleiben davon aber relativ unberührt und erfahren mehr einen summarischen Gesamtrend der Temperatur der Luftschichten über der Grenzfläche. Schon bevor das Schneemaximum erreicht wird, beginnt die Erwärmung der Schneedecke. Durch beginnendes Schmelzen und Einsickern von Schmelzwassers beschleunigt sich dies und die gesamte Schnee- und auch Firndecke erreicht dadurch rasch 0°C. Die Jahreswelle der Temperatur dringt bis auf 5 m unterhalb der Firn-Eisgrenzfläche ein. Die zeitliche Versetzung liefert jene paradoxe Situation, dass zur Zeit des Temperaturminimums in dieser Tiefe die Oberfläche bereits auf 0°C erwärmt ist (siehe dazu auch Abb. 7.9b).

Die modellierten Temperaturen lassen sich einer Qualitätskontrolle mit den Werten der eingeschnittenen Thermometern unterziehen (Abb. 7.9a).

Die simulierten Temperaturen der Winterschneedecke stimmen sehr gut mit den Messungen der Schneethermometer überein. Die zeitliche Entwicklung der Temperaturen zeigt ein harmonisches Bild (Abb. 7.9a). Besonders die noch stärkeren Gänge der Temperatur aufgrund von atmosphärischen Störungen am Beginn der Periode sind perfekt wiedergegeben. Der zeitliche Beginn der Erwärmung aufgrund des Wasserversickens ist in beiden Niveaus fast gleich (was auch schon Abb. 7.8 gezeigt hat), das Erreichen von 0°C ist nur wenige Tage getrennt.

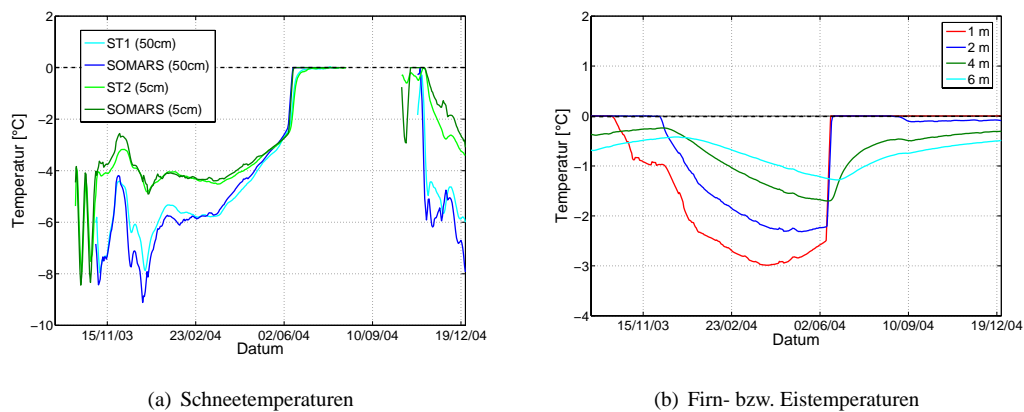


Abbildung 7.9: (a) Gemessene und simulierte (Lauf 3) Schneetemperaturen in der Tiefe der Schneethermometer an der Station Teufelsegg; Eine Schneeauflage von 20 cm über den Thermometern wurde verlangt. (b) Firn bzw. Eistemperaturen in konstanten Tiefen im Laufe der Zeit (b).

Eine weitere Möglichkeit die simulierten Temperaturen zu überprüfen, bieten die zu den 5 Besuchen gemessenen Temperaturprofile: zwar sind dies nur Stichproben, allerdings lässt sich damit auch die vertikale Struktur der Simulation überprüfen (Abb. 7.10).

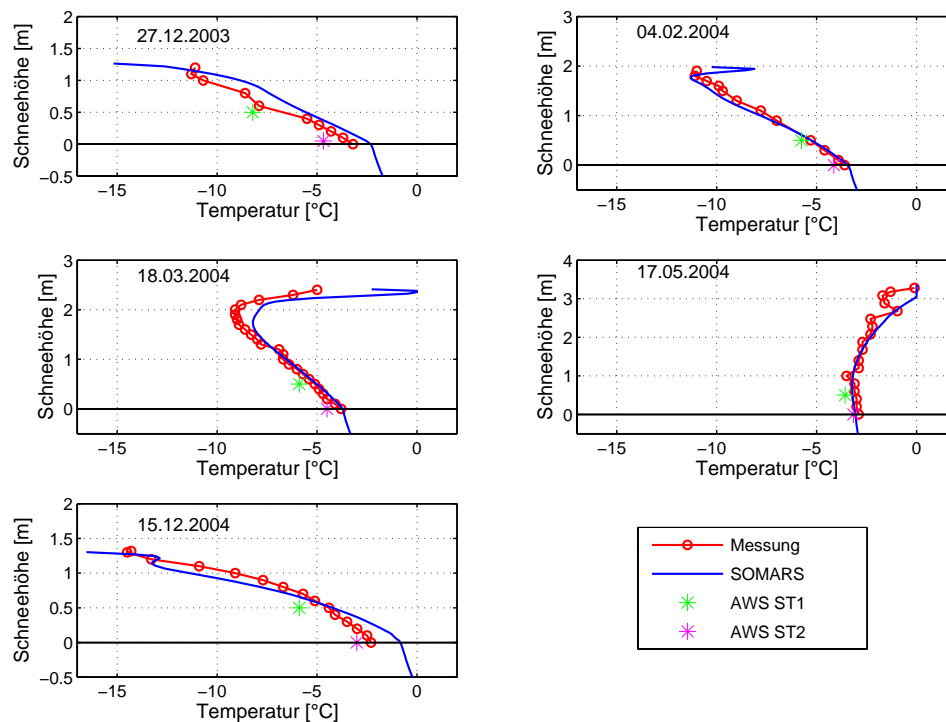


Abbildung 7.10: Gemessene und simulierte Schneetemperaturprofile (Lauf 3) an der Station Teufelsegg an den Besuchstagen. AWS ST1 und AWS ST2 sind die Daten der Schneethermometer.

Das gute Bild der Simulation bestätigt sich. Sowohl die Form der Kurven als auch die Werte stimmen sehr gut zusammen. Stärkere Abweichungen in den oberflächennahen

Schichten hängen damit zusammen, dass in den obersten Zentimetern keine händischen Messungen gemacht wurden. Der erste Wert der Messung wurde meist erst in einer Tiefe von 6-10 cm gemacht (um Strahlungsfehler zu vermeiden), wogegen der erste Gitterpunktswert von SOMARS in einer durchschnittlichen Tiefe von 2 cm lag.

Die simulierte Dichteverteilung der Winterschneedecke (Abb. 7.11) zeigt eine bis zum Abschmelzen sich verdichtende Schneedecke. Neuschnee wird durch Metamorphose und Auflast von später gefallenem Schnee verdichtet. Durch Schmelzen in der Ablationsphase steigt die Dichte weiter. Die höchste durchschnittliche Dichte der Schneedecke wird in diesem Zeitraum mit über 500 kg m^{-3} gemessen. Diese Werte decken sich mit von Matzi (2004) und Kuhn et al. (1979) für Messungen in einer Höhe von 2800 m Ende Juli.

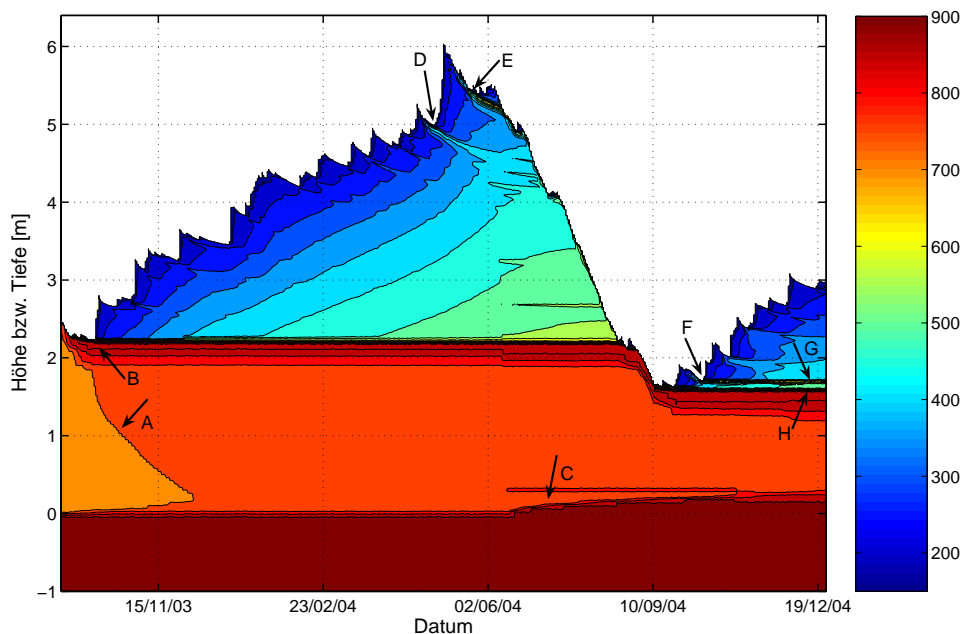


Abbildung 7.11: Simulierte (Lauf 3) zeitliche Dichteverteilung im Schnee bzw. Eis. Der Nullpunkt bezieht sich auf die Firn-Eis-grenze am Beginn der Periode. Auf die mit Buchstaben und Pfeilen beschrifteten Besonderheiten wird im Text eingegangen. Kontourlinienabstand: 50 kg m^{-3} .

Im September schmilzt noch Firn, das eindringende Wasser lässt die Dichte des Firns von 750 auf über 800 kg m^{-3} steigen (A). Die flache Hangneigung (1°), die leicht negativen Eistemperaturen und der modellbedingte stufenlose Übergang der Dichte von Firn auf Eis bewirken, dass die obersten Dezimeter des Firns im Herbst 2003 deutlich dichter werden. Durch das spätere Gefrieren bildet sich dann beinahe eine oberflächennahe, zugeschnittene Eisschicht (B). Das in den Firn eindringende Schmelzwasser (bei einer Hangneigung von 1° hat das Wasser im Modell mehr Zeit vertikal zu versickern als horizontal abzurinnen) trifft in der Tiefe auf die kühle Eisschicht, an der es auffriert. Dies sieht man besonders gut während der Ablationsphase im Sommer 2004 (C). So wird der Firnkörper im Modell von oben durch Schmelzen, von unten durch Auffrieren dünner. In der Natur gibt es keinen

stufenlosen Übergang von Firn auf Eis, der dieses Phänomen bewirken würde, ebenfalls würde das Schmelzwasser sog. Schmelzwasserkanäle bilden und in diesen gesammelt abfließen. Im einfachen eindimensionalen Modell versickert es stetig und “tröpfchenweise“. Dieses Konzept kann nicht auf die Fläche übertragen werden und so wird der Untergrund in der Natur wohl anders ausgesehen haben.

In der Ablationsphase des ersten Jahres lassen sich 2 Eislinsen (D, E) entdecken, im Herbst 2004 kann man noch eine weitere erkennen (F). Diese Schichten sind durch eine Abfolge von Warm- und Kaltphasen (Abb. 5.6) in der Übergangsjahreszeit entstanden. Die Simulation der Dichte kann an den gegrabenen Winterprofilen überprüft werden. Eines ist aber schon jetzt klar: nachdem sowohl Wasserwerte wie Schneehöhen in Simulation und Messung bis auf wenige Zentimeter gleich sind, muss zumindest die mittlere Dichte der Simulation den selben Wert haben wie die Messung.

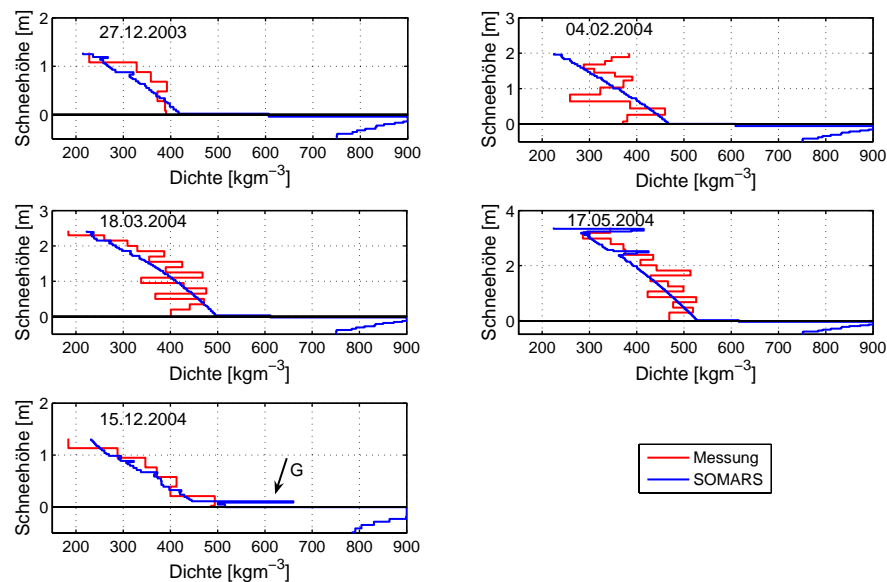


Abbildung 7.12: Gemessene und simulierte Schneedichteprofile (Lauf 3) an der Station Teufelsegg an den Besuchstagen. Auf die mit Pfeil und Buchstaben beschriftete Besonderheit (G) wird im Text eingegangen.

In Abb. 7.12 sind die beiden Dichteprofile miteinander verglichen. Die Abbildung zeigt, dass die Dichtestruktur im veränderten SOMARS kaum mit den händischen Messungen vergleichbar simuliert wird, es ist auch nicht Sinn und Zweck des Modells. Die simulierten Profile der Dichte liegen aber im Mittel immer bei der gemessenen Kurve. Die Steilheit, bzw. Neigung der SOMARS-Profile stimmt gut mit der mittleren gemessenen überein, ein Hinweis, dass die Setzung der Schneedecke durch die Änderung der Setzungsroutine nun befriedigend wiedergegeben wird. Die wenigen Ausreißer von SOMARS stammen von Eislinsen, welche durch wiedergefrorenes Schmelzwasser entstanden sind (z.B. G im Profil vom 15.12.). Für das Dezemberprofil lässt sich sowohl die Eisschicht knapp über der Oberfläche (G in Abb. 7.11 und Abb. 7.12) aus der Beobachtung bestätigen, als auch die während des Sommers 2004 entstandene Schicht mit “superim-

posed ice“ unterhalb des Nullpunktes (H in Abb. 7.11).

Da nun sowohl Dichteprofile wie auch Temperaturprofile sehr gut wiedergegeben werden, verwundert es nicht, dass die Oberflächentemperatur auch gut simuliert wird (Abb. 7.13). Die mittlere Abweichung beträgt lediglich $0,9^{\circ}\text{C}$, die Standardabweichung 1°C . An den kältesten Tagen des Jahres wird eine Oberflächentemperatur von unter -20°C gemessen, im Sommer gibt es nur wenige Tagen an denen auch in der Nacht Schmelzen statt findet. Deutlich wird hiermit auch, wie wichtig die Dichtestruktur für Qualität der Oberflächentemperatur ist.

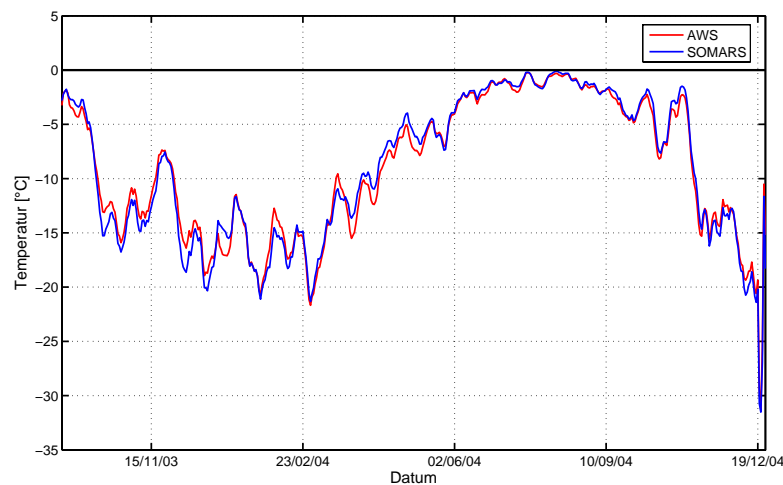


Abbildung 7.13: Gemessene und simulierte Oberflächentemperatur (9-tägiges Mittel) (Lauf 3) an der Station Teufel-segg.

Zur Erinnerung sei gesagt, dass in den vorherigen Läufen zu geringe Dichten die Schneedecke isoliert haben. Die Wärme aus den unteren Schichten ist nicht nach oben gedrungen, hingegen kühlten die oberflächennahen Bereiche durch die negative Energiebilanz deutlich aus, sodass die Oberflächentemperatur zu niedrig wurde. Durch die veränderte Setzungsroutine bessern sich die Werte deutlich. Die Möglichkeit des Eindringens der kurzwelligen Strahlung in die Schneedecke hat lange nicht so eine positive Wirkung auf die simulierten Oberflächentemperatur wie die nun verbesserte Setzung. Die Probleme bei der Modellierung dieser lagen in den vorangegangenen Läufen nicht im Sommer, sondern im Winter in dem die Nettobilanz der kurzwelligen Strahlung sowieso auf ein Minimum beschränkt ist.

Es sei aber hier nochmals betont, dass ohne die langwierige und aufwändige Aufbereitung der qualitativ hochwertigen Daten, die Herausnahme bestimmter Neuschneeereignisse und gleichsam die Verstärkung anderer Niederschläge niemals diese Ergebnisse möglich wären. Ohne entsprechenden Input kann auch das beste Modell der Welt niemals die Wirklichkeit wahrheitsgetreu abbilden, auch nicht SOMARS. Weiters war es für die Güte der Modellergebnisse entscheidend, dass auch am Modell Veränderungen vorgenommen wurden.

Durch die Veränderung der Berechnungen der turbulenten Flüsse näherten sich gemessene und simulierte Schneehöhen deutlich während der Schmelzperiode an. Insgesamt muss aber betont werden, dass diese hier gewählten Konfigurationsänderungen nur eine unter vielen Möglichkeiten der Anpassung darstellen.

Es zeigte sich in diesem Lauf wie wichtig der Niederschlag und die Verdichtung für den Resultate im Winter sind. Die Dichteroutine im Originalcode von SOMARS war zu schlecht, erst nach der Adaption der Verdichtung vom Schneemodell SNTHERM wurden die Ergebnisse besser.

Schneephysik, die in SOMARS spärlich enthalten ist, spielt bei Betrachtungen der Energiebilanz keine wesentliche Rolle. Die Zusammenfassung von Wärmeleitung, Konvektion, langwelligem Austausch und Dampfdiffusion innerhalb der Schneedecke, wie sie in SOMARS in der effektive Wärmeleitfähigkeit K (Kap. 6.9) vollzogen wird, reicht aus um die Dichte- und Temperaturverteilung gut zu modellieren. Die Möglichkeit von Prozessstudien wird dadurch aber stark eingeschränkt.

Allerdings war es ein weiter und komplizierter Weg bis hier her und nur die Verwendung des Ultraschallsignals für die Niederschlagsbestimmung reicht keinesfalls aus. Ohne händische Profile, die den Wasserwert der Schneedecke berechnen lassen, ohne die Herausnahme und Verstärkung gewisser Niederschlagsereignisse wären die Ergebnisse bei weitem nicht so gut.

7.2 Station Zunge

7.2.1 Modelllauf 1

Die Energie- und Massenbilanzberechnungen an der Station Zunge wurden zunächst mit den selben Modellkonfigurationen wie an der Station Teufelsegg gerechnet. Alle modellspezifischen Einstellungen können in Tab. 7.1 nachgeschaut werden. Nur die Hangneigung wurde auf realitätsnahe 11° gesetzt. Anfangs- und Endzeitpunkte für die Läufe sind ebenfalls wie an der Station Teufelsegg festgelegt worden. Was den eisinternen Bereich des Modells betrifft, wurde mit einem 25 m tiefen Gitter gerechnet, welches komplett aus Eis besteht. Für die angenommene Temperaturstruktur zur Initialisierung wurde wiederum die Arbeit von Markl und Wagner (1977) berücksichtigt. Diese haben an der Zunge des Hintereisferners einen kalten Kern gemessen. Das starke Abschmelzen der letzten Jahrzehnte sollte aber berücksichtigt werden, weshalb meine angenommenen Eistemperaturen (Tab. 7.6) leicht über ihren liegen. Man muss betonen, dass die Wahl der Eistemperaturen nur einen geringen bis keinen Eisfluss auf die Massenbilanzberechnung hat, dennoch sind die Annahmen nicht schlecht gewählt wie man später aus den Ergebnissen sehen kann.

Tiefe [m]	Temperatur [$^\circ\text{C}$]
0,01	-2,0
0,05 - 2,5	0,0
3,0	-0,1
4,5 - 7,0	-0,3
10,0 - 25,0	-0,2

Tabelle 7.6: Temperaturen des Gitters zum Startzeitpunkt der Simulation (17.09.03 00UTC) an der Station Zunge.

Am 16.09.2003, als die Station Zunge aufgesucht wurde, lagen um die Mittagsstunden an der AWS 2-3 cm Schnee, der an den Tagen zuvor gefallen war. Dieser wurde für den Modelllauf nicht berücksichtigt, da er im Verlauf der nächsten Stunden abgeschmolzen sein muss. Am Tag danach hatte die Albedo wieder einen Wert wie er nur über blankem Eis gemessen worden sein kann (18%).

Die Messanordnung lässt nur Rückschlüsse über Aufbau und Abschmelzen der Schneedecke zu, sobald aber die Eisoberfläche erreicht wird, können Modell und Wirklichkeit nicht mehr durch die Messung des Ultraschallgeräts verglichen werden. Um die Qualität der simulierten Eisablation dennoch einstufen zu können, kann jedoch der Eisverlust mit Punktmessungen von umliegenden Ablationspegel verglichen werden: der Pegel L9 liegt nur wenige Dekameter gletscheraufwärts von der Station. L10 liegt so wie L9 ebenfalls in der Gletschermitte, aber um 500 m gletscherabwärts und um ca. 50 Höhenmeter tiefer. Durch den Ausfall des Ultraschallgerätes im Hochwinter und zu Beginn der Schmelzsaison ergaben sich auch Schwierigkeiten den gesamten Verlauf des Niederschlags zu rekonstruieren. Die Ähnlichkeit der Feuchte- und Temperaturkurven, sowie der Kurven für die Albedo erleichterten zwar die zeitliche Zuordnung, jedoch nicht die Abschätzung der Menge. Als Niederschlagssignal wurden daher die Daten der Station Teufelsegg ver-

wendet, die Intensität aber mit den Veränderungen der Wasserwerte der Schneeschächte kalibriert.

Zeiträume ohne Ultraschallaufzeichnung:

- (1) 29.12.03 - 04.02.04
- (2) 26.04.04 - 31.05.04
- (3) 09.09.04 - 29.09.04

Rekonstruktion (1): Aus den Schneedichteprofilen am 27.12.2003 und am 04.02.2004 war der Wasserwert bekannt. Aus dem Unterschied beider ließ sich die Niederschlagsmenge quantifizieren, die in der datenlosen Zeit gefallen sein muss. Der Schneeschacht vom 4. Februar ist allerdings sehr unrepräsentativ, denn er stimmt nicht mit Messungen und der rekonstruierten Ultraschallhöhe zusammen. Der Schacht wurde womöglich in einer Mulde gegraben, in der 25 cm mehr Schnee lagen. Der Schneeschacht vom 18. März untermauert die schlechte Repräsentativität, denn seine Tiefe stimmt sehr gut mit der vom Ultraschall gemessenen zusammen. Aus diesem Grund wurde der Wasserwert des Februarschachtes an die gemessene Schneehöhe angepasst. Der Niederschlag von der Station Teufelsegg wurde dann mit einem Faktor multipliziert, welcher der Änderung des Wasserwertes bei der Schächte an der Station Zunge entspricht.

Rekonstruktion (2): Auch der Niederschlag im Zeitraum des 2. Ultraschallausfalls wurde ähnlich rekonstruiert. Hier ist der Ausfallbeginn (26.4.) aber lange nach einem Schacht (18.3.) und der nächste gegrabene Schacht (17.5.) fällt in die Mitte des Ausfalls. Von der Differenz der Wasseräquivalente der beiden Schächte wurde der normal bestimmte Niederschlag (vom 18.3. bis Ausfallsbeginn) abgezogen. Aus diesem Wert und der in diesem Zeitraum an der Station Teufelsegg gemessenen Niederschlagsmenge wurde der Quotient bestimmt. Dieser diente dann zur Kalibrierung des Niederschlages für die Station Zunge im gesamten Zeitraum des Ausfalls. So ist gewährleistet, dass der zwischen den Schächten gefallene Niederschlag der Änderung des Wasserwertes der Schneedecke entspricht. Allerdings sind keinerlei Verdunstungs bzw. Kondensationskorrekturen enthalten, wodurch es zur Verringerung oder Erhöhung des Wasserwertes der Schneedecke kommen kann.

Rekonstruktion (3): Da für diesen Zeitraum keinerlei meteorologische Daten für die Station Zunge zur Verfügung stehen, wurde der Niederschlag 1:1 von der Station Teufelsegg übernommen. Hierdurch ist nicht sicher gewährleistet, ob z.B. Neuschneefälle nicht in Wirklichkeit doch eher Regenfälle waren. Es fallen aber in Summe nur gut 50 mm in einem kurzen (15.9.) und einem langen (24.-25.9.) Niederschlagsereignis. Die Temperaturen am 24. und 25. September waren aber an der Station Teufelsegg so tief, dass es selbst bei adiabatischer Durchmischung auf alle Fälle für Schnee ausgereicht hätte. Auch die Analysedaten des ECMWF bestätigen dies. Beim ersten Niederschlagsereignis liegt die Temperatur an der Station Teufelsegg bei -2°C zu Beginn und sinkt im Verlauf des Ereignisses auf -4°C, was sich an der Station Zunge in der Form "Regen in Schneefall

übergehend“ ausgewirkt haben könnte.

Der Ausaperungszeitpunkt der Winterschneedecke ist durch die in der Folge konstante gemessene Distanz des Ultraschallsensors erkennbar. Der so erhaltene Nullpunkt der Ultraschallkurve stimmt auch sehr gut mit den 2 Schneehöhenmessungen (31.5. und 17.6), die genau auf der Ultraschalllinie liegen, überein.

Das Ergebnis der simulierten Schneehöhe ist in Abb. 7.14 zu sehen. Erwartungsgemäß gibt es an der Station Zunge sehr viel mehr Ablation als an der Station Teufelsegg. Im Sommer 2004 schmelzen 4 m Eis. Die gemessene und simulierte Kurve im Winter stimmen im Anbetracht der Datenausfälle passabel zusammen. Die Ähnlichkeit der Kurven mit den Schneehöhenkurven von Melag und Außerrojen bestätigt den Verlauf der ergänzten Ultraschallmessung.

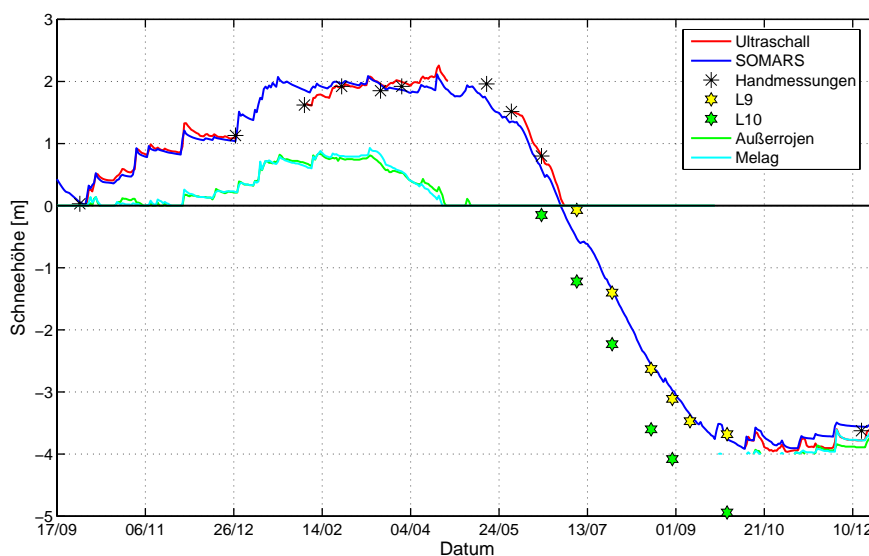


Abbildung 7.14: Gemessene und simulierte Schneehöhen (Lauf 1) an der Station Zunge, zusätzlich noch Schneehöhenkurven benachbarter Stationen, sowie Messungen von Ablationspegeln.

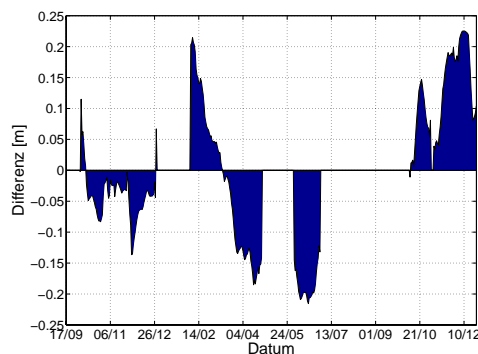
Der Schneefall von Anfang Oktober, welcher an der Station Teufelsegg verblasen wurde, blieb an der Station Zunge liegen (Abb. 7.3). Dies hatte zur Folge, dass die Schneehöhe lange Zeit hier höher ist als an der Station Teufelsegg. Weiters bedingt dieses Erosionsereignis auch, dass der Wasserwert für den ersten Schacht am 27. Dezember 2003 an der Station Zunge erstaunlicherweise höher ist (Tab. 7.7, Tab. 7.3). Auf den ersten Blick ist zu erkennen, dass keine großen Erosionsfälle stattgefunden haben. Beim genaueren Hinsehen auf die Kurve lassen sich zwar kleinere erblicken, diese fallen aber nicht stark ins Gewicht. Besonders für den ersten Teil des Winters bis zum Datenausfall stimmen die simulierte und die gemessene Schneehöhe sehr gut überein. Dennoch lässt sich in Tab. 7.7 sehen, dass das simulierte Wasseräquivalent für den 27.12.2003 um 50 mm zu gering ist. Die auch hier somit beobachtbare zu schwache Setzung im Modell bewirkt, dass die Schneehöhenkurven nur zufällig nahe aneinander liegen. Die mangelnde Schneesetzung

zeigt sich auch, als es ab 4. Februar wieder einen Vergleich zwischen Modell und Messung gibt. Der Zuwachs an Masse der simulierten Schneedecke deckt sich eigentlich mit der Veränderung der gemessenen Wasserwerte, dennoch ist die simulierte Schneehöhe deutlich über der gemessenen.

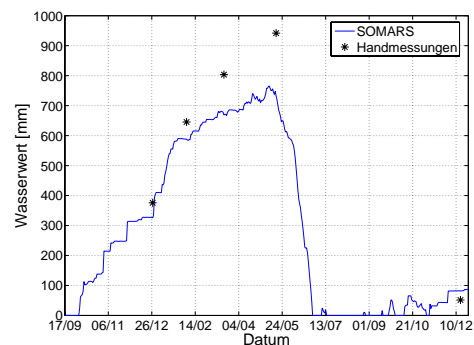
Datum	w.e.(Schacht)	w.e.*	w.e. (Modelllauf 1)	w.e. (Modelllauf 2)
27.12.03	382,7	375,7	326,1	326,1
04.02.04	745,0	645,3	588,3	588,3
18.03.04	766,2	803,4	667,8	699,4
17.05.04	946,8	941,9	732,9	804,2
15.12.04	89,3	51,4	81,2	81,2

Tabelle 7.7: Gemessene Wasserwerte der Schneedecke (w.e.(Schacht)), der auf die vom Ultraschallgerät gemessene Schneehöhe reduzierte Wasserwert (w.e.*) und der von SOMARS im jeweiligem Lauf berechnete Wasserwert der Schneedecke.

In der Folge wächst aber die Modellschneehöhe kaum mehr an und bleibt bis zum Beginn der Ablation auf einen nahezu konstanten Niveau, was entgegen den Messungen ist (Abb. 7.14). Dies wirkt sich auch in der Veränderung des Wasserwertes aus (Abb. 7.15b), wo sich das Modell nun deutlich von den Messungen unterscheidet. Der Grund hierfür liegt in der zu geringen ins Modell geschriebenen Niederschlagsmenge. Einige Schneefälle werden unrepräsentativ klein gehalten, da entweder die Feuchtigkeit nicht die geforderte Grenze von 85% überschritten hat, oder die Niederschlagsintensitäten zu gering waren.



(a) Unterschied modelliert-gemessen



(b) Wasserwert der Schneedecke

Abbildung 7.15: Abbildung (a) zeigt den Unterschied zwischen der modellierten und der gemessenen Schneehöhe an der Station Zunge. Den Wasserwert der modellierten Schneedecke mit den Schachtmessungen (mit angepasster Schneehöhe) zeigt Abbildung (b).

Von 18.3. bis 17.5. stimmt trotz Niederschlagsanpassung die Veränderung des Wasseräquivalents nicht. Dabei wurde dem Modell die selbe Menge Niederschlag gegeben, wie es die Veränderung des Wasserwertes verlangt hätte. Der Grund für das “Fehlen” von 70 mm in der simulierten Schneedecke vom 17. Mai ist in der Graphik des Wasseräquivalents zu erkennen (Abb. 7.15b): zwischen den beiden Terminen wird der simu-

lierte Wasserwert zeitweise geringer, sprich es gibt bereits Schmelzen. Zudem kommen noch simulierte 14 mm an verdunstetem Wasseräquivalent.

Die Ausaperung des Winterschnees ist im Modell zu rasch (schon 2 Tage vor der gemessenen), weil der Wasserwert der simulierten Schneedecke nur 78% des gemessenen (am 17. Mai, Tab. 7.7) erreicht. Insofern ist der zeitlich nahezu konstante Unterschied der beiden Schneehöhenkurven während der Ablation trügerisch. Es liegt auch hier der Verdacht nahe, dass die turbulenten Flüsse zu schwach sind und somit die Masse des simulierten Winterschnees zu langsam schmilzt.

Was die Eisablation betrifft, so sieht man in Abb. 7.14, dass die im Modell simulierte verglichen mit dem Pegel L9 gut zusammen stimmt. Geht man davon aus, dass der Pegel L9 wegen seiner Nähe zur Station Zunge repräsentativ ist, so muss man folgern, dass die turbulenten Flüsse lediglich bei schmelzendem Schnee zu schwach sind. Dass es auf dem Gletscher große, horizontale Unterschiede gibt, zeigen die Verläufe der 2 Pegel. Während am 7. Juli am Pegel L9 lediglich 7 cm Eisverlust gemessen wurde, dauerte die Ablationsphase am Pegel L10, obwohl dieser nur um 50 m tiefer liegt, schon viel länger (ca. 1 Monat). Bis zu diesem Zeitpunkt waren schon 1,2 m Eis geschmolzen, ein Unterschied der sich in der Folge kaum mehr ändert. Der Ausaperungszeitpunkt der Winterschneedecke an der Station Zunge stimmt trotz unmittelbarer Nähe zu L9 nicht mit dem Pegel zusammen. Am 7. Juli waren an der Station Zunge (laut Modell) schon ca. 50 cm Eis geschmolzen. Dennoch bleibt die simulierte Kurve in der Folge nahe an der an L9 gemessenen Ablation. Auch Olefs (2005) modellierte für den Zeitraum 7. Juli (erste Pegelablesung) bis 27. Juli eine deutlich geringere Abschmelzung als dies am Pegel L9 gemessen wurde.

Im Winter 2004/05 dauert es sehr lange bis sich eine Winterschneedecke bildet. Der Gletscher wird zwar bis zur Zunge schon am 22.09. und am 10.10. (jeweils gut 20 cm) eingeschneit, doch der Oktober und der Anfang des Novembers sind extrem warm: von 1. bis 4. November war die Temperatur im Mittel bei über $+4^{\circ}\text{C}$, die relative Feuchte lag bei über 70%. Die bei Zeiten schon über 30 cm hohe Schneedecke schmolz vollends ab, sodass wahrscheinlich große Teile der Zunge erneut ausaperten. Dennoch kommt es an der Station Zunge im November laut Modell zu keiner Eisablation mehr. Bis zum 10. November blieb die Zunge aper, erst dann wird sie endgültig eingeschneit. Während dieser 6 schneelosen Tage sank die Albedo auf 30%. Dies lässt darauf schließen, dass sich zumindest teilweise noch Schnee (vermutlich in Mulden, ehemaligen Bachbetten) befunden hat. Am 15. Dezember, an dem die Station Zunge besucht wurde, war die Schneedecke sehr unterschiedlich hoch: während sie direkt unter dem Ultraschallmessgerät (händisch wie instrumentell) gemessene 15 cm betrug, lag sie um die AWS herum bei 30-37 cm, der gegrabene Schneeschacht selbst hatte 34 cm Tiefe. Dies würde die These von einer beinahe ausgeaperten Gletscherzunge zu Beginn des Novembers unterstützen.

Im November 2004 lassen sich in Abb. 7.14 zwei Erosionsereignisse unterschiedlicher Dimension an der Station Zunge erkennen, welche die Differenz zwischen simulierter und gemessener Kurve vergrößern.

Wie an der Station Teufelsegg wurden für einen zweiten Modelllauf bestimmte Nieder-

schlagsereignisse verändert, welche vom Ultraschallgerät anders aufgenommen wurden, als dies vom Modell errechnet wurde. Insgesamt werden 4 Niederschlagsereignisse für den 2. Lauf geändert, es sind dies:

- (1) 18.2.2004-22.2.2004: mehrere kleine unterschätzte Neuschneefälle
- (2) 21.3.2004-27.3.2004: mehrere kleine unterschätzte oder nicht berücksichtigte Neuschneefälle
- (3) 15.4.2004 - 18.04.2004: mehrere kleine nicht berücksichtigte Neuschneefälle
- (4) 18.12.2004: "trockener" Neuschneefall nicht berücksichtigt (r.F. < 85%)

Der Grund lag bei allen in einer zu geringen Niederschlagsintensität, beim letzten Ereignis hatte zudem eine ungewöhnlich niedrige relative Feuchte den hinderlichen Einfluss, dass dem Modell zu wenig Niederschlag übertragen wurde. Ereignis zwei und drei fehlten im Modell gar ganz.

Bei den unterschätzten Neuschneefällen wurde die für Lauf 1 verwendete Niederschlagsmenge der real gemessenen Schneehöhenänderung angepasst. Beispielsweise war in Fall (1) die vom Modell berechnete Höhenänderung 8 cm, während mit dem Ultraschall 17 cm gemessen wurde. In Lauf 1 wurden für den Fall (1) 28 mm zugewiesen, für Lauf 2 sollten dies nun $28 \cdot 17/8$ mm sein.

Bei den Fällen (2, 3), welche in Lauf 1 ganz fehlten, wurden die Ultraschalldaten untersucht und aus der Höhenveränderung mit der üblichen Neuschneedichte ($\rho = 150 \text{ kg m}^{-3}$) eine Niederschlagsmenge errechnet. Die relative Feuchte wurde dabei nicht mehr berücksichtigt.

7.2.2 Modelllauf 2

Die Änderungen im Vergleich zu Lauf 1 betreffen besonders die Zeit nach dem ersten Ultraschallausfall. Bis auf die 4 verstärkten bzw. nun berücksichtigten Niederschlagsereignisse, sind alle Modelleinstellungen gleich wie in Lauf 1 geblieben. Eine genauere Beschreibung und Auflistung der Problemfälle befindet sich am Ende des vorigen Kapitels (7.2.1). Die gesamte Niederschlagsmenge vergrößert sich durch die Änderungen um insgesamt 70 mm.

In Abb. 7.16 sind die Ergebnisse von Lauf 2 hinsichtlich der Schneehöhen dargestellt. Die Niederschlagsverstärkung kann die auseinander laufenden Kurven sowohl von den Schneehöhen wie den Wasserwerten (Abb. 7.17) etwas bessern, dennoch reichen die Niederschlagsmengen noch immer nicht aus um das Wasseräquivalentdefizit auszugleichen. So gibt es zwischen dem 4. Februar und dem 18. März noch immer ein Defizit von 50 mm (Tab. 7.7). Die Vielzahl an schwachen Niederschlagsereignissen in diesem Zeitraum, welche nicht alle von meiner Niederschlagserfassung registriert werden, lassen die Differenz zwischen simulierter und gemessener Schneehöhe nicht konstant bleiben. Beim Mai-Schacht fehlen noch immer fast 150 mm.

Die modellierte Schneehöhe deckt sich besonders in der Ablationszeit mit der Registrierung und den Handmessungen. Bei der Winterschneedecke 2004/05 hat sich besonders das letzte Niederschlagsereignis deutlich verbessert und hat nun die selbe Größenordnung wie das vom Ultraschall gemessene. Die in Lauf 1 angesprochene Korrektur der beiden Erosionsereignisse im November 2004 hat zur Folge, dass die modellierte Schneehöhe nun über der gemessenen liegt.

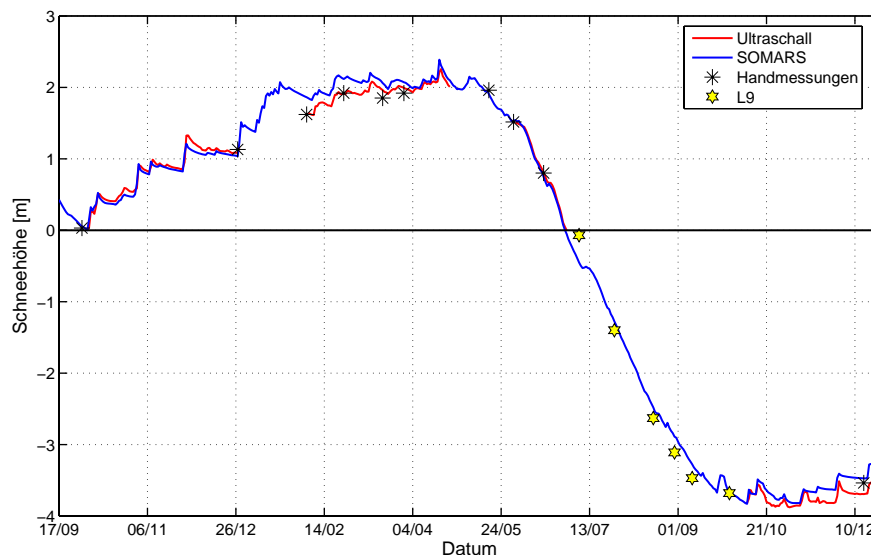
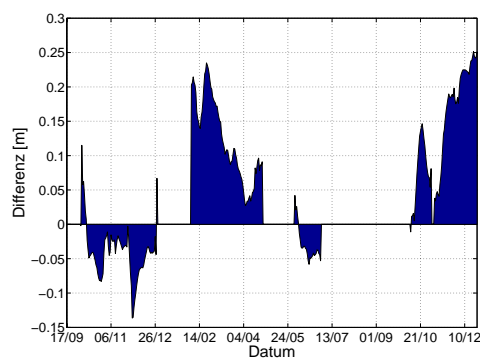
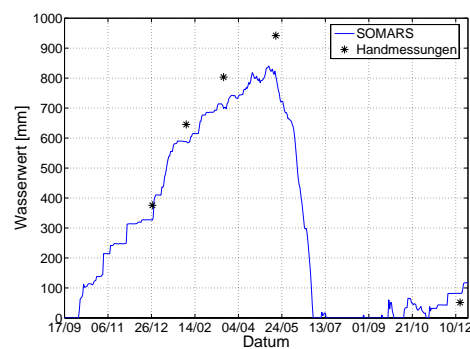


Abbildung 7.16: Gemessene und simulierte Schneehöhen (Lauf 2) an der Station Zunge, zusätzlich noch Pegelmessungen am Ablationspegel L9 und Schneehöhensondierungen Stationen.



(a) Unterschied modelliert-gemessen



(b) Wasserwert der Schneedecke

Abbildung 7.17: Ergebnisse von Lauf 2: Abbildung (a) zeigt den Unterschied zwischen der modellierten und der gemessenen Schneehöhe, Abbildung (b) zeigt den Wasserwert der modellierten Schneedecke und die Messungen (mit angepasster Schneehöhe) an der Station Zunge.

Wie an der Station Teufelsegg sind nach dem 2. Lauf auch an der Station Zunge mehrere verbliebene Probleme festzustellen:

- (1) Die Verdichtung des Schnees reicht nicht aus. Trotz richtiger Schneehöhe erreicht

der modellierte Wasserwert nicht die Messung (z.B. 04.02.).

- (2) Der aus den Ultraschallmessungen abgeleitete Niederschlag ist zu gering um die gemessenen Wasserwerte der Schneedecke zu erreichen.
- (3) Die Abschmelzung der Schneedecke geht zu langsam vor sich: trotz Übereinstimmung der Schneehöhen (Abb. 7.16) in der Ablationsphase müsste das Modell schneller ausapern, da die Modellschneedecke weitaus weniger Masse besitzt (Tab. 7.7).

In einem dritten Modelllauf sollen nun alle entsprechenden Verbesserungen entwickelt werden: Dies soll so geschehen, dass exakt die selben Maßnahmen ergriffen werden wie in Lauf 3 der lokalen Simulation an der Station Teufelsegg. Dieses Vorgehen ist gleichzeitig ein Test für die Übertragbarkeit der angewandten Korrekturen auf andere Wetterstationen.

7.2.3 Modelllauf 3

Im Modelllauf 3 wurden, analog zum dritten Lauf an der Station Teufelsegg, nicht nur an den Niederschlagsdaten Veränderungen vorgenommen, sondern auch an der Modellparametrisierung.

Der Niederschlag wurde den Wasserwerten der gemessenen Schneeschächte angepasst, die bislang verwendete Setzungsroutine wurde verändert und die Berechnung der turbulenten Flüsse wurde etwas umgestellt. Alle hier angewandten Änderungen sind exakt die selben wie an der Station Teufelsegg.

Veränderung des Niederschlags:

Im dritten Modelllauf wurden so wie bei der Station Teufelsegg, die Niederschläge zwischen den Schächten mit einem Faktor multipliziert, der dem Unterschied zwischen der gemessenen und dem simulierten Wasserwert der Schneedecke entspricht. Diese Faktoren sind in der Tab. 7.8 aufgelistet. Im Zeitraum bis zum Schacht des 04. Februar war es nicht notwendig viel Niederschlag hinzuzufügen.

Zeitraum	Faktor
03.10.03-27.12.03	1.15
27.12.03-04.02.04	1.03
04.02.03-18.03.04	1.42
18.03.04-17.05.04	1.32
10.11.04-15.12.04	0.58

Tabelle 7.8: Niederschlagskorrekturfaktoren für die jeweiligen Zeiträume.

Danach gehen die Wasserwertskurven, wie die anderen beiden Läufe gezeigt haben, auseinander und es war notwendig den Niederschlag im Modell deutlich zu erhöhen. Da im Winter 2004/05 die Schneehöhe und das Wasseräquivalent der Simulation zu hoch

war, musste die Niederschlagsmenge verringert werden. Der Beginn der Winterschneedecke im Jahre 2003 ist der 03. Oktober, jener im darauf folgenden Jahr der 10. November.

Veränderung der Setzung:

Diese veränderte Setzung entspricht der bei der Station Teufelsegg im Lauf 3 verwendeten. Die adaptierte SNTHERM-Setzungsroutine (siehe Kap. 6.3.3) wurde von einer täglichen auf eine stündliche Berechnung heruntergesetzt und um einen zeitlich konstanten Faktor vergrößert.

Veränderung bei der Berechnung der turbulenten Flüsse:

Im Weiteren wurden, wie schon in Lauf 3 der Station Teufelsegg beschrieben, die turbulenten Flüsse verstärkt um der nun vergrößerten Masse der Schneedecke Rechnung zu tragen. Die Winterschneedecke soll nun zeitgerecht abschmelzen (siehe Tab. 7.5).

Diese Änderungen haben wie schon bei der Station Teufelsegg einen großen Einfluss auf die Qualität der produzierten Ergebnisse. In Abb. 7.18 ist das Ergebnis bezüglich der Schneehöhe dargestellt. Besonders erfreulich ist die nun nahezu konstante Differenz der Schneehöhenkurven zwischen dem 2. Schacht (Februar) und dem 2. Ausfall des Ultraschalls (10 - 20 cm, Abb. 7.19a). Die Abbildungen zeigen deutlich, dass die Verwendung der anfangs nur auf die Station Teufelsegg angewandte Anpassung des Modells auch auf die Station Zunge übertragbar ist: das Mehr an Niederschlag wird durch die erhöhte Setzung gut verdichtet, sodass die Schneehöhen relativ parallel verlaufen. Die veränderten turbulenten Flüsse wirken sich in einem verstärkten Abschmelzen aus, das den gemessenen Werten entspricht.

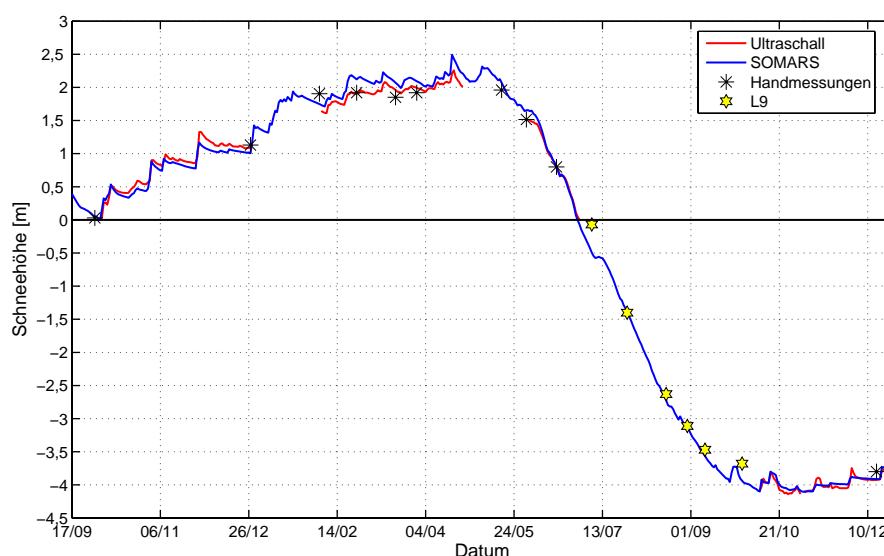


Abbildung 7.18: Gemessene und simulierte Schneehöhen (Lauf 3) an der Station Zunge, zusätzlich sondierte Schneehöhen und Pegelablesungen am Pegel L9.

Die Ergebnisse der Schneehöhe sind nicht so beeindruckend und mit der Messung nahezu deckungsgleich wie bei der Station Teufelsegg. Dennoch muss bedacht werden, dass über drei Monate an Ultraschalldaten fehlten und im September 2004 überhaupt keine Daten der AWS zu Verfügung standen. So gesehen kann man von guten Ergebnissen sprechen. Die Wasserwerte von Simulation und Messung stimmen nun zu allen Zeiten zwangsläufig gut überein. Die Verstärkung der turbulenten Flüsse führt zu einer stärkeren Verdunstung, weshalb die Wasserwerte der simulierten Schneedecke nicht exakt den Messungen entsprechen. Augenscheinlich ist dies in der ersten Phase des Winters 2003/04 als die höheren turbulenten Flüsse neben der Verdunstung (14 mm mehr als bei Lauf 2) sogar zu leicht erhöhtem Schmelzen führen. Im Hochwinter ändert sich kaum etwas an der simulierten Verdunstung, daher stimmen auch die Wasserwerte nun mit den Schachtmessungen zusammen. Im Winter 2004/05 stimmt das Wasseräquivalent der Simulation mit der Messung nun zusammen. Das Zusammenspiel zwischen geringeren Neuschneemengen und dem in natura passierten Abtragungsereignissen spielen gut zusammen.

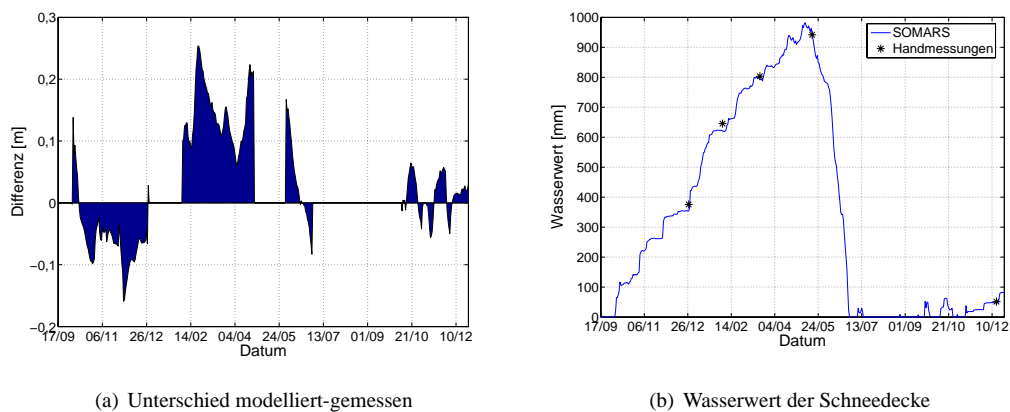


Abbildung 7.19: Ergebnisse von Lauf 3: Abbildung (a) zeigt den Unterschied zwischen der modellierten und der gemessenen Schneehöhe, Abbildung (b) zeigt den Wasserwert der modellierten Schneedecke und die Messungen (mit angepasster Schneehöhe) an der Station Zunge.

In der kurzen vergleichbaren Ablationsperiode der Winterschneedecke 2003/04 stimmen die Schneehöhen auf den ersten Blick gut zusammen, aber die Differenz ändert sich in diesen 30 Tagen doch beträchtlich (Abb. 7.19a). Möglich ist, dass die turbulenten Flüsse für diese Zeit zu hoch waren, oder aber auch, dass die Setzung vom völlig durchnässten Schnee im Modell zu rasch verläuft. Die simulierte Ausaperungszeit stimmt jedoch auf einen Tag zusammen (im Modell zu früh). Im Sommer ändert sich durch die Veränderung der turbulenten Flüsse wenig, die simulierte Kurve liegt fast immer nahe an den Pegelablesungen von L9. Nur beim letzten Wert liegt die simulierte Oberfläche 30 cm unterhalb der Ablesung. Vermutlich hat dies mit dem Unterschied in den 2 Schneefallereignissen (Mitte bzw. Ende September) zu tun, bei denen sich der resultierende Schnee unterschiedlich lang gehalten hat. Man muss bedenken, dass im September keine Daten von der AWS bekannt sind und sämtliche meteorologische Daten von der Station Teufelsegg stammen. Insofern könnte sich der Schnee in Wirklichkeit etwas länger gehalten haben, möglich ist

auch dass die auf die Station Zunge übertragenen Daten zu hoch waren (z.B. Temperatur, Globalstrahlung,...). Es ist aber auch denkbar, dass sich der Schnee an L9 und an der AWS unterschiedlich lang gehalten hat. Schon wenige Tage Unterschied im Schmelzen dieses “Sonnenschirmes” würden die 30 cm Unterschied erklären.

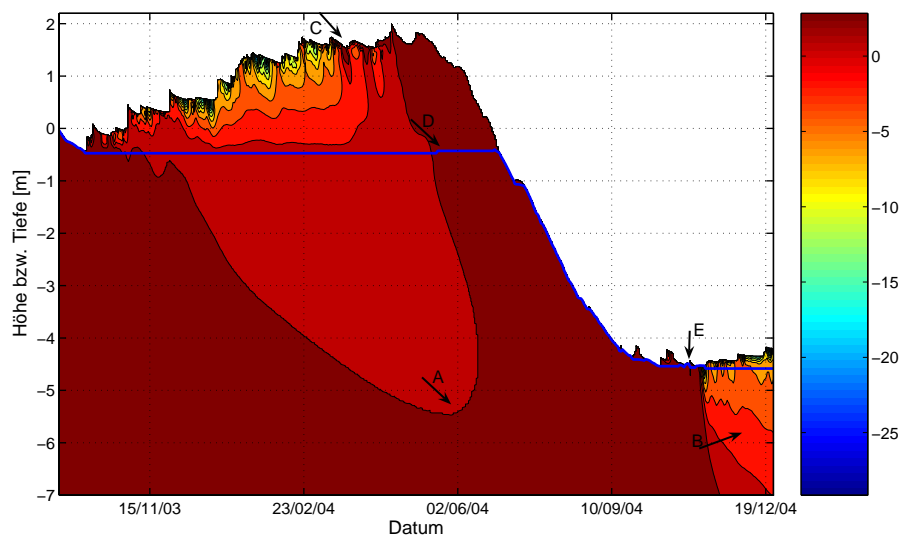


Abbildung 7.20: Modellierter Temperaturverlauf in Schnee bzw. Eis in Lauf 3 an der Station Zunge: der Nullpunkt bezieht sich auf die Firn-Eis-Grenze am Beginn der Periode. Die blaue Linie zeigt die Höhe des Eises. Auf die mit Buchstaben und Pfeilen beschrifteten Besonderheiten wird im Text eingegangen. Kontourlinienabstand: 2°C.

In Abb. 7.20 sieht man die berechneten Temperaturen der Schneedecke und des Eises im Verlauf der Zeit. Die höhere Wärmeleitfähigkeit des Eises äußert sich in einer höheren Eindringtiefe der Winterkälte. Die Winterkälte dringt über 5 m in das Eis ein (A). Besonders im 2. Winter kann die Kälte aufgrund der geringen Mächtigkeit der Schneedecke weit eindringen, viel weiter als im Jahr zuvor (B). Schon Mitte März wärmt sich die Schneedecke durch einen Wärmelufteinbruch schlagartig auf (C). Einmal erwärmt, kühlen nur mehr die obersten Schichten aus. Die steigende Lufttemperatur und das immer größere Angebot an Globalstrahlung bewirken, dass die gesamte Schneedecke schon ungefähr Mitte April beinahe auf 0°C ist. In tieferen Schichten dringt aber zu dieser Zeit die Winterwelle der Temperatur noch weiter ein (A). Die Bildung von Aufeis wird nur in sehr geringem Maße simuliert (D), die Temperatur an der Grenzfläche zwischen Schnee und Eis sinkt nicht stark während des Winters (Abb. 7.24a). Bei der Ablation des Herbstschnees im Oktober und November wird die Bildung von Aufeis mehrmals leicht modelliert (E, und H in Abb. 7.21).

Insgesamt sinken die Temperaturen in der Schneedecke im ersten Jahr erwartungsgemäß nicht so tief wie an der Station Teufelsegg. Der markante Wärmeeinbruch im März mit damit verbundenem Schmelzen an der Oberfläche scheint zur Bildung einer markanten Eislinse zu führen (Abb. 7.21 und (F)). Auch die Bildung einer weiteren Eislinse (G) wird modelliert. Im eineinhalb Monate später gegrabenen Schneeschacht sind mehrere Eislin-

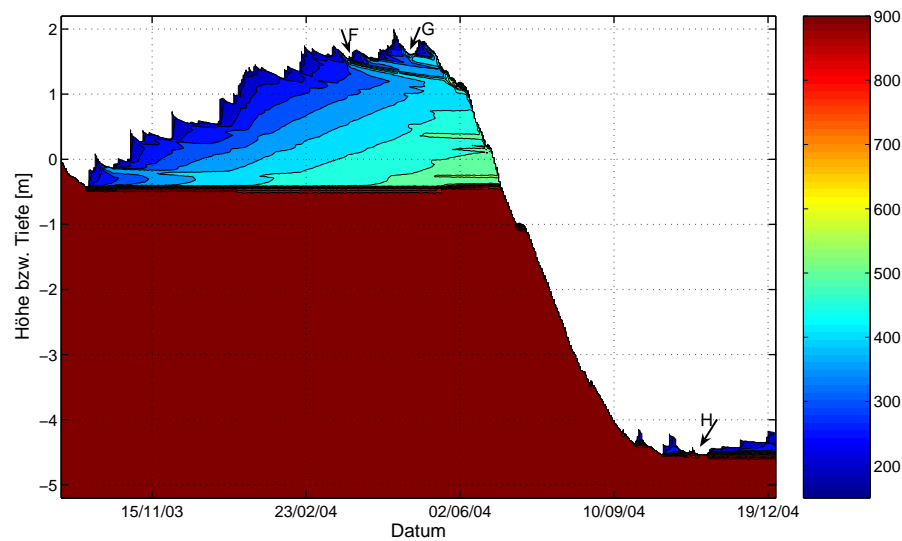


Abbildung 7.21: Simulierte zeitliche Dichteverteilung im Schnee bzw. Eis an der Station Zunge (Lauf 3). Der Nullpunkt bezieht sich auf die Firn-Eis-Grenze am Beginn der Periode. Auf die mit Buchstaben und Pfeilen beschrifteten Besonderheiten wird im Text eingegangen. Konturlinienabstand: 50 kg m^{-3} .

sen beobachtet worden, sowohl (F) als auch (G) können daher bestätigt werden. Die völlig durchnässte und schmelzende Schneedecke erreicht bei kurz vor ihrem Abschmelzen eine Dichte von über 500 kg m^{-3} .

Die simulierte Temperaturstruktur an den Tagen mit Schneeschächten wird wie an der Station Teufelsegg gut wieder gegeben (Abb. 7.22).

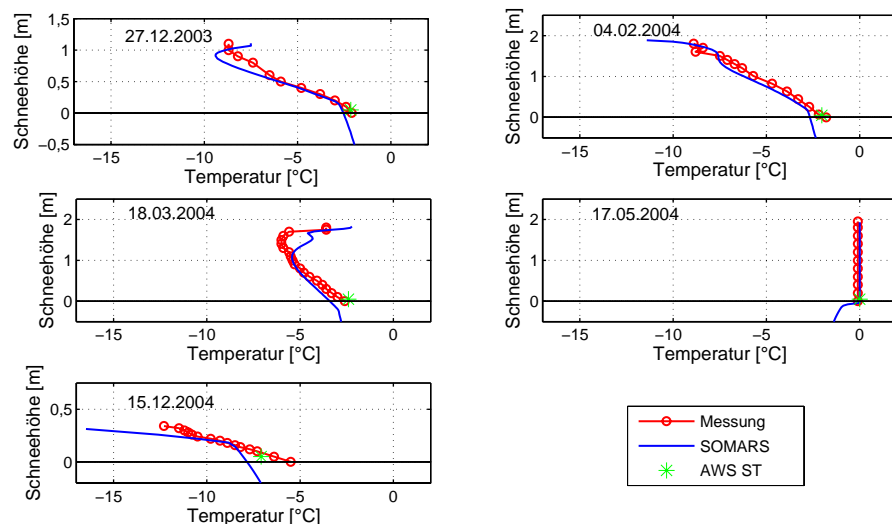


Abbildung 7.22: Gemessene und simulierte Schneetemperaturprofile (Lauf 3) an der AWS Zunge, zusätzlich noch die gemessene Schneetemperatur (AWS ST) an den Besuchstagen.

Unterschiedliche Schneehöhen (zwischen Modell und händisch gemessenen Schneetie-

fen) stören zwar das Bild, z.B. für den 15.12.2004.

Bezüglich der simulierten Dichtestruktur konnte eine ähnlich befriedigende Übereinstimmung mit den Messungen erzielt werden (Abb. 7.23). Es muss aber betont werden, dass bei den händischen Messungen Dichtemittel über 20 cm gemessen werden und das Modell die Dichte für jeden Gitterpunkt berechnet, dessen Größe weitaus kleiner ist (wenige cm).

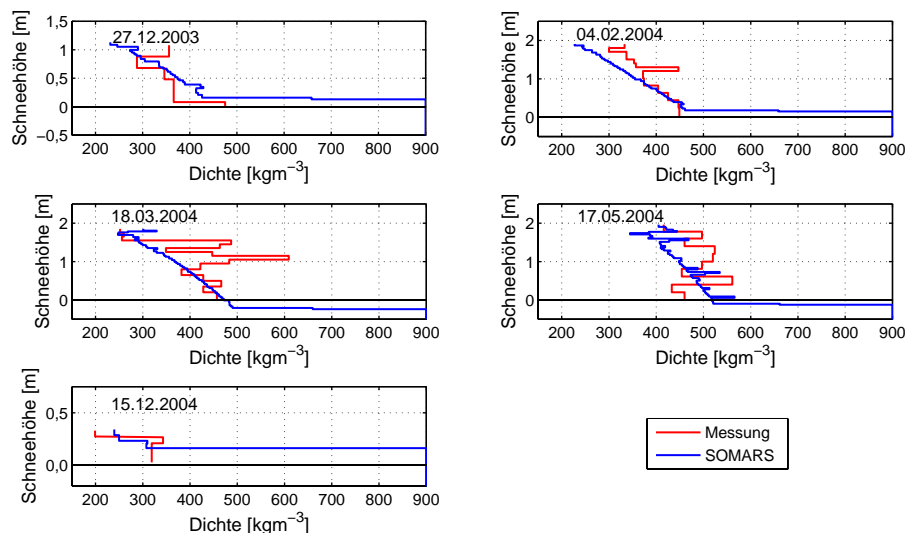


Abbildung 7.23: Gemessene und simulierte Schneedichtepprofile (Lauf 3) an der Station Zunge an den Besuchstagen.

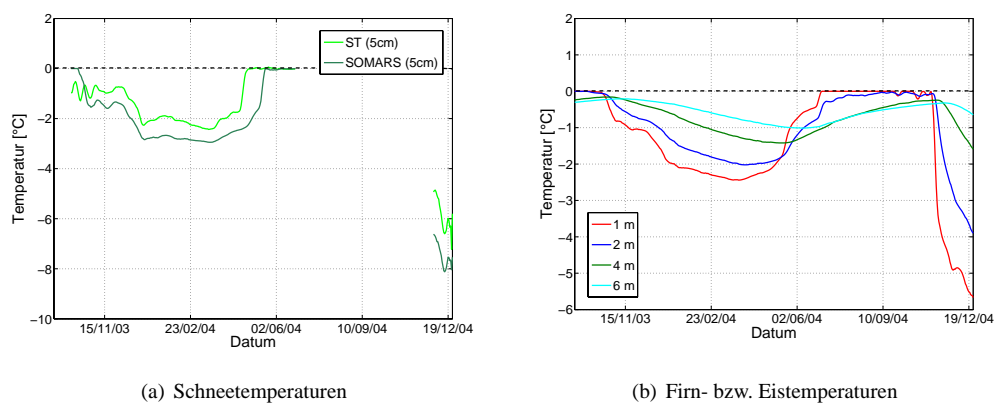


Abbildung 7.24: (a) Gemessene und simulierte (Lauf 3) Schneetemperaturen in der Tiefe der Schneethermometer an der Station Zunge; eine Schneeauflage von 20 cm über den Thermometern wurde verlangt. (b) Firn bzw. Eistemperaturen in konstanten Tiefen im Laufe der Zeit.

Der Temperaturverlauf in der simulierten Schneedecke (Abb. 7.24a) an der Grenzfläche Schnee-Eis ist vom Gang der Kurven her sehr ähnlich, es gibt aber einen beinahe konstanten Unterschied zwischen Messung und Simulation. Das Modell ist generell in diesem Bereich zu kalt, was sich auch in den 5 Profilen erkennen lässt (Abb. 7.22). Dies könnte

mit einem zu hohen Wärmeleitkoeffizienten von Eis zu tun haben.

An der Station Zunge lässt sich die Güte der Simulation auch noch am Vergleich der gemessenen und modellierten Oberflächentemperatur überprüfen. Wie die Abb. 7.22 bereits gezeigt hat, stimmen die Schneetemperaturprofile relativ gut zusammen. Daher war anzunehmen, dass auch die Oberflächentemperaturen gut zusammenstimmen. Da bis zum 19. März 2004 ein offensichtlich defektes Pyrgeometer verwendet wurde, sind die beiden Werte erst ab diesem Tag vergleichbar. In Abb. 7.25 sind Modellergebnis und Messung dargestellt. Als Eichfaktor des Rohsignals der Messung wurde in Ermangelung einer selbst durchgeführten Eichung der vom Hersteller angegebene Faktor verwendet. Man sieht aber, dass dieser nicht stimmen kann, denn nicht einmal im Sommer, wo es auch Nächte mit Ablation gab, erreicht die Kurve die 0°C Linie auch annähernd. Die durchschnittliche Differenz beträgt 1,7°C, welche im Verlauf der Zeit nur um wenige Zehntel Grad schwankt, ein Indiz für einen zu geringen Eichfaktor des Messinstruments. Ansonsten stimmt aber auch hier die Kurve von SOMARS sehr gut mit der Wirklichkeit zusammen, wenn man sich die gemessene Linie um 1,7°C höher denkt. Unter dieser Annahme würden wohl die modellierten Temperaturen auch im Herbst und Winter 2003 mit der Wirklichkeit zusammenstimmen.

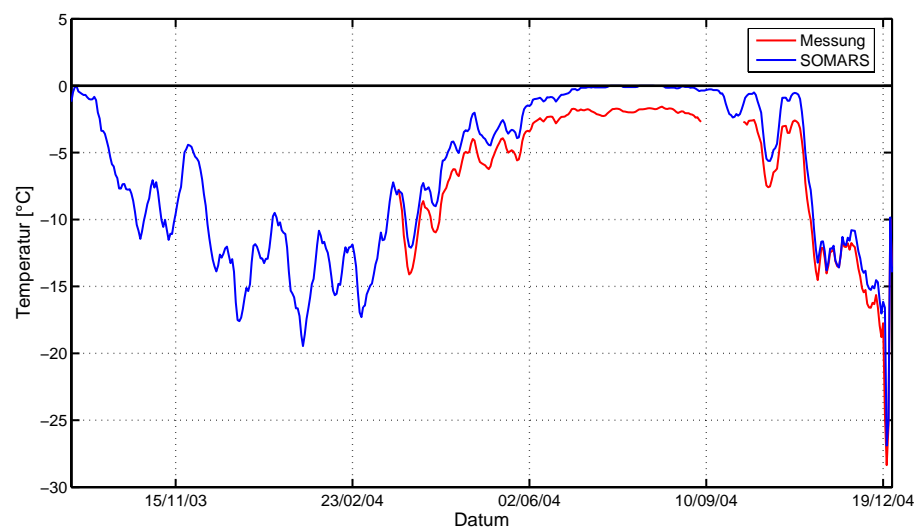


Abbildung 7.25: Gemessene und simulierte Oberflächentemperatur (9-tägiges Mittel) (Lauf 3) an der Station Zunge.

Der Lauf 3 an der Station Zunge hat gezeigt, dass die für die Station Teufelsegg ausgearbeiteten Veränderungen für Niederschlag, den turbulenten Flüssen und der Setzung im Wesentlichen auch an der Station Zunge verwendbar sind. Andererseits ist offensichtlich, dass auch hier beträchtliche Korrekturen notwendig waren, welche nur dank der Verfügbarkeit und Synthese mehrerer Datensätze (Ultraschall der Station Teufelsegg, Schneeschächte, Pegel, synoptische Stationen) durch geführt werden konnten. Das Modell SOMARS hat auch für die Station Zunge seine Qualität gezeigt, wenn auch hier betont werden muss, dass erst die Verwendung einer anderen Setzungsroutine (SNTHERM)

und ihre Adaption auf die spezifischen Bedürfnisse entscheidend zu den guten Modellergebnisse beigetragen haben.

7.3 Vergleich der Energiebilanz an beiden Stationen

In Abb. 7.26 sind die monatlichen Mittelwerte der einzelnen (wichtigsten) Energiebilanzkomponenten für beide Stationen aufgezeichnet. Sowohl an der Station Teufelsegg wie an der Station Zunge ist der Hauptenergielieferant die kurzwellige Bilanz, wobei es aber in den Sommermonaten albedobedingt auf der Zunge sogar einen Faktor 2 mehr an Energie geben kann (Juli, August). Im Winter steht die Sonne tief und die Albedo ist hoch, sodass an beiden Stationen kaum Energie in die Schneedecke eindringt.

Interessant ist der langsame und stetige Anstieg der kurzwelligen Bilanz im Frühjahr durch die zunehmende Verschmutzung der Oberfläche, bzw. durch Verdichtung des Schnees, vor allem aber durch die steigende Sonnenhöhe. Im Herbst gibt es einen abrupten Abfall durch das Einschneien.

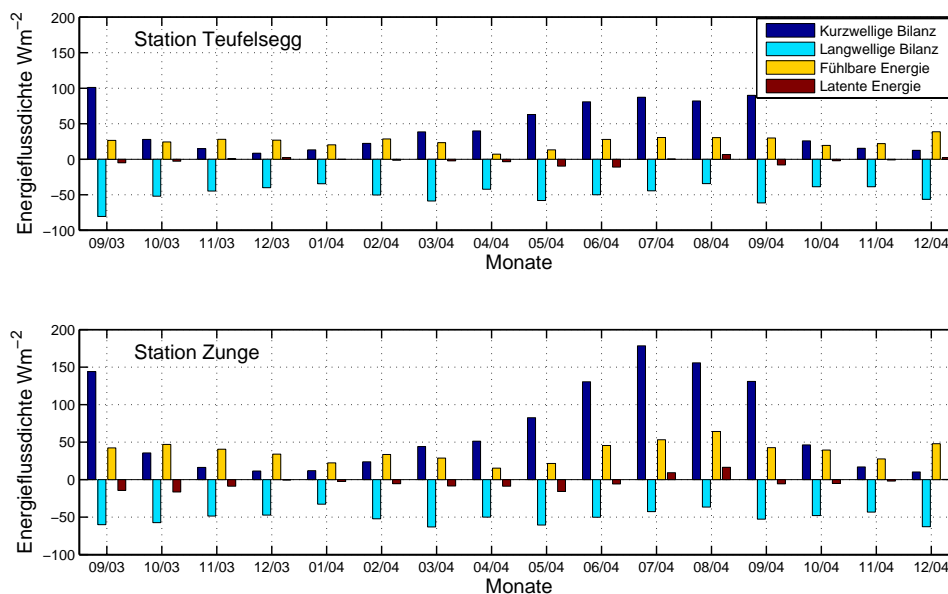


Abbildung 7.26: Mittlere monatliche Energieflussdichten der einzelnen Komponenten der Energiebilanz für beide Stationen.

Die langwellige Bilanz ist wie erwartet an beiden Stationen und in allen Monaten negativ. Es gibt kaum einen Unterschied zwischen den Stationen, an denen die langwellige Energiebilanz um -50 W m^2 beträgt. An der Station Teufelsegg ist die Bilanz aber erwartungsgemäß etwas negativer.

Die latente Wärme spielt an beiden Stationen nur eine schwache Rolle, besonders im Winter ist sie fast vernachlässigbar. Meist gibt es Verdunstung, nur an wenigen Monaten überwiegt die Kondensation. Besonders interessant ist, dass ausgerechnet die Monate Juli und August die deutlich kondensationsreichsten sind und so einen Betrag zum rascheren Schmelzen am Gletscher führen (Abb. 7.27). Im August sind es an der Station Teufelsegg 10 mm, womit durch die frei werdende Kondensationswärme über 7 cm Eis zusätzlich geschmolzen werden können. Diese Größenordnung entspricht der Ablation an

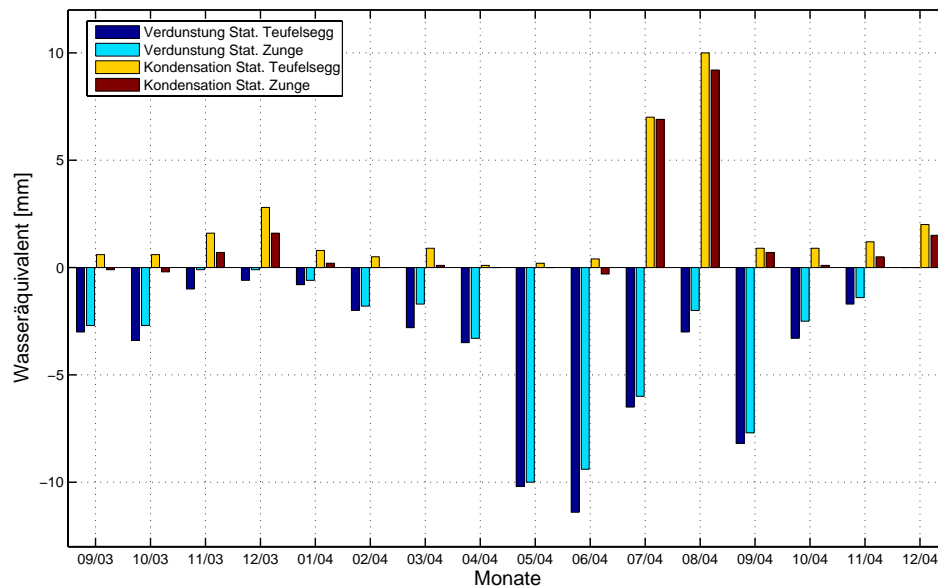


Abbildung 7.27: Monatliche Verdunstungs- und Kondensationsmengen in Wasseräquivalent an beiden Stationen. Die Summen wurden aus den resultierenden Tageswerten berechnet, welche nur entweder Kondensation oder Verdunstung aufweisen konnten.

einem warmen Strahlungstag auf der Zunge, wenn diese blank ist. Die Verdunstung hatte nur in den Ablationsmonaten Mai, Juni und September die Überhand und bewahrte den Gletscher vor stärkerer Ablation. Der Strom fühlbarer Wärme ist im Monatsdurchschnitt immer in Richtung Oberfläche gerichtet und an der Station Zunge aufgrund der höheren Temperaturen größer als an der 2. Station.

Die zum Auskühlen bzw. Erwärmen oder Schmelzen verfügbare Energie (Nettoenergie) ist in der Abb. 7.28 für jeden Tag der Periode aufgezeichnet und zur besseren Visualisierung mit einem gleitenden Mittel hinterlegt. Wie schon die einzelnen Komponenten in der monatlichen Darstellung (Abb. 7.26) gezeigt haben, gibt es ein weitaus größeres Energieangebot im Sommer als im Winter. An der Station Zunge ist dieses meist fast doppelt so viel wie an der Station Teufelsegg. Gut zu erkennen sind Schneefallereignisse im Sommer, einerseits durch die deutlich steigende Albedo, andererseits weil auch der fühlbare Wärmestrom zurückgeht, da es sich in diesem Zusammenhang um einen Kaltlufteinbruch handelt (A). Das frühere Ausapern und die viel längere Ablationsphase an der Station Zunge sind ebenfalls gut zu erkennen (B). Man sieht auch, dass das Auskühlen des Gletschers und der sich aufbauenden Schneedecke sehr langsam geht (C). Der Wert für die Gesamtenergiebilanz ist im Winter nur leicht negativ, während im Sommer ein Überangebot der zur Oberfläche gerichteten Energieflussdichte (infolge der kurzwelligen Bilanz) herrscht. So gesehen kann man vielleicht sagen, dass die Winterschneedecke nicht deshalb kalt ist weil so viel Energie von der Oberfläche weg geht, sondern weil sich die Schneedecke bei tiefen Temperaturen aufbaut: der Schnee fällt bereits schon sehr kalt und kühlt dann nur mehr wenig aus. Der fühlbare Wärmestrom ist trotz der deutlich un-

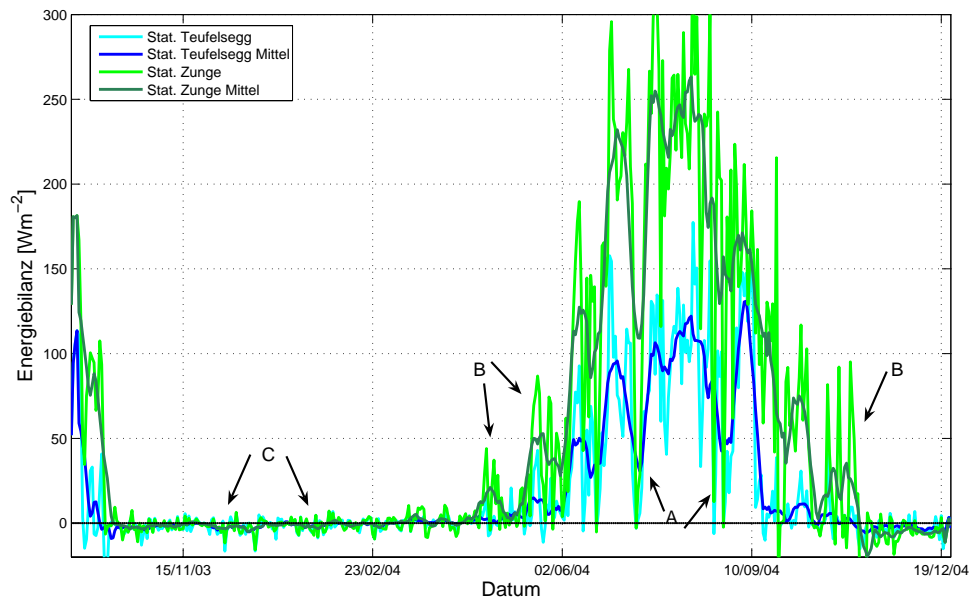


Abbildung 7.28: Energiebilanz der Oberfläche an beiden Stationen. Die zur Oberfläche hin gerichtete Energie ist positiv, Energieverlust an der Oberfläche ist hier kleiner als Null. Den helleren Tagesbilanzkurven sind dunklere 9 tägige Mittelwerte überlagert. Die mit Pfeilen und Buchstaben gekennzeichneten Phasen werden im Text erklärt.

verschiedenen meteorologischen Rahmenbedingungen über die Jahreszeiten gesehen im Winter beinahe gleich groß wie im Sommer (Abb. 7.29).

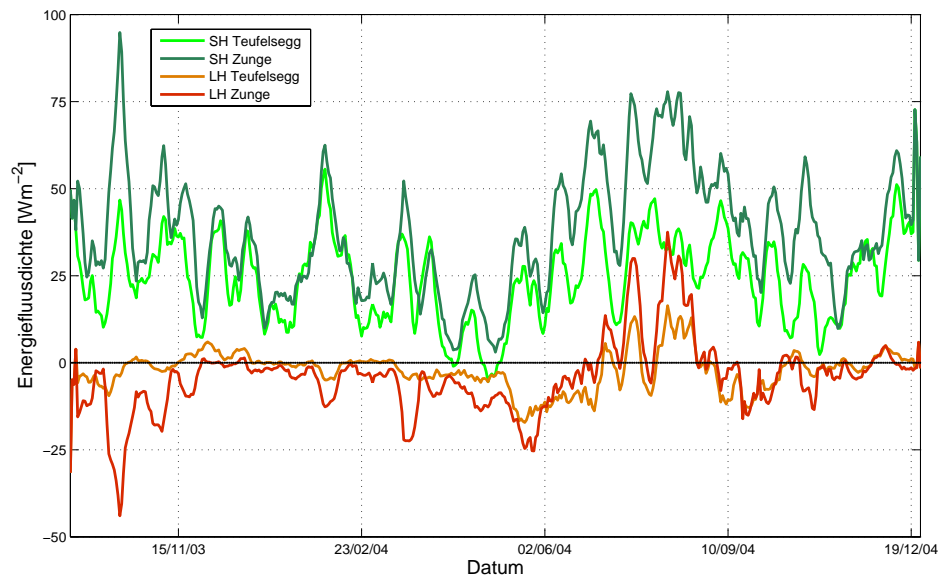


Abbildung 7.29: Tagesmittelwerte der fühlbaren (SH) und latenten Energieflussdichten (LH) an beiden AWS.

Das mag zunächst verwundern, aber der Grund liegt im Sommer wie im Winter in der vorherrschenden stabilen Temperaturschichtung über dem Gletscher. Im Winter verliert die

Oberfläche Energie durch langwellige Ausstrahlung, welche durch die atmosphärische Gegenstrahlung alleine nicht kompensiert werden kann. Dadurch wird viel fühlbare Energie der Oberfläche zugeführt. Im Sommer steigen sowohl die Temperaturen der Oberfläche wie der Luft, allerdings kann die Schnee/Eistemperatur nicht über 0°C steigen, weshalb auch hier teilweise viel Energie über turbulente Flüsse ausgetauscht wird. Das Minimum in der Übergangsjahreszeit (April, Mai) lässt sich durch die Annäherung der Temperaturverläufe beider Medien erklären: in dieser Zeit erreicht sowohl die steigende Lufttemperatur zeitweilen leicht positive Werte, und die erhöhte Globalstrahlung schafft es die Schneedecke zumindest oberflächlich auf Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt zu erwärmen. Dadurch erreicht die Stabilität in dieser Zeit ihr Minimum.

In Abb. 7.29 kann man die Verläufe für fühlbare und latente Wärme an beiden Stationen sehen. In der kalten Jahreszeit sind die Energielieferanten meist gegenläufig und kompensieren sich leicht. Im Hochsommer 2004 schlägt diese Gegenläufigkeit aber, wie schon in Abb. 7.26 zu sehen ist, in eine Gleichläufigkeit um. Sowohl latente Energie wie auch fühlbare sind zur Oberfläche hin gerichtet und verstärken so das Abschmelzen. Ab September laufen die Kurven wieder gegenläufig. An der Station Zunge gibt es durch die höheren Temperaturen sowohl einen höheren latenten wie fühlbaren Wärmestrom als an der Station Zunge. Der Grund liegt in der an der Station Zunge höheren Temperatur, die einen höheren Temperatur- wie Feuchtegradienten zur schmelzenden Oberfläche bewirkt. Wie es aufgrund der Ähnlichkeit der Datensätze zu erwarten war, sind die Ergebnisse an beiden Station doch sehr ähnlich und die Kurven laufen meist parallel.

Tanzer (1986) hat für die Energiebilanzstation in 2960 m Höhe einen durchschnittlichen fühlbaren Wärmestrom von 27 W m^{-2} von Mitte Juli bis Ende August berechnet. In den Monaten Juni - September in dem von mir untersuchten Sommer erhalte ich für die Station Teufelsegg 29 W m^{-2} als Mittelwert.

Als nächstes möchte ich die Energiequellen auf ihre Ablationswirkung untersuchen. Als Ablationsmonate lassen sich Mai bis Oktober kennzeichnen. In diesem Zeitraum wurden die von SOMARS berechneten Energiequellen Nettostrahlung, latente und fühlbare Energie auf ihren Beitrag zur Ablation (Schmelzen) untersucht. Die Ergebnisse sind in Tab. 7.9 angegeben.

An beiden Stationen ist eindeutig ein Albedoeffekt zu sehen: je niedriger diese ist, umso größer ist der Anteil der Strahlung an den Gesamtumsätzen. So erklären sich auch die 7 bzw. 12% Anteil im Oktober und der übermäßig hohe Anteil an fühlbarer Wärme. Die Stationen waren schon eingeschneit, deswegen war die Albedo hoch und die fast alleine die hohen Temperaturen waren der Grund für das Schmelzen.

Ansonsten bestätigt sich hier nochmals die geringe Einfluss der Kondensation, die in keinem Monat über 11% hinauskommt, und das Übergewicht der Globalstrahlung gegenüber der fühlbaren Wärme. Dieses ist aber eindeutig abhängig von der Albedo. Der Anteil der Globalstrahlung an der Ablation ist an der Station Teufelsegg fast doppelt so hoch wie die Wirkung der fühlbaren Wärme, während an der Station Teufelsegg nur 11% Unterschied bestehen.

Monat	Ablation Schmelzen [mm]	Anteil Strahlung [%]	Anteil Fühlbar [%]	Anteil Kondensation [%]
Mai	0	37	62	1
Juni	248	42	58	1
Juli	789	53	39	8
August	906	54	35	11
September	439	53	46	1
Oktober	25	7	88	5
Mai-Oktober	2407	52	41	7

Tabelle 7.9: Monatlicher Anteil der verschiedenen Energiebilanzkomponenten am Schmelzen an der Station Teufel-segg. Die Ablation kennzeichnet die geschmolzene Wassersäule, die prozentualen Anteile sind die Bruchteile der einzelnen Energieformen an der monatlichen Gesamtsumme der positiven (zur Oberfläche hin gerichteten) täglichen mittleren Energieflüsse.

Monat	Ablation Schmelzen [mm]	Anteil Strahlung [%]	Anteil Fühlbar [%]	Anteil Kondensation [%]
Mai	179	50	50	0
Juni	1018	63	35	2
Juli	1671	67	26	7
August	1669	59	32	9
September	946	61	34	5
Oktober	313	12	82	6
Mai-Oktober	5796	60	34	6

Tabelle 7.10: Monatlicher Anteil der verschiedenen Energiebilanzkomponenten am Schmelzen an der Station Zunge. Die Ablation kennzeichnet die geschmolzene Wassersäule, die prozentualen Anteile sind die Bruchteile der einzelnen Energieformen an der monatlichen Gesamtsumme der positiven (zur Oberfläche hin gerichteten) täglichen mittleren Energieflüsse.

Die erhaltenen Werte für den Ablationsanteil der Strahlung stimmen gut mit Berechnungen in der Vergangenheit zusammen: Hoinkes und Wagner (1968) erhielten für den Sommer 1958 64% der beobachteten Gesamtablation durch die Strahlungsbilanz (61% der Schneeablation, 66% der Eisablation). Die Strahlung ist die wichtigste Energiequelle für die Ablation auf den Gletschern der Alpen.

7.4 Sensitivität der Massenbilanz an beiden Stationen

In diesem Kapitel wird beschrieben wie stark sich die Massenbilanz ändern würde, wenn atmosphärische Parameter innerhalb ihrer geschätzten Messungenauigkeit verändert werden. Neben der Überprüfung der Stabilität der Simulation auf Änderungen der Eingabedaten innerhalb des Unsicherheitsbereiches, können diese Modellergebnisse auch als eine Art Indikator hinsichtlich der zu erwartenden Änderungen der Klimaschwankungen betrachtet werden. Wie würde sich die Massenbilanz an den beiden Standorten ändern, falls sich der Klimatrend, so wie von mehreren Klimamodellen (z.B. DKRZ 2005) vorhergesagt, wirklich bestätigen sollte.

Folgende meteorologische Parameter wurden verändert:

- (1) Lufttemperatur: $+1^{\circ}\text{C}$
- (2) Globalstrahlung: $+10\%$
- (3) Albedo: -10%
- (4) Atmosphärische Gegenstrahlung: $+10\%$
- (5) relative Feuchte: $+10\%$
- (6) Windgeschwindigkeit: $+1\text{ m s}^{-1}$
- (7) Niederschlag: $+10\%$

Mit jedem veränderten Parameter wurde eine eigene Simulation durchgeführt, so dass der entsprechende Einfluss auf die Massenbilanz zu Tage tritt. Am Ende wurde auch noch verglichen ob bei einem Lauf mit allen Veränderungen die insgesamt Veränderung der Massenbilanz die Summe aller ist, oder sich diese Änderung amplifiziert oder gar abschwächt.

Nicht alle in der Natur durch diese einzelnen Veränderungen auftretenden Rückkopplungen, lassen sich damit berücksichtigen. Dies wäre zum Beispiel der Zusammenhang zwischen der Temperatur beim Niederschlag und der Veränderung der Albedo: falls bei einer Änderung von 1°C der Niederschlag nun als Regen fällt und womöglich auch noch auf einen aperen Gletscher, so hat dies enorme Auswirkungen auf den Energiehaushalt des Gletschers, welche sich durch meine vorgegebene Albedo nicht zeigen lassen. Die einzige berücksichtigte Rückkopplung zweier Eingabeparameter besteht darin, dass eine erhöhte Temperatur bei gleichbleibender relativer Feuchtigkeit den Dampfdruck ändert und so auch ganz alleine den latenten Fluss an Energie verändert. Dennoch bietet diese Sensitivitätsstudie eine gute Möglichkeit die Wirkung einzelner meteorologischer Parameter auf die Massenbilanz zu studieren.

7.4.1 Station Teufelsegg

Die Tabelle 7.11 zeigt die Abhängigkeit der Massenbilanz auf den veränderten Parametern. Die Zeitspanne, in der sich das Haushaltsjahr bewegte, war nicht von vorne herein

festgelegt: falls sich das Bilanzjahr des untersuchten Jahres z.B. aufgrund einer höheren Temperatur verkürzt oder auch ausgedehnt haben sollte, ist die Veränderung der Länge angegeben (Spalte "Beginn" bzw. "Ende" drücken Beginn und Ende des Haushaltsjahres aus.)

Parameter	Beginn	Ende	Schnee [mm]	Regen [mm]	Kondensation [mm]	Verdunstung [mm]	Massenbilanz [mm]
T [+1°C]	06.10.03	23.9.04	1624	399	42	45	-888
G [+10%]	06.10.03	21.9.03	1630	382	25	56	-827
a [-10%]	06.10.03	23.9.03	1638	385	23	90	-1430
L_{\downarrow} [+10%]	06.10.03	09.10.03	1699	388	21	110	-1218
r.F. [+10%]	06.10.03	23.09.03	1638	385	63	21	-757
v [+1ms ⁻¹]	06.10.03	21.9.03	1630	382	32	73	-796
rrr [+10%]	06.10.03	21.09.03	1793	421	26	49	-332
Σ [(1)-(7)]	06.10.03	09.10.03	1854	442	95	129	-3577
Lauf 3	06.10.03	21.09.04	1630	382	26	50	-513

Tabelle 7.11: Reaktion der Massenbilanz an der Station Teufelsegg auf die Änderung der atmosphärischen Parameter. Der Niederschlag (Schnee und Regen) bezieht sich auf das gesamte Haushaltsjahr (von "Beginn" bis "Ende"), dessen Ausdehnung unterschiedlich sein kann. Bei der Veränderung der Globalstrahlung um +10% behält die Albedo den alten Wert. T steht für die Temperatur, G für die Globalstrahlung, L_{\downarrow} für die atmosphärische Gegenstrahlung, r.F. für die relative Feuchte, rrr für den Niederschlag und v für die Windgeschwindigkeit. Σ [(1)-(7)] bedeutet das Ergebnis des Laufes wenn alle 7 einzelnen meteorologischen Parameter zusammen verändert werden.

Der größte Einfluss auf die Veränderung der Massenbilanz hat die um 10% erniedrigte Albedo. In den Sommermonaten gibt es so Tage an denen nur mehr wenige Prozent der Globalstrahlung reflektiert werden. Wenn Saharasaand durch ein Südtauerereignis auf den Gletscher geweht wird, hat dies extreme Konsequenzen für den Gletscher, wenn auch noch andere Dinge mitspielen (hohe Temperaturen, kaum Sommerschneefälle, ...). Die Erniedrigung der Albedo um 10% hat in etwa jene Wirkung wie die Erhöhung der Temperatur um 1°C, der Globalstrahlung um 10% und der relativen Feuchtigkeit um 10 Prozentpunkte. Die drei letzterwähnten Parameter haben alle in etwa die selbe negative Wirkung auf die Massenbilanz. Es fällt auf, dass es kaum Neuschneefälle gibt, bei denen die Temperatur um 0°C liegt: die Neuschneesumme sinkt nur um 5mm (das Haushaltsjahr dauert aber 2 Tage länger).

Durch die veränderten Parameter kann sich auch die Ausdehnung des Haushaltsjahres um einige Tage verschieben. Das späteste Ende des Haushaltsjahres tritt bei der Verstärkung der Atmosphärischen Gegenstrahlung (L_{\downarrow} [+10%]) ein. Dies täuscht aber, denn von 23.09. bis 09.10. verlor die Schneedecke nur mehr 2mm w.e. .

Neben der veränderten Albedo fällt besonders die veränderte atmosphärische Gegenstrahlung auf, die die Massenbilanz um über 700 mm negativer werden lässt.

Erwartungsgemäß positiv wirkt sich die Zunahme des Niederschlages auf die Massenbilanz aus.

Werden gleichzeitig alle Daten manipuliert, so gibt es durch Kopplungen zwischen den einzelnen Parametern (z.B. Globalstrahlung und Albedo,...) etwas mehr Abschmelzen als

es die Summe der veränderten Massenbilanzen vermuten lässt.

7.4.2 Station Zunge

Auch an der Station Zunge wurde diese Studien durchgeführt. Die Tabelle 7.12 zeigt die Ergebnisse.

Die Zunahme des Abschmelzens ist vergleichbar mit der Station Teufelsegg, es gibt aber Unterschiede. Die Temperatursensitivität ist höher, dafür ist die Reaktion auf die erhöhte atmosphärische Gegenstrahlung in der Größenordnung der Auswirkung der veränderten Globalstrahlung, der Albedoeffekt ist schwächer.

Parameter	Beginn	Ende	Schnee [mm]	Regen [mm]	Kondensation [mm]	Verdunstung [mm]	Massenbilanz [mm]
T [+1°C]	03.10.03	08.11.04	1223	421	82	101	-4848
G [+10%]	03.10.03	08.11.04	1270	374	50	123	-4684
a [-10%]	03.10.03	08.11.04	1270	374	49	151	-5131
L_{\downarrow} [+10%]	03.10.03	08.11.04	1270	374	50	123	-4678
r.F. [+10%]	03.10.03	08.11.04	1270	374	120	57	-4716
v [+1ms ⁻¹]	03.10.03	08.11.04	1270	374	64	157	-4650
rrr [+10%]	03.10.03	08.11.04	1396	411	51	116	-4030
Σ [(1)-(7)]	03.10.03	08.11.04	1345	463	189	175	-9299
Lauf 3	03.10.03	08.11.04	1270	374	51	104	-4340

Tabelle 7.12: Reaktion der Massenbilanz an der Station Zunge auf die Änderung der atmosphärischen Parameter. Der Niederschlag (Schnee und Regen) bezieht sich auf das gesamte Haushaltjahr, dessen Ausdehnung unterschiedlich sein kann. Bei der Veränderung der Globalstrahlung um +10% behält die Albedo den alten Wert. T steht für die Temperatur, G für die Globalstrahlung, L_{\downarrow} für die atmosphärische Gegenstrahlung, r.F. für die relative Feuchte, rrr für den Niederschlag und v für die Windgeschwindigkeit. Σ [(1)-(7)] bedeutet das Ergebnis des Laufes wenn alle 7 einzelnen meteorologischen Parameter zusammen verändert werden.

Durch die Veränderungen der meteorologischen Parameter gibt es im Gegensatz zur Station Teufelsegg keine Auswirkungen auf die Ausdehnung des Haushaltsjahres.

Das wirklich beunruhigende Ergebnis ist, dass bei einem Verändern aller Parameter (Σ [(1)-(7)]) 2600 mm zusätzlich abschmelzen würden, als wenn die Summe aller Parameter einzeln berücksichtigt wird. Es gäbe praktisch keine Schmelzpausen mehr, auch nicht in der Nacht. Wo vorher (bei den realen Verhältnissen) die Energie nicht ausreichte um Schmelzbedingungen zu schaffen, hat die Erhöhung aller Messparameter einen gewaltigen Einfluss und führt zu einer wahren "Schmelzorgie".

Kapitel 8

Flächenhafte Simulation

In diesem Kapitel wird der Versuch einer flächenhaften Simulation beschrieben. Der Gletscher wird in Höhenstufen á 50 m unterteilt, in deren Mitte jeweils mit dem Modell SO-MARS gerechnet wird. Dabei wird nur der Hauptgletscher als Hintereisferner angesehen, obwohl es beispielsweise eine Verbindung (im oberen Teil) zwischen Stationsferner und Hintereisferner gibt. Sowohl für den Stationsferner (bis auf einen Schneeschacht im Herbst), wie für Vernagtferner und Nasoferner gibt es keinerlei Akkumulations- wie Ablationsdaten für das Bilanzjahr 2003/04. Somit reduziert sich die Fläche auf 6,089 km² und das Maximum der Flächen-Höhenverteilung wandert nach oben, auf eine Höhenstufe von 3100-3150 (Abb 8.1).

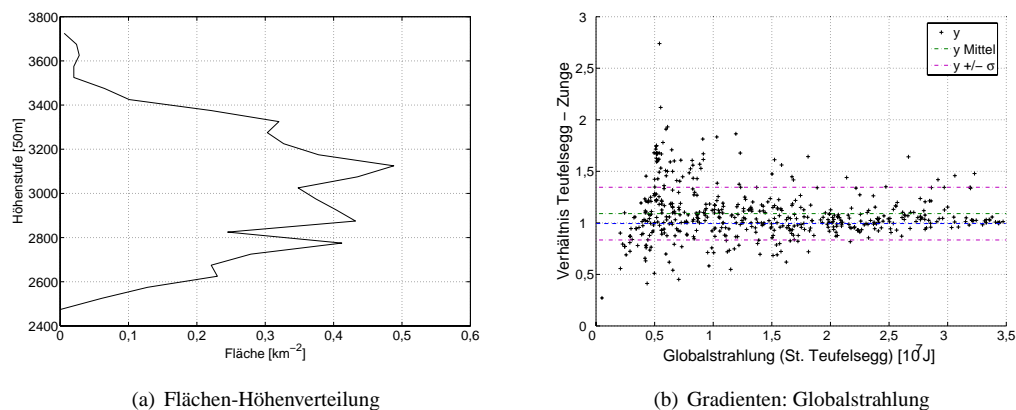


Abbildung 8.1: (a) Flächen-Höhenverteilung für den Hintereisferner. (b) Globalstrahlungstagesummen gegen das Verhältnis der Tagessummen der Globalstrahlung Teufelsegg/Zunge. Die grüne Linie zeigt den Mittelwert, die pinken Linien Mittelwert plus und minus Standardabweichung. Liegt ein Wert auf der blauen Linie so haben an jenen Tag beide Station gleich viel Energie gemessen.

Zwischen den beiden Stationen liegen 48% der Fläche des Gletschers, oberhalb der Station Teufelsegg aber 46%, über die relativ wenig bekannt ist. Über diese 2,5 km² Fläche, die von der Station Teufelsegg bis auf 3400 m Höhe liegen, fehlen direkte Messungen bezüglich wichtiger Parameter wie Akkumulation, zeitliche Entwicklung der Schneedecke oder Veränderung der Albedo. Bekannt sind lediglich die Schneeschächte im

Herbst, durch die das Wasseräquivalent des übrig gebliebenen Schnees gemessen wurde (Tab. 8.1). Die Lage der Schächte kann in Abb. 8.2 gesehen werden. Was die flächenhafte Simulation auch so kompliziert macht, ist die Tatsache, dass diese entscheidenden 2,5 km² eine ganz unterschiedliche Steilheit und Expositionsrichtung haben.

Schacht	Höhe [m]	Wasseräquivalent [mm]
Badeeis (BE)	3135	124
Im hinteren Eis (HE)	3090	11
Hintereisjoch (HJ)	3345	135
Hoinkes (HOI)	3115	26
IA	3415	17
Steinschlagjoch (SJ)	3253	114
Schimpfstollen (ST)	3275	122
Teufelsegg (TE)	3055	38
Vietoris (VIE)	3065	46
Weißkugeljoch (WJ)	3165	64

Tabelle 8.1: Namen und Lage der am 30. September 2004 gegrabenen Schneeschächte mit den dazugehörigen Wasserwerten ihrer Schneedecke.

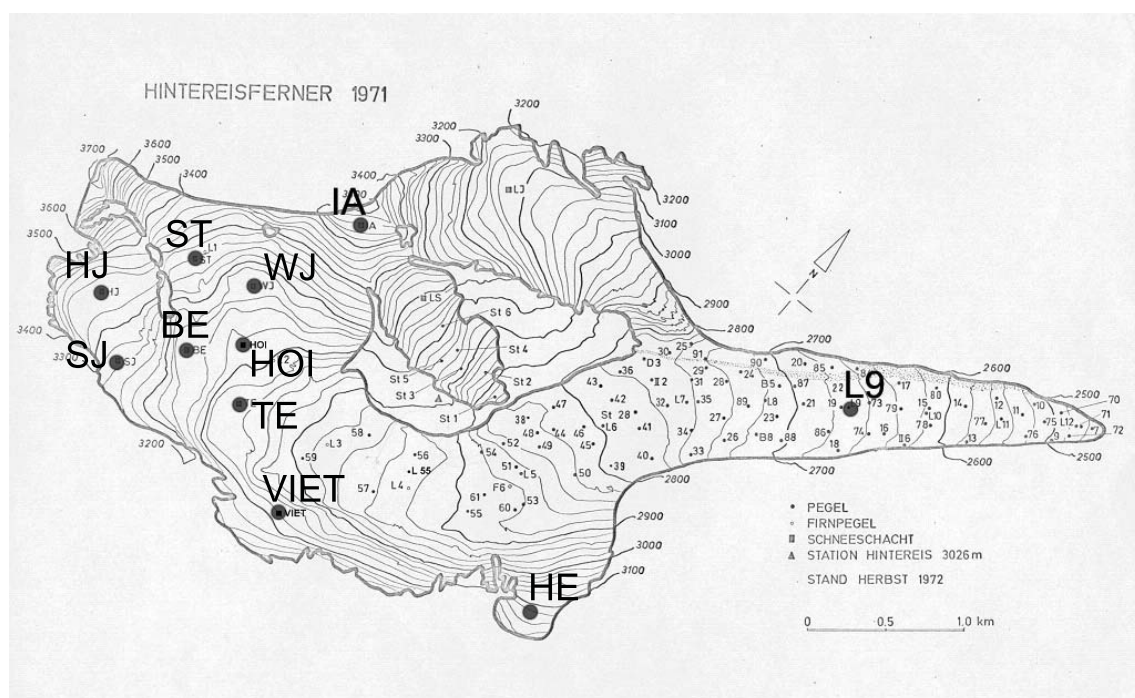


Abbildung 8.2: Lage der Schächte und des für die Überprüfung der Ablation an der Station Zunge verwendeten Pegels L9.

8.1 Gradienten der meteorologischen Parameter

Alle meteorologischen Eingabedaten erhielten Höhengradienten zugewiesen. Durch die Mittelung der einzelnen Parameter sind extreme Gradienten, welche auch nicht der Natur

entsprechen würden, fast unmöglich. Zudem wurden zu hohe Abweichungen zwischen den Werten an beiden Stationen nicht berücksichtigt und Begrenzungen für jeden Parameter aufgestellt.

Für die folgenden Parameter wurde alle 6 Stunden ein neuer Höhengradient [χm^{-1}] berechnet. Es wurden so 12 halbstündige Abweichungen gemittelt. So konnten die Schwankungen deutlich verringert werden, zudem lassen sich dadurch auch noch Unterschiede zwischen Tag und Nacht simulieren, denn es gibt keine Überschneidungen. Die bestimmten Höhengradienten wurden linear auf die einzelnen Höhenstufen angewandt.

- (1) Temperatur: Als Obergrenze des Unterschieds zwischen der Station Teufelsegg und der Station Zunge wurde $+0,5^{\circ}\text{C}$ gewählt, als größter negativer Unterschied $-4,3^{\circ}\text{C}$, was praktisch adiabatische Verhältnisse zwischen den Stationen darstellt ($-4,3^{\circ}\text{C} < (T_{Teu} - T_{Zun}) < 0,5^{\circ}\text{C}$). Falls der Höhengradient überadiabatisch sein sollte, wurde er auf adiabatische Verhältnisse zurückgesetzt. Im Winter gibt es viele Fälle an denen es an der Station Teufelsegg gleich warm oder sogar wärmer war als an der Station Zunge. Dies ist meteorologisch erklärbar: die advehierte Warmluft konnte nicht in die kalte Talatmosphäre vordringen. Die Temperatur sollte an allen Gitterpunkten innerhalb des Bereiches $+16^{\circ}\text{C}$ und -30°C liegen. Ausreißer kommen so nicht mehr vor.
- (2) relative Feuchte: Die Unterschiede beider Stationen liegen mehr oder weniger um die Differenz von 0% herum, weshalb die Differenzen für die Gradientenberechnung nicht über +20% und unter -15% gehen sollten ($-15\% < (rF_{Teu} - rF_{Zun}) < 20\%$). Weiters ist die geringste zugelassene Luftfeuchtigkeit 10%.
- (3) Bei der Windgeschwindigkeit sollte der Unterschied nach Untersuchung der Mittelwerte und der Standardabweichung nicht größer als $2,5 \text{ m s}^{-1}$ und nicht kleiner als -3 m s^{-1} sein ($-3 \text{ m s}^{-1} < (v_{Teu} - v_{Zun}) < 2,5 \text{ m s}^{-1}$). Die tiefste Windgeschwindigkeit auf einem Höhenintervall wurde auf $0,3 \text{ m s}^{-1}$ festgesetzt.
- (4) Bei der Atmosphärischen Gegenstrahlung waren die Unterschiede zwischen den Stationen gering und lagen um den Nullpunkt. Als größter positiver Unterschied wurde so $+20$ und als negativster Unterschied -30 W m^{-2} festgelegt ($-30 \text{ W m}^{-2} < (L_{\downarrow Teu} - L_{\downarrow Zun}) < 20 \text{ W m}^{-2}$).
- (5) Bei der Globalstrahlung habe ich die 10 Minutenwerte an beiden Stationen zu Tagessummen addiert, woraus Verhältnisse zwischen den Stationen berechnet wurden. Diese sind in Abb. 8.1b dargestellt. Man sieht deutlich, dass bei geringeren Tagessummen der Globalstrahlung auch die Unterschiede zwischen Teufelsegg und Zunge groß sein können. Hierzu tragen Abschattungseffekte und Wolken im Winter bei. Je größer aber die Tagessummen (an der Station Teufelsegg) werden, umso geringer wird die Schankungsbreite der Verhältnisse, was darauf schließen lässt, dass an sonnigen Sommertagen beide Stationen ähnlich viel Strahlung abbekommen. Als Aus-

gangsdaten verwendete ich den Tagessatz der Station Teufelsegg, der dann mit dem Höhengradienten auf die jeweilige Höhestufe übertragen wurden.

- (6) Beim Niederschlag wurden aus den Niederschlägen in Lauf 3 Monatssummen an beiden Stationen berechnet, mit denen Höhengradienten gebildet wurden. Die Daten der Station Teufelsegg dienten als Datenfundament. Somit schneit oder regnet es immer dann am ganzen Gletscher wenn es auch an der Station Teufelsegg Niederschlag gab. Dies hat vor allem praktische Gründe, da es Tage gab, an denen es nur an einer der beiden Stationen geschneit hat, und somit Gradienten kaum gebildet werden können. Durch diese Monatshöhengradienten des Niederschlags ist auch gewährleistet, dass an den beiden Stationen das geschneite Wasseräquivalent für die Schneedecke stimmt.

Es gibt insgesamt 3 Sondierungen der Schneehöhen im ersten Winter zwischen den Stationen (04.02., 18.03., 18.05.). In Tab. 8.2 sind die mittleren Schneedichten der gegrabenen Schneeschächte aufgelistet. Man sieht, dass die Unterschiede gering sind. Wenn nun die Schneehöhen aus den Sondierungen mit mittleren Dichten multipliziert würden, könnte somit auch das Wasseräquivalent annäherungsweise festgestellt und damit auch der Höhengradient des Niederschlags bestimmt werden. Die Sondierungen wurde aber nur zur Überprüfung der modellierten Schneehöhen verwendet, was indirekt auch eine Niederschlagskontrolle ist.

Die Schneeschächte im Mai fallen in die Zeit der sog. Pflingstprofile“, die in den vergangenen Jahrzehnten in der Zeit zwischen Ende Mai und Anfang Juni gegraben wurden. Die mittlere Dichte der Pflingstschächte liegt zwischen 420 und 540 kg m^{-3} , der häufigste Wert ist 460 kg m^{-3} (Matzi 2004). Am 18.05. wurde noch ein 3. Schacht in der Nähe des Hinteren Eises gegraben. Vermutlich wegen der höheren Exposition und der dadurch stärkeren Windverfrachtung hat dieser Schacht nur $2,84 \text{ m}$ im Gegensatz zu den $3,38 \text{ m}$ an der AWS Teufelsegg. Die mittlere Dichte dieses Schachtes beträgt 392 kg m^{-3} und liegt somit unter der Dichte der “normalen“ Pflingstschächte. Die beiden anderen Schächte liegen aber innerhalb des von Matzi (2004) angegebenen Bereiches, wobei der an der Station Zunge gegrabene durch die größere Durchnässung auch verständlicherweise die höhere Dichte hat.

Datum	$\bar{\rho}$ (Teufelsegg) [kg m^{-3}]	$\bar{\rho}$ (Zunge) [kg m^{-3}]
27.12.2003	347	354
04.02.2004	355	391
18.03.2004	379	414
17./18.05.2004	430	483

Tabelle 8.2: Mittlere Dichten der Schneeschächte an den beiden Stationen.

8.1.1 Höhenabhängigkeit der Albedo

Als besonders wichtig stellt sich die Albedo heraus, denn sie bestimmt die Ablation maßgeblich: wird ein falscher Gradient gebildet, so kann die Ablation entweder viel zu groß oder zu klein sein. Es gibt insgesamt 4 zeitliche Abschnitte, in die das Jahr geteilt werden kann:

- (1) Durch das rasche Einschneien des gesamten Gletschers am Beginn des Oktobers ist gewährleistet, dass die Albedo während des gesamten Herbstes hoch bleibt. Von da an und während des gesamten Winters ist die Albedo über den ganzen Gletscher gleichmäßig hoch und es gibt keine nennenswerten Gradienten. Deshalb wurde vom 17. September 2003 bis zur Ausaperung der tiefsten Stelle der Zunge für den gesamten Zungenbereich unterhalb von 2640 m, mit der Albedo dieser Wetterstation gearbeitet. Der Vergleich der Albedo während dieser Zeit an den beiden Stationen lässt dies zu.
- (2) Wann aber apert die Zunge aus? Dies lässt sich wohl nur schwer klären, aber die Station Zunge ist nur gut 200 m höher gelegen als die tiefste Höhenstufe (2425 m). Am 17.06. und am 07.07.2004 gibt es Informationen wo die Eis/Schneegrenze lag. Am 17.06. liegt sie überhaupt nicht höhenparallel, wie man vielleicht meinen würde: die orographisch rechte Seite ist bis in eine Höhe von 2620 m schon schneefrei, aber erst unter 2560 m ist der Schnee auf der gesamten Zunge größtenteils abgeschmolzen. Am 07.07. liegt die Schneegrenze relativ parallel zur 2720m Höhenlinie. Diese Informationen sind wichtig.
- (3) Die Zeit von der Ausaperung an der Station Zunge bis zur winterschneefreien Zeit an der Station Teufelsegg ist die entscheidendsten Periode. Vorläufige Studien haben gezeigt, dass die Albedo mit einem linearen der Albedo für die Flächen oberhalb der AWS Teufelsegg in Höhen von z.B. 3300 m die Albedo so hoch wäre, dass es kaum zu Schmelzen kommen kann.
- (4) Als dann auch im Sommer an der Station Teufelsegg der schmutzige Firn zum Vorschein kam, wäre zwar sichergestellt, dass auf der gesamten Zunge (mindestens bis zur Station Teufelsegg) niedere Albedowerte vorherrschen. Ein linearer Gradient der Albedo würde für die noch schneebedeckten Gebiete eine sicherlich zu niedrige Albedo vortäuschen. Deshalb habe ich entschieden auf allen Höhenstufen, welche über der Station Teufelsegg liegen die Albedo dieser Station zu verwenden. Somit ist gewährleistet, dass auch es in diesen Höhen zu einer Reduktion der Albedo aufgrund der Ablation kommt.

Angenommen die Schneegrenze wird für den 17.06.2004 auf 2580 m und für den 07.07.2004 auf 2720 m gesetzt, so ergibt das ein Höherwandern der Schneegrenze von durchschnittlich 7 Metern pro Tag. Dass dieser Wert nicht völlig abwegig ist, lässt sich auch durch den zeitlichen Unterschied der Ausaperung an beiden AWS recht gut zeigen:

Während die Station Zunge am 1. Juli schneefrei wird, apert die Station Teufelsegg am 19. August aus. Dies ergibt einen mittleren Anstieg der Schneegrenze von 8,2 m pro Tag. Geht man davon aus, dass das Ausapern an der Station Zunge für die Höhenstufe repräsentativ ist, so ließe sich auch der Ausaperungszeitpunkt der untersten Höhenstufe auf 2425 berechnen: dies wäre bei einer "Geschwindigkeit" von 8,2 m am Tag der 5. Juni. Beim Besuch der Stationen am 17./18. Mai wurde noch keine Ausaperung auf dem untersten Teil der Zunge festgestellt, hingegen noch eine Schneehöhe von 1,5 m. Am 17.06. wurde auf 2 Pegeln nahe dem Zungenende eine Eisablation von 15 und 19 cm gemessen. Der berechnete Ausaperungszeitpunkt für die Höhe 2425 m ist somit nicht schlecht gewählt.

Am 28. Juli ist die Schneegrenze auf einer Höhe von 2760 m beobachtet worden. Mit einem konstanten Höherwandern der Schneegrenze von 8,2 m läge sie auf einer Höhe von 2860 m.

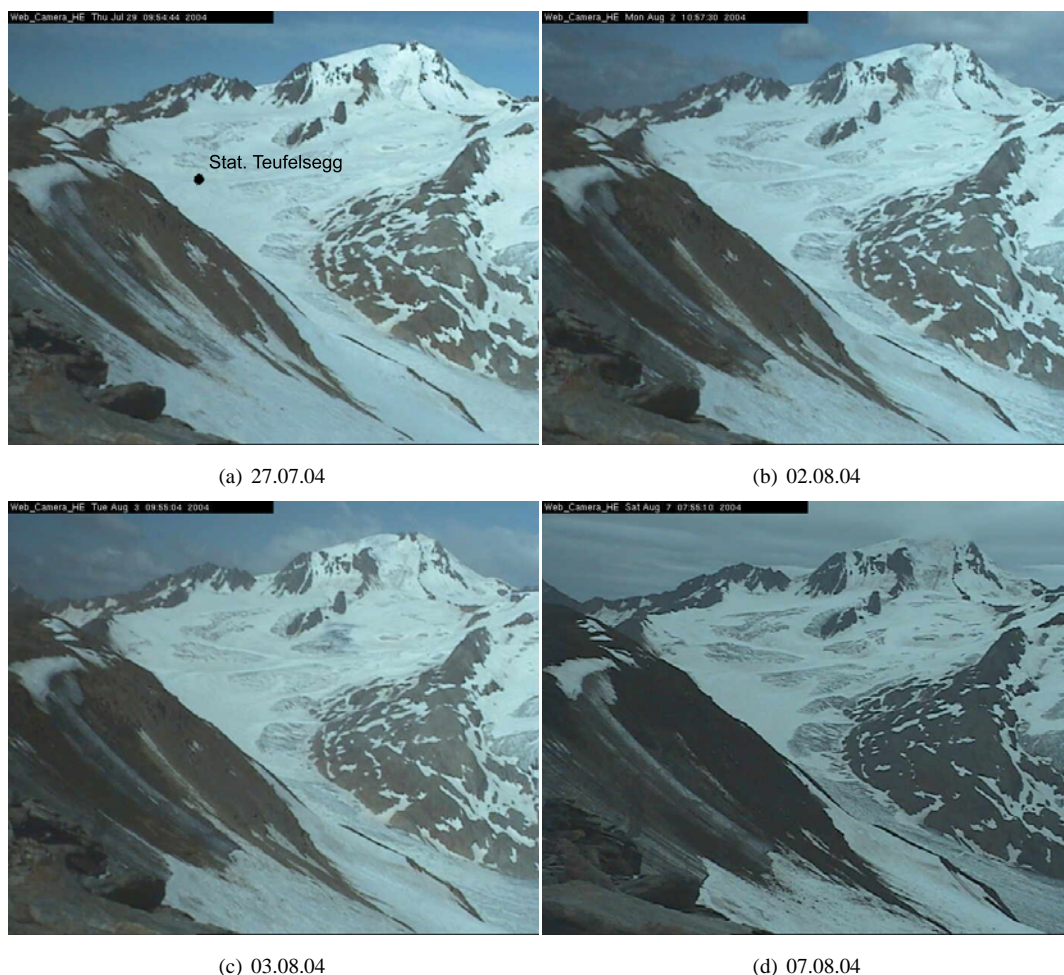


Abbildung 8.3: Rückzug der Schneegrenze durch Fotos der Webcam dokumentiert: Während Ende Juli die gesamte einsehbare Zunge noch schneebedeckt ist, taucht das blanke Eis erstmals am 02.08. auf ca. 2850 m auf. Einen Tag später ist die Grenze von Schnee und Eis etwas weiter nach oben gewandert, am 07.08. ist der gesamte einsehbare untere Teil des Gletschers schneefrei.

Im Rahmen des OMEGA-Projektes wurde im Hinteren Eis am Rofenberg, unweit der Bergstation des Hintereisliftes, eine Webcam errichtet. Diese sieht die oberen Teile des Gletschers ein (Abb. 8.3). Der tiefstgelegene Punkt der einsehbaren Zunge liegt auf ca. 2840 m, direkt unterhalb des Stationsferners. Die Webcam bietet deshalb eine durchaus brauchbare Möglichkeit die Schneegrenze zu erfassen, allerdings nur auf der orographisch linken Seite des Gletschers. Wenn man die Fotos der Abbildung 8.3 nach der Grenze Schnee/Eis auswerten würde, erhielte man für den 27.07. noch keine sichtbare Höhe der Schneegrenze (2850 m mit konstantem Höherwandern), da der gesamte Ausschnitt (der Zunge) schneebedeckt ist. Für den 02.08. würde man die Grenze ungefähr auf einer Höhe von 2850 m festlegen (2900 m) und für den Tag darauf leicht höher. Für den 07.08. ist die Schnee/Eisgrenze nicht mehr zu bestimmen: sie scheint aber oberhalb von 2900 m zu sein (2940). Die Unterschiede die sich zu den Ergebnissen mit dem konstanten Höherwandern ergeben, sind nicht besonders groß.

Aus den Bildern der Webcam wird auch klar, dass für die obersten Bereiche des Hintereisferner die Schneegrenze nicht einer einzigen Höhe zugeordnet werden kann, sondern spaltiges, steiles Gelände früher ausapert (Abb. 8.3) als die flachen Stellen, wo sich der Schnee lange hält.

Die Albedo wurde letztendlich folgendermaßen auf die einzelnen Höhenstufen übertragen: Für Höhen, welche oberhalb der Station Teufelsegg gelegen sind, gilt für die gesamte Zeit die Albedo jener Station.

Für Höhen unterhalb der Station Zunge wird bis zum 05. Juni 2004 (angenommene Ausaperungszeit der untersten Höhenstufe) die Albedo der Station Zunge verwendet. Dann wird ein Höhersteigen der Schneegrenze, so wie oben erläutert (8,2 m pro Tag), angenommen. Solange eine Höhenstufe der unterhalb der Station Zunge liegt noch nicht ausgeapert ist, erhält er die Albedo der Station Zunge zugewiesen. Ist er ausgeapert, so erhält er eine idealisierte Albedo über Eis (14%, ohne Tagesgang) von der Station Zunge (aus den Sommerdaten ermittelt). Ist dann auch die Station Zunge ausgeapert soll die Schneegrenze wie oben besprochen um 8,2 m pro Tag nach oben wandern und so auch die niedrige Albedo der Station Zunge. Für alle noch schneebedeckten Höhen soll die Albedo der Station Teufelsegg verwendet werden. Ab dem 6. September wird, so wie auch während der Winterzeit, zwischen den 2 Stationen ein Gradient der Albedo verwendet, auch um die unterschiedliche Einschneigung auf die Fläche zu projizieren.

Das Ansteigen der Grenze zwischen Schnee und Eis SL ist in den 80 Tagen ab der Ausaperung der tiefstgelegenen Stelle annähernd linear, wie Hofinger und Kuhn (1996) herausgefunden haben:

$$SL(d) = 2490 + 5,73 * d - 0,213 * d^2(m) \quad (8.1)$$

wobei d die Taganzahl ab der Ausaperung der tiefstgelegenen Stelle (2490) darstellt. Der lineare Term (5,73) ist um fast 2,5 m pro Tag tiefer als der von mir verwendete (8,2).

Hoinkes (1967) untersuchte drei Jahre (1964-66) auf die Position der Schneegrenze. Alle

drei hatten unterschiedliche und niemals exakt lineare Schneegrenzverläufe. Im sehr negativen Jahr 64 stieg die Schneegrenze im Mittel mit c. 7,5 Meter pro Tag.

Sommerschneefälle und ihre Auswirkungen auf die Albedo werden im Zeitraum 19.5. bis 06.09. nicht extra berücksichtigt, da es in dieser Zeit keine wirklich wichtigen Schneefälle gegeben hat, welche nur an einer der Stationen stattfanden und über mehrere Tage die Albedo signifikant verändert hätten.

In der Arbeit von Klok (2003) sind Albedoprofile aus Satellitendaten entlang des Morteratschgletschers angegeben. Während im Winter kaum Unterschiede zwischen den tief- und hochgelegenen Teilen des Gletschers bestehen, ist die Ablationszeit die Zeit mit den stärksten Gradienten. Dabei ist zu beobachten, dass die Albedo während sie auf der Zunge auf sommerlichem Niveau liegt, beinahe sprunghaft auf einen Wert von Altschnee (ca. 60%) hochschnellt, sobald die Grenze Eis - Schnee überschritten wird. Es ist daher folgerichtig nicht mit Höhengradienten der Albedo in dieser kritischen Zeit zu rechnen, sondern eine präzise Schneegrenze vorzugeben. Diese Vorgangsweise beinhaltet aber nur indirekt die Alterung der Schneedecke in den Höhen zwischen den AWS. Ein weiteres, für meine flächenhafte Berechnung, günstiges Ergebnis jener Studie war das Resultat, dass die Eisalbedo keine Höhenabhängigkeit besitzt. Auch am Hintereisferner sind die Schuttmengen auf dem Eis nur auf dem absolut untersten Zungenteil höher als auf dem Rest der Zunge und somit die Eisalbedo ebenfalls als konstant über die Fläche anzunehmen.

Das Modell SOMARS wurde, so wie in den Läufen an den beiden Stationen, lokal auf jeder Höhenstufe gerechnet und mit den Halbstundenwerten der Daten der Station Teufelsegg betrieben. Alle Modellkonfigurationen können im vorangegangenen Kap. 7.1.4 nachgelesen werden, lediglich bei der Firntiefe und dem Temperaturprofil zum Modellzeitpunkt gibt es so wie bei den meteorologischen Eingabedaten höhen spezifische Unterschiede. Bis in eine Höhe von 2975 m sollte, wie aus eigenen Beobachtungen festgestellt, kein Eis vorhanden sein. Darüber hinaus steigt die Dicke der Firnschicht linear mit einer Zunahme von 2 m je 100 Höhenmeter bis zur höchstgelegenen Höhenstufe auf eine Mächtigkeit von 16 m. Für die Anfangstemperaturen des Eises bzw. des Firnkörpers wurden wiederum die Arbeit von Markl und Wagner (1977) zu Rate gezogen (Tab. 8.3). Für insgesamt 5 Höhenstufen wurden Anfangstemperaturprofile erzeugt, die den damaligen Messungen zu Grunde liegen, sich insgesamt aber nur sehr schwach unterscheiden. Weiters ist es erwähnenswert, dass sich die Massenbilanz vernachlässigbar wenig ändert, wenn die Temperaturen des Eises um wenige Grade falsch angenommen wird. Schließlich ist bekannt, dass der Hintereisferner ein temperierter Gletscher ist, sodass der Temperaturfehler weitestgehend eingeschränkt werden kann.

Tiefe [m]	T (3700m) [°C]	T (3400m) [°C]	T (3100m) [°C]	T (2800m) [°C]	T (2500m) [°C]
0,01	-5,0	-4,0	-3,0	-2,5	-2,0
0,05	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1,0	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
1,5	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
2,0	-0,4	-0,1	0,0	0,0	0,0
2,5	-0,5	-0,4	-0,2	0,0	0,0
3,0	-0,7	-0,6	-0,3	-0,1	-0,1
4,5	-1,2	-1,1	-0,6	-0,3	-0,3
7,0	-2,0	-1,7	-0,8	-0,4	-0,3
10,0	-3,0	-1,3	-0,7	-0,3	-0,2
15,0	-2,6	-1,0	-0,6	-0,3	-0,2
25,0	-2,0	-0,8	-0,5	-0,3	-0,2

Tabelle 8.3: Angenommene Temperaturprofile zum Modellstartzeitpunkt am 17.09.03 auf verschiedenen Höhen. Zwischenhöhen erhalten die Mitteltemperaturen zwischen den benachbarten festen Temperaturen.

8.2 Ergebnisse

Für die Höhen oberhalb der Station Teufelsegg wurden die Niederschläge (im gesamten Zeitraum) aufgrund der allgemeinen Unkenntnis der Schneehöhen und des Niederschlages so verändert, dass am Ende eine Massenbilanz für jene Höhenstufen herauskommt, die der vom Institut für Meteorologie und Geophysik (kurz: *IMGI*) bestimmten nahekommt. Die Abb. 8.4 zeigt das Resultat.

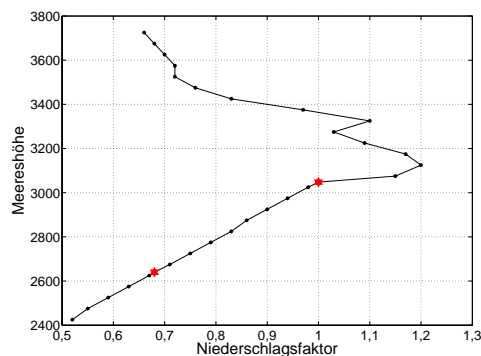


Abbildung 8.4: Niederschlagsfaktoren ausgehend von der Niederschlagsmenge an der Station Teufelsegg von insgesamt 2555mm für den gesamten betrachteten Zeitraum. Zwischen den beiden Stationen (Hexagramme) wurde der Niederschlag linear interpoliert, für alle unterhalb von der Station Zunge gelegenen Höhenstufen linear extrapoliert. Bei allen Höhen oberhalb der Station Teufelsegg wurde der Niederschlag der vom IMGI gemessenen Massenbilanz angepasst.

Bis zu 20% mehr vom Niederschlag der Station Teufelsegg war notwendig um in den hochgelegenen flachen Becken, die sich in der Natur als sehr effiziente Rücklagenzonen erweisen, eine Nettoakkumulation zu erreichen, welche der IMGI-Bilanz in etwa entsprach. Je weiter man sich aber der Weißkugel nähert umso weniger Niederschlag ist notwendig um die teilweise geschätzte Masssenbilanz zu erhalten. Dies ist auch sehr

verständlich, denn in Wirklichkeit gibt es zwar in diesen Höhen den meisten Niederschlag, aber Netto bleibt nur sehr wenig liegen, denn durch die exponierte, steile Lage wird sehr viel Schnee verweht.

Die Niederschlagsfaktoren entsprechen in etwa Akkumulationsfaktoren, sie gelten aber nicht nur für den festen Niederschlag sondern für den gesamten im betrachteten Zeitraum gefallenen Niederschlag.

Am 04.02.2004, am 18.03. und am 18.05. wurden Schneehöhen entlang des Gletschers sondiert. Somit können zu diesen Zeiten die gemessenen und die simulierten Schneehöhen miteinander verglichen werden. In Abb. 8.5 sind diese Messdaten mit den SOMARS-Ergebnissen dargestellt.

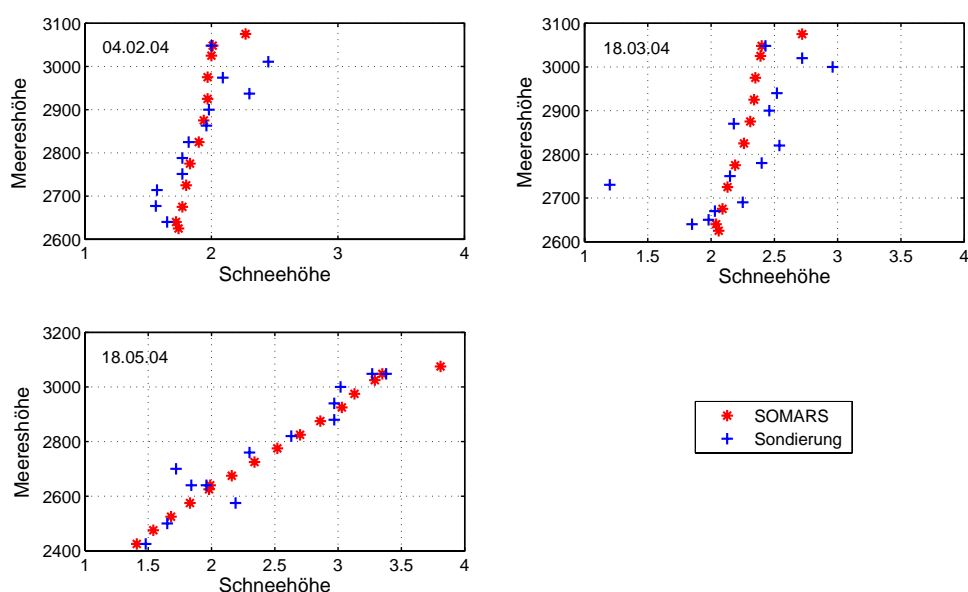


Abbildung 8.5: Schneehöhensondierungen an 3 Terminen im Winter 2004 entlang der Hauptfließlinie der Zunge des Hintereisferners und dazu verglichen die modellierten Schneehöhen zu den selben Zeitpunkten. Man beachte, dass am 18.05. die Schneehöhe vom untersten Punkt der Zunge bis auf die Höhe der Station Teufelsegg gemessen wurde, während zu den anderen 2 Tagen nur zwischen den beiden Stationen sondiert wurde.

Im Verlauf des Winters vergrößert sich der Gradient der Schneehöhe deutlich, zum einen weil die Setzung aufgrund von Schmelzen auf der Zunge vorangetrieben wird, während die Schneedecke im oberen Teil des Gletschers nur angefeuchtet ist und auch insgesamt mehr Schnee bekommt. Die Messungen stimmen mit den Simulationen größtenteils zusammen, besonders das Höhenprofil am 18.05. sticht hervor. Dies zeigt, dass die Annahme von konstanten Gradienten des Niederschlags nicht falsch ist und (in diesem Fall) gut mit der Natur übereinstimmt. Schneehöhensondierungen müssen immer mit einer gewissen Vorsicht betrachtet werden, da sie nur punktuell durchgeführt werden. Die Gletscherfläche ist bisweilen sehr rau und es können sich auch immer Eislinsen in der Schneedecke befinden, welche der Messperson vorgaukeln sie wäre aufgrund der Härte schon auf der Eisfläche. Dennoch kann man sagen, dass sich das Konzept von Schneebestimmung über

den Ultraschallsensor mit einer zeitlich konstanten Dichte, der Korrektur mit den Wasserwerten der Schneeschächte an den Stationen und den angenommenen linearen Gradienten des Niederschlags auf Monatsbasis bewährt hat.

Abbildung 8.6 zeigt die modellierte und die über Messungen bestimmte spezifische Massenbilanz auf 50 m Höhenstufen für das Haushaltsjahr 2003/04. Durch die frei gewählte Niederschlagsmenge auf allen Höhenstufen oberhalb von 3050 m stimmt auch dort die spezifische Massenbilanz zwangsläufig gut mit der vom IMGJ bestimmten zusammen. In den Bereichen unterhalb der Station Teufelsegg zeigt sich, dass die Zunahme der Ablation von SOMARS gut wiedergegeben wird, allerdings wurde zu viel Abschmelzung modelliert.

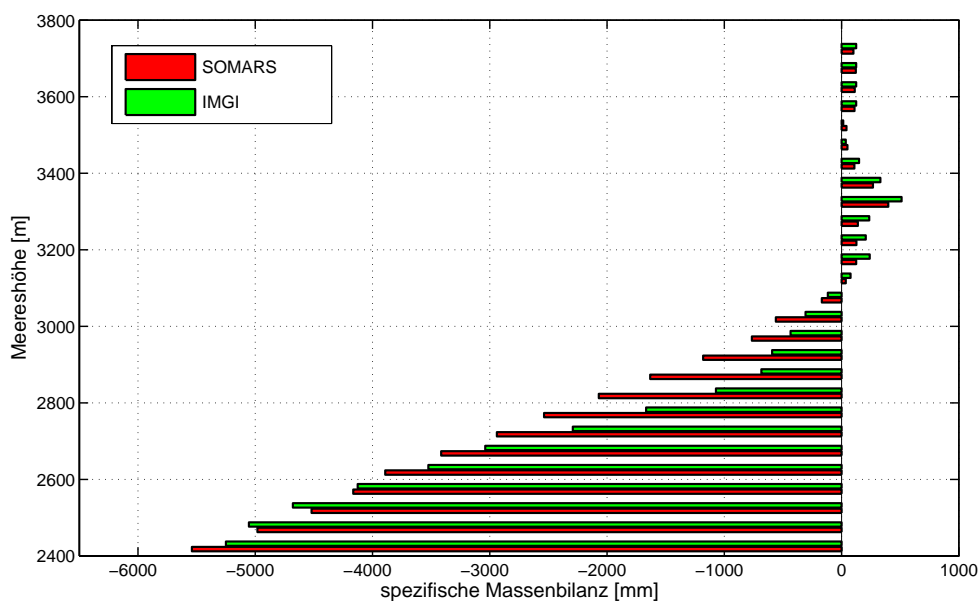


Abbildung 8.6: Die spezifische Massenbilanz (b) mit SOMARS berechnet und wie am Institut für Meteorologie (IMGJ) offiziell ausgewertet. Die Werte beziehen sich jeweils auf ein 50m-Höhenintervall.

Die spezifische Bilanz b nimmt durch die Linearität der Gradienten der meteorologischen Parameter fast linear zu. In der Auswertung am IMGJ nimmt die spezifische Massenbilanz ebenfalls fast linear zu, allerdings ist der Bereich von 2850-3000 m nahezu konstant gleich negativ. Dies ist insofern interessant, da in den gemittelten und extremen Höhenverteilungen der Massenbilanz der Vergangenheit (Abb. A.1) auf der gesamten Zunge eine fast lineare Zunahme, aber kein reduzierter Höhengradient um 2900 m festzustellen ist.

Die Ergebnisse mit SOMARS sind in diesen Höhen auch stärker negativ als die IMGJ-Auswertung als auf den anderen Höhenstufen. Insgesamt ist die von SOMARS berechnete Massenbilanz um knapp 300 mm zu negativ. Dies hat mehrere Gründe: zum einen ist die lokale Massenbilanz an der Station Teufelsegg nicht ganz so einfach auf die gesamte Höhenstufe zu übertragen, das selbe gilt auch für die Station Zunge, die ebenfalls

eine zu negative spezifische Massenbilanz aufweist, obwohl die lokale Simulation recht gut mit der Pegelmessung an L9 zusammenstimmte. Die Nicht-Repräsentativität der Lage der Stationen für die gesamte 50 m breite Höhenstufe war eine durchaus bewusste Gefahr, dennoch muss man sagen, dass die Simulationen nicht erschreckend weit weg von der IMGI-Auswertung sind. Ein anderer Grund weshalb die Massenbilanz in oberen Bereichen der Zunge (2700 - 2900 m) zu tief ist, liegt in der zu frühen simulierten Ausräumungszeit durch die konstante Geschwindigkeit der Schneegrenzenwanderung. So war die Albedo schon auf dem Niveau von Eis statt auf einem Wert von Altschnee (ca. 55%) den es dort wahrscheinlich noch gegeben hat. Die zeitliche Differenz war aber sicherlich nur auf ein paar Tage beschränkt, weshalb dies nur einen Teil der zu stark negativen Massenbilanz erklären kann. Im Umkehrschluss hieße das allerdings, dass das Höherwandern der Schneegrenze zwischen dem 28. Juli und dem 19. August sich in rasanter Geschwindigkeit vollzogen hat (ca. 13 Meter am Tag). Diese in dieser Periode unsichere Lage der Schnee/Eisgrenze ist vermutlich ein Grund für die insgesamt zu negative Massenbilanz zwischen den Wetterstationen, denn die Geschwindigkeit variiert, und an Randstellen des Gletschers können aufgrund von Lawinen oder günstigeren Bedingungen für Schneedriftablagerungen länger Schnee liegen bleiben als in der Mitte des Gletschers, wo die Stationen standen.

Eine detaillierte Aufstellung der Massenbilanz einer jeden Höhenstufe der Simulation sowie der IMGI-Auswertung ist in Tab. 8.4 dokumentiert. Schaut man sich die zeitliche Ausdehnung des Haushaltsjahres an, so fällt einem auf, dass zwischen dem Ende der Ablation im obersten Teil des Gletschers und dem am Zungenende fast zwei Monate liegen, während der Beginn des Haushaltsjahres 2003/04 nur um zwei Wochen maximal getrennt ist. Der Herbst 2004 stellt hier sicherlich eine Besonderheit dar.

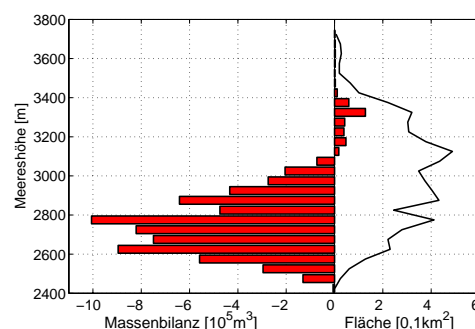


Abbildung 8.7: Bilanz B mit SOMARS berechnet und die Flächenhöhenverteilung des Hintereisferners 2003/04.

Die Bilanz B einer jeden Höhenstufe kann in Abb. 8.7 gesehen werden, wo auch die Flächenhöhenverteilung des Hintereisferners dargestellt ist. Am meisten Masseverlust gibt es in einer Höhe von 2750-2800 m mit über 10^6 m^3 w.e. da hier die Fläche ein lokales Maximum besitzt und die spezifische Bilanz b sehr negativ ist. Durch die immer geringeren Flächenanteile der tiefer gelegenen Höhenschichten wird auch der gesamte Masseverlust pro Höhenstufe immer kleiner (mit Ausnahme von 2600-2650 m, wo es ein

Höhenstufe [m]	Fläche [km ²]	B (SOMARS) [10 ³ m ³]	B (IMGI) [10 ³ m ³]	b (SOMARS) [mm]	b (IMGI) [mm]	Beginn 2003	Ende 2004
3700-3750	0,006	0,6	0,8	102	125	22.9.	11.9.
3650-3700	0,024	2,9	3,0	122	125	22.9.	11.9.
3600-3650	0,028	3,2	3,5	113	125	22.9.	11.9.
3550-3600	0,020	2,2	2,5	111	125	22.9.	11.9.
3500-3550	0,020	0,8	0,3	42	15	22.9.	11.9.
3450-3500	0,065	3,3	2,3	51	36	22.9.	11.9.
3400-3450	0,101	11,1	15,2	110	150	22.9.	11.9.
3350-3400	0,221	59,2	73,2	268	331	22.9.	11.9.
3300-3350	0,320	127,7	163,8	399	512	22.9.	11.9.
3250-3300	0,303	42,1	71,5	139	236	22.9.	11.9.
3200-3250	0,307	39,0	63,5	127	207	22.9.	11.9.
3150-3200	0,378	47,3	90,7	125	240	27.9.	11.9.
3100-3150	0,488	17,6	37,6	36	77	27.9.	11.9.
3050-3100	0,435	-73,1	-50,9	-168	-117	6.10.	11.9.
3000-3050	0,348	-194,9	-106,8	-560	-307	6.10.	23.9.
2950-3000	0,374	-286,1	-162,7	-765	-435	6.10.	21.9.
2900-2950	0,404	-476,7	-239,2	-1180	-592	6.10.	09.10.
2850-2900	0,432	-705,0	-295,5	-1632	-684	6.10.	09.10.
2800-2850	0,245	-507,2	-262,4	-2070	-1071	6.10.	09.10.
2750-2800	0,412	-1045,2	-686,8	-2537	-1667	6.10.	09.10.
2700-2750	0,279	-820,3	-639,5	-2940	-2292	6.10.	09.10.
2650-2700	0,221	-754,7	-671,6	-3415	-3039	6.10.	6.11.
2600-2650	0,230	-895,2	-810,5	-3892	-3524	6.10.	6.11.
2550-2600	0,128	-533,0	-528,1	-4164	-4126	6.10.	6.11.
2500-2550	0,061	-275,7	-285,4	-4520	-4679	6.10.	6.11.
2450-2500	0,024	-119,5	-121,3	-4981	-5054	6.10.	6.11.
2400-2450	0,001	-5,5	-5,3	-5540	-5250	6.10.	6.11.
Summe	5,875	-6335	-4338	-1078	-738		

Tabelle 8.4: Bilanzen und spezifische Bilanzen in den unterschiedlichen Höhenstufen mit SOMARS berechnet und vom IMGI bestimmt. Weiters die unterschiedlichen zeitlichen Ausdehnungen des Haushaltsjahres 2003/04 in den verschiedenen Höhenstufen, so wie es mit SOMARS berechnet wurde.

sekundäres Maximum der Fläche gibt).

Kennzahlen über die Massenbilanz 2003/04 sind in Tab. 8.5 angegeben. Bei meiner Art der Bestimmung der Massenbilanz kann eine Höhenstufe nur positiv oder negativ sein, während bei der herkömmlichen Auswertung in einer diskreten Höhenstufe sowohl negative wie positive Teilbereiche vorkommen können. Daher ist bei mir auch die Akkumulationsfläche größer als bei der IMGI-Auswertung und somit die Ablationsfläche kleiner.

Parameter	SOMARS	IMGI
S_c [km ²]	2,28	1,90
B_c [10 ³ m ³]	357,0	756,0
b_c [mm]	157	398
S_a [km ²]	3,59	3,97
B_a [10 ³ m ³]	-6692,2	-5092,4
b_a [mm]	-1862	-1280
AAR []	0,39	0,32

Tabelle 8.5: Kennzahlen der Massenbilanz 2003/04 am Hintereisferner (Auswertung IMGI und SOMARS).

Abb. 8.8 zeigt den Verlauf der kumulierten, spezifischen Massenbilanz auf 4 verschiedenen Höhenstufen. Sowohl der zeitliche Unterschied im Beginn der Akkumulation in den verschiedenen Höhenstufen, sowie die unterschiedliche Masse an Schnee und Zeitpunkte des Wasserwertmaximums der Schneedecke lassen sich sehr gut erkennen. Sommerschneefälle verlangsamten deutlich die Ablation auf 3325m, während die Ablation auf 2625m viel einheitlicher und ohne lange Unterbrechungen verläuft.

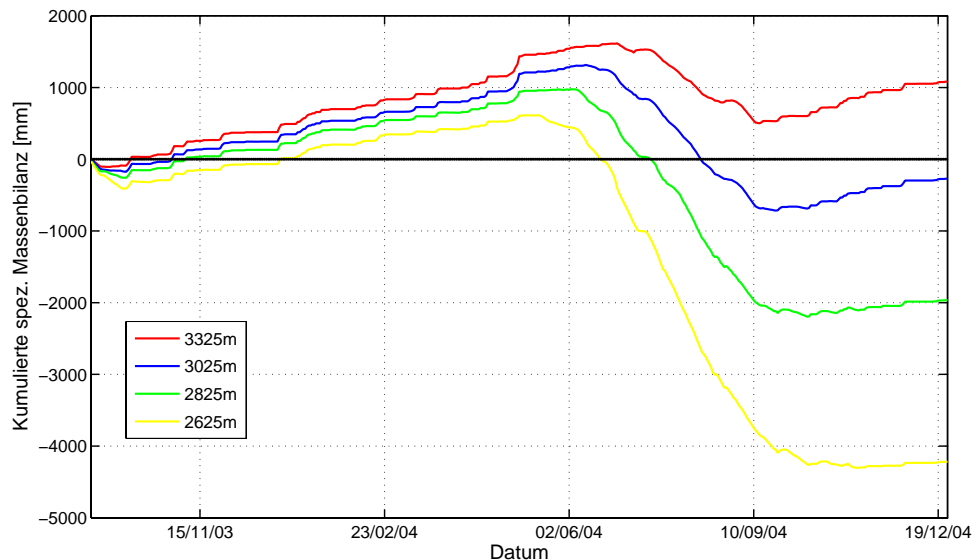


Abbildung 8.8: Kumulierte, spezifische Massenbilanzen in vier verschiedenen Höhen.

Wenn man nur die Bilanz im Ablationsgebiet betrachtet (b_a), dann ist der Unterschied zwischen der gemessenen Massenbilanz (-1280 mm) und der mit Hilfe von SOMARS (-1862 mm) bestimmten relativ groß. Es liegen den Ergebnissen aber zwei unterschiedliche Zeiträume zu Grunde: Während die SOMARS-Massenbilanz jeweils die wahre Bilanz zwischen zwei Minima darstellt, ist die operationell bestimmte auf ein gesamtes Jahr mit 365 Tagen ausgelegt und legt als zeitlichen Rahmen das hydrologische Jahr fest. Für einen besseren Vergleich habe ich die Zeitraum bei SOMARS auf eben diese zeitliche Ausdehnung beschränkt und erreiche dadurch ähnlichere Werte für die Bilanz. Mit dem 30.09. mag zwar im Mittel über die Jahre das Haushaltsjahr abgeschlossen sein, der sehr warme, schneearme Herbst 2004 hat aber nochmals zu einem beträchtlichen Masseverlust auf der aperen Zunge geführt. So simuliert SOMARS ab dem 01.10. bis zum Ende des Haushaltsjahres auf der Höhenstufe 2525 m eine Eisablation von 30 cm, was einer Wasseräquivalent von 270 mm entspricht. Insgesamt sinkt b_a mit der zeitlichen Fixierung des Haushaltsjahres von -1862 mm auf -1797 mm. Der Herbst 2004 war etwas besonders und hat die Massenbilanz noch deutlich negativer gemacht. Die Massenbilanz für den gesamten Gletscher wäre bei SOMARS um fast 40 mm höher ($b = -1039$ mm).

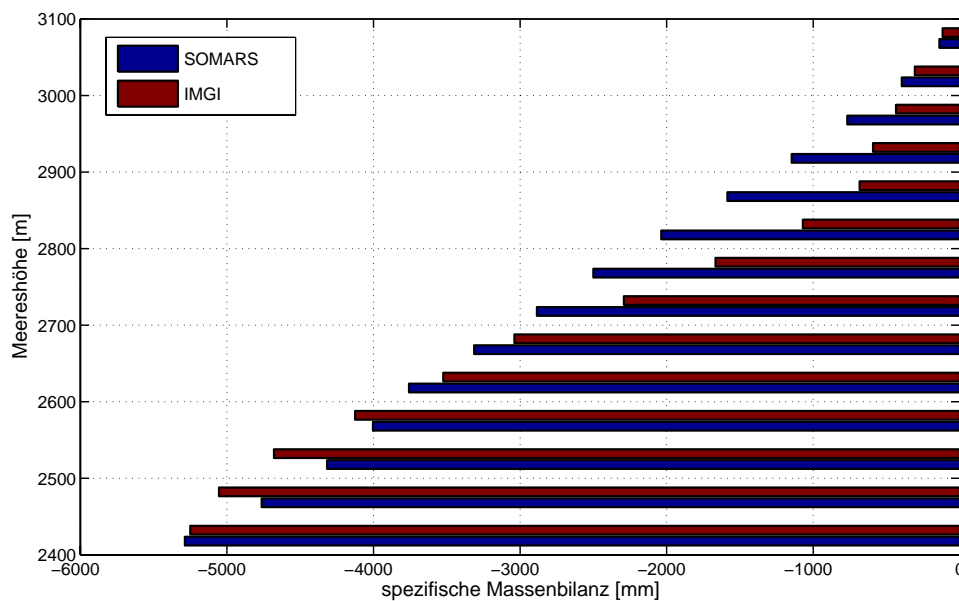


Abbildung 8.9: Spezifische Massenbilanz zwischen dem 30.09.2003 und genau einem Jahr später im Ablationsgebiet (<3100m) des Hintereisferners.

8.3 Sensitivität der Massenbilanz

Wie schon für beide Stationen wurde für alle Höhenstufen des Gletschers die Massenbilanz mit geänderten Eingabedaten gerechnet und so die Empfindlichkeit verschiedener Höhenstufen untersucht.

Das Klima ist einem ständigen Wandel unterzogen, der aktuelle ist besonders markant und die Frage nach dem Aussehen, der Größe und der Gestalt des Hintereisferners in wenigen Jahrzehnten drängt sich auf. Diese Frage lässt sich sicherlich mit meiner einfachen Sensitivitätsstudie nicht beantworten, aber die Reaktion der Massenbilanz auf einzelne Effekte schon. Nun ändert sich das Klima aber nicht nur über die Temperatur oder den Niederschlag, sondern die meteorologischen Parameter sind miteinander verzahnt, sie wirken gegenseitig aufeinander ein, schwächen sich ab oder können sich auch für die Massenbilanz des Gletschers negativ verstärken.

Die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie sind in Tab. 8.6 aufgelistet. Die Veränderung der Massenbilanz durch die Änderung der verschiedenen Parameter zeigt für die Fläche ein ähnliches Bild wie lokal an den beiden Stationen. Durch die Ergebnisse kristallisieren sich von den 7 einzeln veränderten Elementen 3 Zweiergruppen und eine einzige Zunahme der Massenbilanz (Niederschlagszunahme) heraus.

Das sich am negativsten auswirkende meteorologische Element für die Massenbilanz der Fläche ist die Veränderung der Albedo. Die spezifische Massenbilanz wird um knapp 800 mm negativer. Ähnlich zu Buche schlägt auch eine angenommene Zunahme der Atmosphärischen Gegenstrahlung um 10%. Trotz insgesamt weitaus geringerer Absolutwerte (verglichen beispielsweise mit der absorbierten Globalstrahlung) macht eine Erhöhung

Höhe [m]	T [+1°C]	G [+10%]	a [-10%]	L↓ [+10%]	r.F. [+10%]	rrr [+10%]	v [+1ms ⁻¹]	Σ [(1)-(7)]	Lauf 3
3725	-89	-178	-573	-432	55	216	66	-1616	102
3675	-89	-167	-569	-429	54	226	53	-1649	122
3725	-108	-165	-566	-428	54	239	46	-1720	113
3625	-108	-165	-566	-428	54	239	46	-1720	113
3575	-137	-172	-569	-428	35	232	39	-1790	111
3525	-194	-227	-627	-482	-31	185	-67	-1901	42
3475	-194	-221	-614	-464	-29	191	-47	-1949	51
3425	-149	-169	-576	-425	27	253	-19	-1954	110
3375	-30	3	-453	-284	177	395	154	-1900	268
3325	78	137	-336	-176	277	520	251	-1866	399
3275	-172	-149	-578	-401	13	286	-20	-2183	139
3225	-188	-157	-599	-431	-36	297	-64	-2303	127
3175	-177	-155	-608	-430	-49	302	-85	-2395	125
3125	-256	-229	-693	-519	-149	224	-180	-2564	36
3075	-455	-419	-871	-734	-355	22	-388	-2779	-168
3025	-802	-759	-1169	-1068	-704	-392	-726	-3175	-560
2975	-1092	-1025	-1532	-1442	-987	-634	-987	-3655	-765
2925	-1510	-1475	-1981	-1877	-1425	-1057	-1415	-4323	-1180
2875	-1979	-1970	-2451	-2383	-1912	-1513	-1924	-5029	-1632
2825	-2441	-2439	-2888	-2822	-2361	-1965	-2370	-5680	-2070
2775	-2981	-2954	-3412	-3377	-2846	-2441	-2876	-6479	-2537
2725	-3459	-3390	-3871	-3866	-3341	-2854	-3298	-7149	-2940
2675	-3986	-3940	-4366	-4390	-3841	-3307	-3828	-7857	-3415
2625	-4454	-4415	-4832	-4926	-4346	-3790	-4342	-8517	-3892
2575	-4764	-4727	-5166	-5240	-4644	-4064	-4664	-8995	-4164
2525	-5147	-5115	-5542	-5630	-5023	-4429	-5023	-9614	-4520
2475	-5635	-5616	-6032	-6123	-5512	-4903	-5525	-10289	-4981
2425	-6250	-6216	-6648	-6761	-6133	-5465	-6141	-11115	-5540
Fläche	-1434	-1402	-1859	-1760	-1311	-941	-1326	-4144	-1078

Tabelle 8.6: Reaktion der lokalen und flächenhaften Massenbilanz auf die Änderung verschiedener meteorologischer Parameter in mm für das Haushaltsjahr 2003/04. *T* steht für die Temperatur, *G* für die Globalstrahlung, *L*↓ für die atmosphärische Gegenstrahlung, *r.F.* für die relative Feuchte, *rrr* für den Niederschlag und *v* für die Windgeschwindigkeit. $\Sigma [(1)-(7)]$ ist das Ergebnis des Laufes wenn alle 7 einzelnen meteorologischen Parameter verändert werden.

der Atmosphärischen Gegenstrahlung bei weitem mehr aus. Zum einen gibt es einen nicht so stark ausgeprägten Tagesgang und zum anderen ändert sich auch in der Nacht die Energiebilanz wesentlich: die Globalstrahlungsänderung zeigt nur untertags ihre Wirkung.

In einer zweiten Gruppe treten die Veränderung der Temperatur und die Veränderung der Globalstrahlung auf, insgesamt mit einem zusätzlichen Abschmelzen von gut je 300 mm. Ein Plus von 10% an relativer Feuchtigkeit wirkt sich ähnlich negativ aus wie die Erhöhung der Windgeschwindigkeit um 1 m s⁻¹. Durch 10% mehr an Niederschlag wird die Massenbilanz um 137 mm positiver. Fast unbedeutend ist die Zugabe an Niederschlag in den untersten Teilbereichen des Gletschers wo am wenigsten fällt. Werden nun alle 7 Veränderungen zusammen genommen, wird die Massenbilanz extrem negativ (-4144 mm). Sie ist um 600 mm negativer als wenn nur die individuellen Effekte aufsummiert werden.

In Abb. 8.10 sind die in Tabelle 8.6 aufgelisteten Ergebnisse hinsichtlich der verschie-

denen Sensitivitätsstudien abgebildet. Die Erniedrigung der Albedo wirkt sich in den unteren Bereichen weniger negativ aus als die Erhöhung der Atmosphärischen Gegenstrahlung.

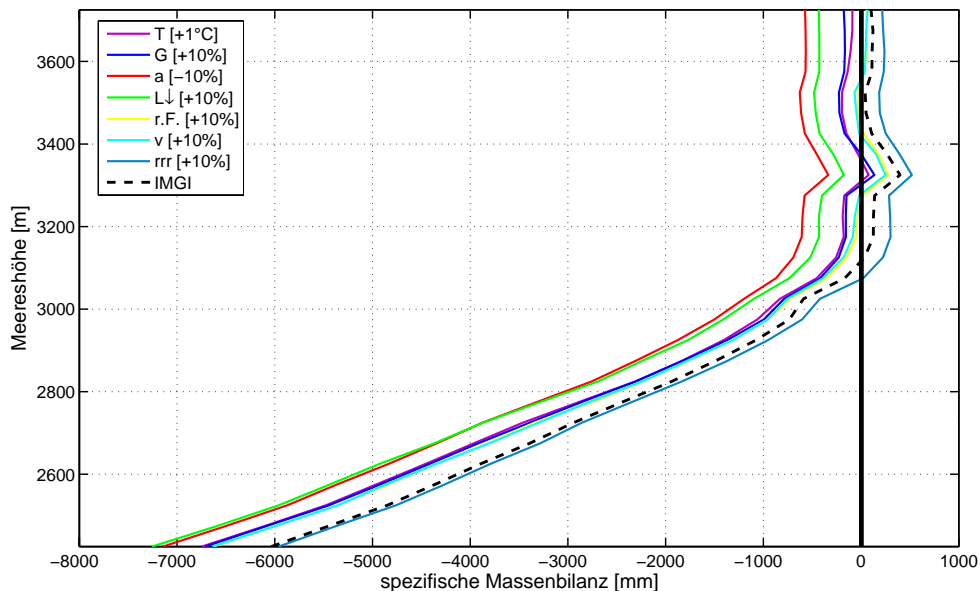


Abbildung 8.10: Reaktion der Massenbilanzkurven auf die Veränderung einzelner meteorologischer Parameter im Haushaltsjahr 2003/04. Die Zahlenwerte können aus der obigen Tabelle entnommen werden. Es wurde verzichtet die Kurve der Veränderung aller meteorologischen Parameter darzustellen ($\Sigma[(1)-(7)]$).

Ein von Hofinger (1994) entwickeltes Energiebilanzmodell wurde von Hofinger und Kuhn (1996) für die Berechnung der Sommerbilanz des Hintereisferners angewandt. Falls in diesem Modell die Temperatur um 1°C erhöht wird, so wird die Sommerbilanz des Gletschers um 1020 mm negativer. In ihrem Modell hat die Temperatur direkten Einfluss auf die Albedo und damit auf die kurzwellige Strahlungsbilanz, welche in meinem Fall sicherlich zu positiv ausfällt, da sich die Albedo trotz Temperaturerhöhung nicht ändert.

Die Zukunft des Hintereisferners ist getrübt. Geht das Schmelzen wie in den vergangenen 2 Jahrzehnten weiter, wird sich die Fläche weiter verkleinern, die Eisdicke wohl noch dramatisch verringern und die Zunge sich weiter zurückziehen. Auch wenn die Temperatur entgegen den Klimamodellen nicht mehr steigen sollte, so würde es wohl noch einige Jahre dauern, bis sich der Gletscher in eine stabile Lage (durch Verkleinerung) gebracht hat und er eine ausgeglichene Bilanz erreicht hätte.

Schwache Winter wie der Winter 2004/05 und warme, schneearme Sommer werden wohl weiter an der Eissubstanz des Hintereisferners nagen. Blickt man auf die Seitenmoränen des Hintereisferners von seinem letzten Hochstand vor 150 Jahren, so mag man es kaum für möglich halten, dass die Abschmelzung in so rasanten Tempo vor sich gegangen sein kann. Dabei ist die Temperatur (wenn diese als alleiniger Klimaparameter betrachtet wird) in dem Zeitraum noch nicht so stark gestiegen wie es uns Klimamodelle für die

Zeit bis zum Jahr 2100 prognostizieren. Noch ist die Zunge sehr dick (siehe Abb. A.4 im Anhang), aber schon in wenigen Jahrzehnten könnte diese bei fortschreitender Schmelze der Vergangenheit angehören.

Zweifelsohne kann diese als Versuch deklarierte Studie als Erfolg gesehen werden, da es möglich war die Bilanz des Hintereisferners für das Jahr 2003/04 auf Höhenstufen nachzuempfinden. Der Unterschied zur IMGI Auswertung beträgt zwar 250 mm (wenn das Haushaltsjahr in der Modellierung auf das hydrologische Jahr begrenzt wird), allerdings muss auch für die Routineauswertung ein Fehler angenommen werden (z.B. für den Storglaciären ca. 0,1 m Jansson 1999).

Weshalb die simulierte Massenbilanz letztendlich zu negativ ist, kann nur spekuliert werden. Die simulierte Eishöhe an der Station Zunge war am 30. September 2004 um 26 cm tiefer als die Pegelablesung an P9 (Abb. 7.18). Durch den Totalausfall der Station Zunge im September (09.-29.) kann in diesen 20 Tagen nicht genau gesagt werden was passiert ist. Beim vorangegangenen Ablesen des Pegels L9 war die Simulation der Messung um nur 9 cm voraus. Dies bedeutet, dass sich in den 21 Tagen Modell und Pegel um 17 cm oder 150 mm w.e. auseinander bewegt haben. Womöglich ist die in der Zeit ohne Daten simulierte Massenbilanz zu negativ. Dies würde zu dem Schluss führen würde, dass insgesamt die simulierte Massenbilanz zu stark negativ wäre.

Ein anderer Grund könnte die Unrepräsentativität der Stationen für die jeweilige Höhenstufe sein: da die Gradienten der Parameter nur durch die 2 Stationen bestimmt wurden, hätte eine Unrepräsentativität große Auswirkungen.

Die Verwendung von linearen Gradienten der meteorologischen Parameter ist zwar einfach, hat sich aber als nützlich und nicht falsch erwiesen. Die Zunahme der Massenbilanz des Hintereisferners mit der Höhe auf der Zunge war in der Vergangenheit meist linear (Abb. A.1), was diese Annahme unterstützt.

SOMARS hat sich durchaus als brauchbares Modell herausgestellt, allerdings erst nach einer Anpassung der Eingabedaten auf die lokalen Verhältnisse durch Veränderung der Setzungsroutine und der Adaption der turbulenten Flüsse. Dies wäre ohne das Vorhandensein entsprechender Messdaten nicht möglich gewesen.

Kapitel 9

Zusammenfassung und Ausblick

Unsere Alpengletscher stellen empfindliche und deutlich sichtbare Indikatoren für die Veränderung des Klimas dar. Die sich seit der Mitte des 19. Jh. im Alpenraum vollziehende Erwärmung hat sich deutlich auf das Aussehen der Gletscher abgebildet. In den Alpen hat sich die Temperatur in den letzten 100 Jahren weit mehr ($1-2^{\circ}\text{C}$) erhöht als im globalen Mittel ($0,7^{\circ}\text{C}$).

Seit Beginn der 50er-Jahre wird am Hintereisferner die Massenbilanz über die direkte glaziologische Methode bestimmt, die Anfänge der Erforschung dieses Gletschers gehen aber noch viel länger zurück.

Diese Diplomarbeit stellt einen Versuch dar, die Massenbilanz für das Jahr 2003/04 dieses Gletschers mit Hilfe des eindimensionalen Energie- und Massenbilanzmodell SOMARS zu berechnen. Das Modell wird mit meteorologischen Randbedingungen angetrieben, die auf einer mehr als einjährigen Datenreihe (Sep. 2003 - Dez 2004) von zwei automatischen Wetterstationen (AWS) basieren. Eine Station steht in der Nähe der mittleren Gleichgewichtslinie der letzten Jahrzehnte (3048 m), die zweite auf einer Höhe von 2640 m im unteren Teil der Zunge.

Im Untersuchungszeitraum wurden Jahresmitteltemperaturen von $-2,0^{\circ}\text{C}$ (in 2640 m) und $-4,7^{\circ}\text{C}$ (in 3048 m) gemessen. In diesen Höhenstufen betragen die mittleren spezifischen Massenbilanzen -10 mm und -3350 mm (Mittelwert: 1962 - 2001).

Der Vergleich der beiden Datensätze zeigt, dass einerseits eine allgemein große Übereinstimmung im Verlauf herrscht. Andererseits bedingen lokale Effekte und die unterschiedliche Höhenlage auch spezifische Unterschiede zwischen den beiden Stationen, insbesondere bezüglich Wind, Globalstrahlung oder Schneemenge.

SOMARS wird an beiden Stationen mit einem 25 m Gitter initialisiert, die Dichte (an der höher gelegenen Station auch Firn) und die Temperaturstruktur wurden aus früheren Daten abgeleitet. Die Entwicklung der Schneedecke, welche 3,5 bzw. 2,5 m erreicht, wird auf diesem Gitter modelliert. Gute Resultate konnten mit einer Neuschneedichte von 150 kg m^{-3} erreicht werden. Damit Temperaturstrukturen und Dichteverhältnisse

einigermaßen mit den Referenzmessungen zusammenstimmten, mussten jedoch am Modell einige Veränderung vorgenommen werden. So wurde die für grönländische Verhältnisse konzipierte Setzungsroutine in SOMARS, durch eine, die die alpinen Verhältnisse besser wiedergibt, ersetzt (SNTHERM.89), welche zudem etwas vereinfacht wurde. Ebenso wurde die Parametrisierung der turbulenten Flüsse für die höhergelegene Station verändert. Auch für die tiefer gelegene Station haben sich die gewählten Änderungen als nützlich und zielführend herausgestellt. Ohne Vergleichsmessungen sowie Schneeschächte wäre es jedoch unmöglich die beobachteten Verhältnisse annähernd genau zu modellieren.

Die Ablation an der höher gelegenen Station, an der insgesamt 65 cm Firn schmelzen, kann letztlich mit einer Genauigkeit von 5 cm modelliert werden. Für die tiefer gelegene Station wird ein Eisverlust von 3,95 m berechnet, der 30 cm stärker ausfällt als die am 30. September 2004 letztmals durchgeführte Vergleichsmessung an einem Ablationspegel.

Frühere Messungen haben bereits gezeigt, dass die Strahlungsbilanz während der Ablationsphase der wichtigste Energielieferant ist. Die vorliegenden Berechnungen bestätigen dies, wobei die Strahlungsbilanz an der höhergelegenen Stationen 60%, an der tiefer gelegenen 52% der Ablation ausmacht. An der tiefer gelegenen Station fällt der Anteil des fühlbaren Wärmestroms aufgrund der höheren Temperatur stärker aus.

Eine erste Serie von Sensitivitätsstudien geht auf die Fragen ein, inwieweit die Modellergebnisse von geänderten meteorologischen Parametern abhängen. Wird beispielsweise während der gesamten untersuchten Zeitspanne eine um 10% tiefere Albedo angenommen, bewirkt dies für beide Lagen eine zusätzliche Abschmelzung von über 800 mm w.e. Die Berechnung der Massenbilanz auf Höhenstufen für den gesamten Gletscher lieferte trotz der an den beiden Standorten der AWS relativ gut übereinstimmenden lokalen Bilanzen zu negative Werte (-1039 mm) verglichen mit der Auswertung am Institut für Meteorologie und Geophysik (-738 mm). Es wurden dabei lineare Gradienten der meteorologischen Parameter verwendet mit denen insgesamt brauchbare Resultate erzielt wurden. Als äußerst kritischer Parameter erwies sich die nicht genau bekannte Lage der Schneegrenze während der Ablationsperiode als Folge der komplexen Höhenverteilung der Akkumulation und die damit verbundene Albedo. Hierin liegen Verbesserungsmöglichkeiten für die Zukunft. Eine gute Möglichkeit würde das Errichten einer weiteren Webcam bieten, welche die Zunge vollständig einsieht.

Die zwei Wetterstationen stehen seit August 2003 auf dem Hintereisferner. Durch nun vollständig vorliegende Daten von über zwei Jahren wäre es äußerst interessant das durch diese Arbeit gewonnene Wissen und die entwickelten Modellverbesserungen auf ein zweites Haushaltsjahr auszudehnen. Nichtsdestotrotz muss betont werden, dass es für die Qualität der Eingabedaten ins Modell unerlässlich ist, von Zeit zu Zeit zusätzliche Vergleichsdaten zu haben. Deshalb dürfen auch in Zukunft Schneeschächte und Temperaturprofile keineswegs fehlen, weiters die Betreuung der Stationen, damit Datenausfälle vermieden werden.

Eine weitere Verbesserungsmöglichkeit wäre die Anwendung einer Temperaturkorrektur (Aufhitzung bei fehlender natürlicher Ventilation) auf die verwendeten Daten der Stationen, oder für die Zukunft künstliche Ventilation durch Verwendung von Stromaggregaten voranzutreiben. Des weiteren wäre die Platzierung einer Niederschlagsregistrierung (für den Regen) auf die Zunge erstrebenswert.

Anhang A

Anhang

A.1 Massenbilanz des Hintereisferner in der Vergangenheit

A.1.1 Höhenverteilung der Massenbilanz

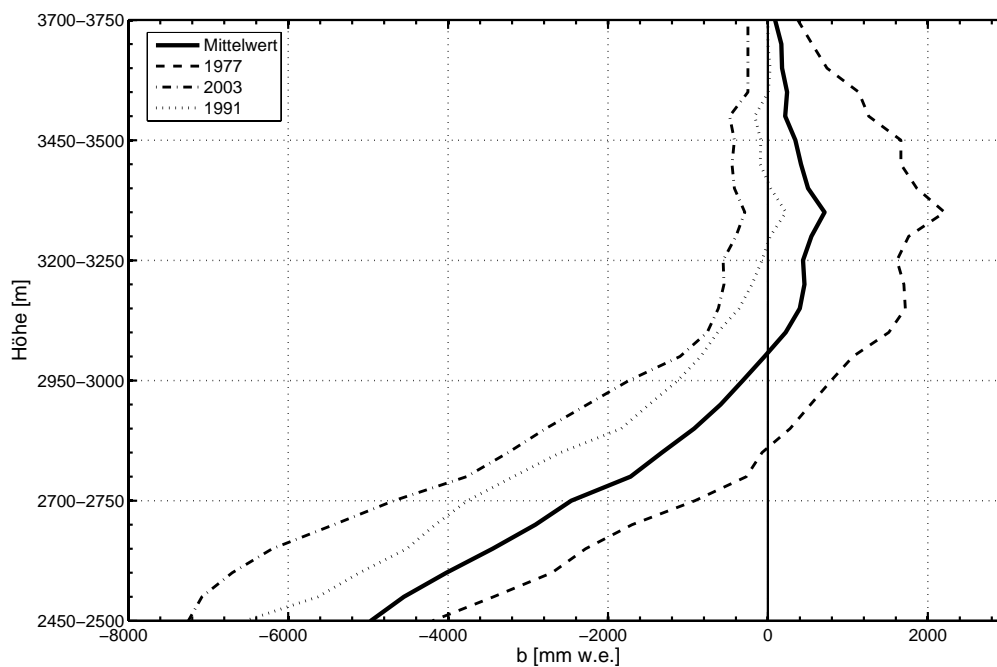


Abbildung A.1: Vergleich der Höhenverteilung der spezifischen Massenbilanz des Hintereisferner: das Mittel von 1952/53-2003/04, die positivste Massenbilanz der gesamten Periode (1977), die bis zum Jahre 2003 negativste je gemessene Massenbilanz (1991) und die alles in den Schatten stellende Massenbilanz 2003 (Datengrundlage: IMGI 2004).

A.1.2 Sommer- und Winterbilanz

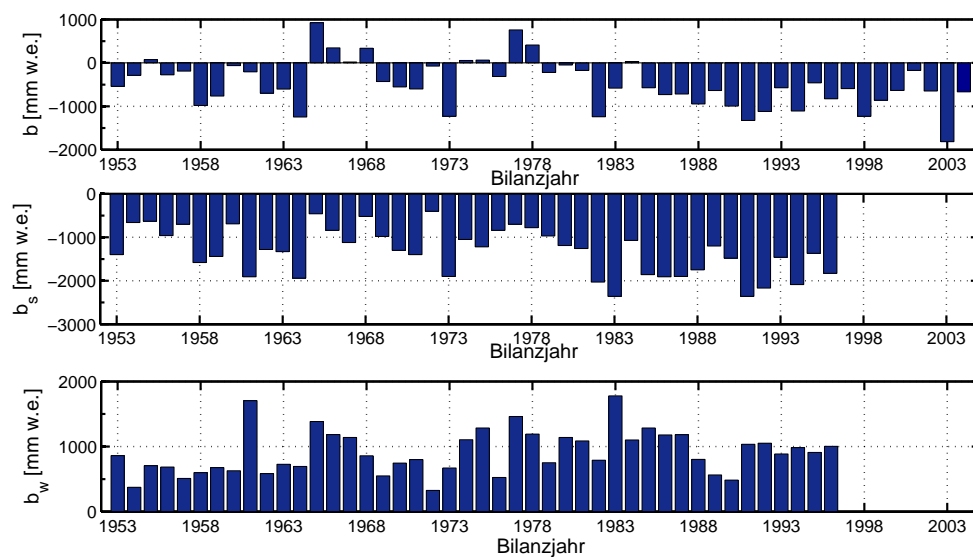


Abbildung A.2: Spezifische Massenbilanzen am Hintereisferner ab dem Jahre 1952/53 bis zum Jahre 2004 mit der Aufspaltung in eine Winter- und Sommerbilanz (Datengrundlage: IMG1 2004). Die dieser Abbildung zu Grunde liegenden Daten sind in Tab A.1 aufgelistet.

A.1.3 Längenprofile

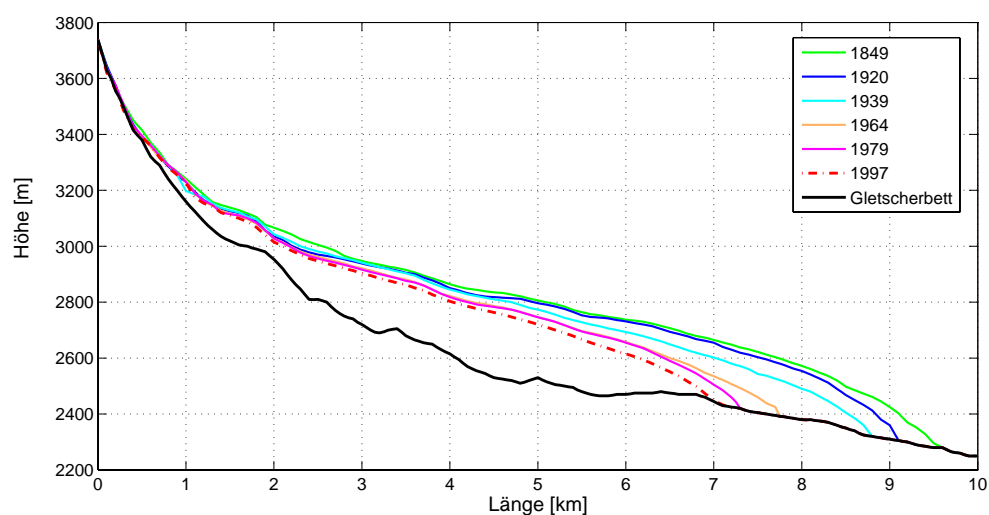


Abbildung A.3: Eisdicken des Hintereisferner in der Vergangenheit und das dazugehörige Gletscherbett der Fließlinie (Datengrundlage: IMG1 2004).

A.1.4 Komplette Massenbilanzreihe

Jahr	S [km ²]	S_c/S (AAR)	ELA [m]	b [mm]	b_a [mm]	b_c [mm]	b_s [mm]	b_w [mm]
1952/1953	10,24	0,53	3020	-540	-1498	305	-1400	860
1953/1954	10,20	0,69	2970	-286	-1883	430	-660	374
1954/1955	10,15	0,75	2850	76	-1717	687	-630	706
1955/1956	10,11	0,69	2920	-275	-1926	455	-960	685
1956/1957	10,06	0,65	2930	-189	-1589	575	-700	511
1957/1958	10,02	0,35	3100	-981	-1734	427	-1580	599
1958/1959	9,97	0,34	3060	-763	-1354	368	-1440	677
1959/1960	9,92	0,72	2880	-63	-1783	604	-690	628
1960/1961	9,88	0,63	2940	-205	-1701	656	-1910	1705
1961/1962	9,21	0,39	3080	-696	-1362	356	-1280	584
1962/1963	9,16	0,53	3010	-603	-2014	663	-1330	727
1963/1964	9,06	0,25	3180	-1245	-1786	354	-1940	695
1964/1965	9,05	0,81	2770	925	-1361	1450	-460	1385
1965/1966	9,05	0,75	2850	344	-1739	1020	-840	1184
1966/1967	9,03	0,69	2920	20	-1717	813	-1120	1140
1967/1968	9,03	0,73	2850	338	-1533	1015	-520	858
1968/1969	9,01	0,56	2960	-431	-1610	490	-980	549
1969/1970	9,01	0,49	3030	-553	-1500	435	-1300	747
1970/1971	9,00	0,49	3040	-600	-1590	425	-1400	800
1971/1972	8,99	0,66	2935	-73	-1177	508	-400	327
1972/1973	8,99	0,24	3250	-1230	-1725	333	-1900	670
1973/1974	8,99	0,68	2910	55	-1358	710	-1050	1105
1974/1975	8,97	0,71	2905	65	-1623	754	-1220	1285
1975/1976	8,96	0,58	2995	-314	-1461	505	-840	526
1976/1977	8,88	0,78	2840	760	-1285	1329	-700	1461
1977/1978	8,88	0,77	2825	411	-1072	862	-780	1191
1978/1979	9,08	0,59	2970	-219	-1308	530	-970	751
1979/1980	9,08	0,67	2930	-50	-1334	581	-1190	1140
1980/1981	9,08	0,64	2940	-173	-1522	575	-1260	1087
1981/1982	9,07	0,22	3260	-1240	-1678	328	-2030	790
1982/1983	9,07	0,41	3075	-581	-1184	302	-2360	1779
1983/1984	9,07	0,63	2970	32	-1120	712	-1070	1102
1984/1985	9,07	0,50	3010	-574	-1487	348	-1860	1286
1985/1986	9,06	0,40	3080	-731	-1431	307	-1910	1179
1986/1987	9,05	0,45	3070	-717	-1539	302	-1900	1183
1987/1988	9,03	0,29	3130	-946	-1439	273	-1750	804
1988/1989	8,99	0,38	3080	-636	-1229	342	-1200	564
1989/1990	8,98	0,32	3115	-996	-1574	217	-1480	484
1990/1991	8,88	0,18	3260	-1325	-1669	274	-2360	1035
1991/1992	8,88	0,24	3155	-1120	-1588	402	-2170	1051
1992/1993	8,75	0,49	3050	-574	-1578	480	-1460	886
1993/1994	8,74	0,31	3145	-1107	-1741	277	-2090	983
1994/1995	8,73	0,53	3080	-461	-1452	414	-1370	909
1995/1996	8,72	0,41	3100	-826	-1629	330	-1830	1004
1996/1997	8,70	0,49	3050	-591	-1454	326	/	/
1997/1998	8,30	0,25	3160	-1230	-1767	341	/	/
1998/1999	8,22	0,39	3105	-861	-1690	425	/	/
1999/2000	8,11	0,48	3050	-633	-1665	479	/	/
2000/2001	7,96	0,64	2955	-173	-1339	462	/	/
2001/2002	7,91	0,51	3050	-647	-1789	454	/	/
2002/2003	7,82	0,03	>3750	-1815	-1882	125	/	/
2003/2004	7,55	0,32	3185	-667	-1150	362	/	/
Mittel 1953-2004	9,03	0,50	3017	-479	-1545	510	/	/
Standardabweichung		0,18	113	539	218	258		

Tabelle A.1: Charakteristische Massenbilanz-Kennzahlen für den (gesamten) Hintereisferner. S Gesamte Gletscherfläche; S_c/S Accumulation Area Ratio; ELA Gleichgewichtshöhe; b mittlere spezifische Bilanz b_a mittlere spezifische Bilanz des Ablationsgebietes; b_c mittlere spezifische Bilanz des Akkumulationsgebietes; b_s Sommerbilanz; b_w Winterbilanz (IMGI 2004).

A.2 Daten der Wetterstationen am Hintereisferner und in der Umgebung

A.2.1 Monatliche meteorologische Daten der Station Teufelsegg

Monat und Jahr	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]	rel. Feuchtigkeit [%]	Windgeschwindigkeit [m s^{-1}]	Globalstrahlung [W m^{-2}]	Albedo []
Sep.03*	1,4	68	2,1	185	0,45
Okt.03	-5,5	62	3,5	127	0,78
Nov.03	-4,9	65	3,3	78	0,81
Dez.03	-9,6	66	3,6	51	0,83
Jän.04	-13,3	70	4,3	75	0,82
Feb.04	-10,8	59	3,9	116	0,81
Mär.04	-10,1	66	3,6	200	0,81
Apr.04	-7,0	82	2,4	238	0,83
Mai.04	-3,9	77	2,5	309	0,80
Jun.04	1,0	74	3,1	299	0,73
Jul.04	2,7	77	3,0	243	0,64
Aug.04	3,4	80	2,9	192	0,57
Sep.04	0,9	72	3,3	183	0,51
Okt.04	-1,3	82	2,6	111	0,77
Nov.04	-8,2	72	4,2	77	0,80
Dez.04*	-8,6	51	3,1	59	0,79
Sep.03*-Dez.04*	-4,6	70,1	3,2	158,9	0,73

Tabelle A.2: Gemessene monatliche mittlere Temperaturen, rel. Feuchtigkeiten, Windgeschwindigkeiten, Globalstrahlung und Albedo an der Station Teufelsegg (von 17.09.2003-24.12.2004). "*" : Monat nicht vollständig.

A.2.2 Monatliche meteorologische Daten der Station Zunge

Monat und Jahr	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]	rel. Feuchtigkeit [%]	Windgeschwindigkeit [m s^{-1}]	Globalstrahlung [W m^{-2}]	Albedo []
Sep.03*	3,2	69	3,1	182	0,21
Okt.03	-2,9	61	4,0	121	0,71
Nov.03	-2,5	62	3,5	70	0,77
Dez.03	-7,2	61	4,4	46	0,75
Jän.04	-10,5	65	4,3	62	0,81
Feb.04	-8,2	58	3,8	111	0,79
Mär.04	-7,6	64	3,4	202	0,78
Apr.04	-3,8	75	2,4	248	0,79
Mai.04	-1,0	72	2,5	306	0,73
Jun.04	3,8	71	3,0	288	0,55
Jul.04	5,2	74	3,2	243	0,27
Aug.04	6,0	74	3,6	200	0,22
Sep.04	3,6	72	3,7	184	0,29
Okt.04	1,7	74	3,5	103	0,55
Nov.04	-4,9	64	3,9	59	0,71
Dez.04*	-5,9	48	4,3	40	0,75
Sep 03*-Dez.04*	-1,9	66	3,5	154	0,60

Tabelle A.3: Gemessene monatliche mittlere Temperaturen, rel. Feuchtigkeiten, Windgeschwindigkeiten, Globalstrahlung und Albedo an der Station Zunge (von 17.09.2003-24.12.2004). "*" : Monat nicht vollständig.

A.2.3 Monatliche Temperaturen der umliegenden Stationen

Monat	Marienberg	Außerrojen	Kurzras	Matsch	Melag	Platt	Vernagt	Vent
Sep.03*	11,6	5,5	4,8	7,2	5,6	14,7	/	5,4
Okt.03	4,0	0,7	0,6	3,7	1	6,4	/	0,9
Nov.03	2,9	0,6	0,1	2,9	1,2	3,7	/	0,5
Dez.03	-0,3	-4,1	-3,7	-1,2	-4,2	0,1	/	-3,3
Jän.04	-3,0	-6,8	-6,8	-3,4	-6,9	-3,1	-5,6	-7,7
Feb.04	-0,2	-3,8	-3,8	-0,6	-4,1	1,4	-2,1	-5,1
Mär.04	0,9	-2,9	-3,0	0,9	-2,7	3,7	-0,8	-3,2
Apr.04	6,1	1,8	1,0	5,2	1,7	7,7	3,5	1,3
Mai.04	8,6	4,8	3,9	8,1	4,5	10,3	6,4	4,3
Jun.04	13,6	9,5	9,0	13,5	9,5	16,6	12,0	8,9
Jul.04	14,9	11,2	10,3	15,0	11,4	17,4	13,0	10,7
Aug.04	15,6	11,8	10,8	15,3	12,2	17,7	13,6	11,8
Sep.04	11,9	8,3	8,2	12,0	8,9	14,5	10,6	8,1
Okt.04	7,9	5,3	4,3	7,4	5,8	9,8	6,7	6,1
Nov.04	2,6	-0,6	-0,2	2,0	-0,6	3,7	1,5	-1,5
Dez.04*	0,2	-4,0	-2,3	0,5	-2,9	0,0	-1,2	-2,4
Sep.03*-Dez.04*	6,1	2,3	2,1	5,5	2,5	7,8	4,8	2,2

Tabelle A.4: Monatliche Mitteltemperaturen [°C] an den umliegenden Wetterstationen (von 17.09.2003-24.12.2004). Temperaturen nach (Min+Max)/2 berechnet. (Quelle: Hydrographisches Amt Südtirol)

A.2.4 Monatliche Niederschlagsmengen und -tage der umliegenden Stationen

Monat	Marienberg	Außerrojen	Kurzras	Matsch	Melag	Platt	Vernagt	Vent
Sep. '03*	6	8	7	4	9	3	n.v.	6
Okt. '03	81	112	84	78	102	81	n.v.	107
Nov. '03	90	65	106	54	53	223	n.v.	59
Dez. '03	33	36	16	15	20	60	n.v.	32
Jän. '04	31	92	37	24	71	24	40	66
Feb. '04	22	33	17	8	28	27	24	52
Mär. '04	19	11	12	14	12	26	29	40
Apr. '04	15	17	22	27	21	48	30	31
Mai. '04	34	33	58	39	56	107	74	35
Jun. '04	34	65	61	38	82	55	53	75
Jul. '04	94	96	84	85	83	132	88	73
Aug. '04	78	90	61	66	89	127	93	50
Sep. '04	46	57	44	37	64	40	38	36
Okt. '04	116	98	72	70	77	219	90	50
Nov. '04	35	34	51	20	31	67	55	41
Dez. '04*	23	20	13	12	36	21	18	12
Sep.03*-Dez.04*	755	867	744	591	833	1261	633	764

Tabelle A.5: Monatliche Niederschlagsmengen an den umliegenden Wetterstationen (von 17.09.2003-24.12.2004).

Monat	Mar	Roj	Kur	Mat	Mel	Pla	Ver	Ven	TEU (s)	ZUN (s)	TEU (l)	ZUN (l)	TEU (Σ)	ZUN (Σ)
Sep '03*	2	1	2	2	2	2	n.v.	2	3	0	0	3	3	3
Okt '03	11	11	9	10	10	10	n.v.	10	12	13	2	2	13	13
Nov '03	7	6	9	6	8	10	n.v.	6	11	6	0	0	11	6
Dez '03	4	7	4	4	4	6	n.v.	7	12	8	0	0	12	8
Jän '04	5	14	5	6	9	5	7	15	16	16	0	0	16	16
Feb '04	6	8	5	3	6	4	6	12	9	8	0	0	9	8
Mar '04	4	4	2	6	4	4	5	10	9	6	0	0	9	6
Apr '04	5	4	6	5	6	7	6	6	12	6	0	0	12	6
Mai '04	5	7	10	5	9	9	9	7	15	11	0	4	15	13
Jun '04	7	11	10	7	11	8	8	11	7	5	7	11	13	13
Jul '04	8	12	15	10	11	10	12	12	4	4	18	14	20	16
Aug '04	8	13	12	9	14	11	12	12	4	1	21	18	23	18
Sep '04	4	5	5	4	7	3	4	7	7	4	5	8	10	10
Okt '04	13	17	9	9	10	11	11	7	10	4	3	9	13	13
Nov '04	6	5	6	5	7	6	6	7	11	5	1	3	12	8
Dez '04*	4	4	3	3	4	2	3	3	7	3	0	0	7	3
Sep.03*-Dez.04*	99	129	112	94	122	108	89	134	149	100	57	72	198	160

Tabelle A.6: Tage mit Niederschlag an den Stationen (Erklärung siehe Tab. A.5 und am Hintereisferner (TEU(felsegg) und ZUN(ge)) (von 17.09.2003-24.12.2004). *s* steht für festen, *l* für flüssigen Niederschlag, $\Sigma = s + l$.

A.2.5 Jahreszeitliche Temperaturgradienten

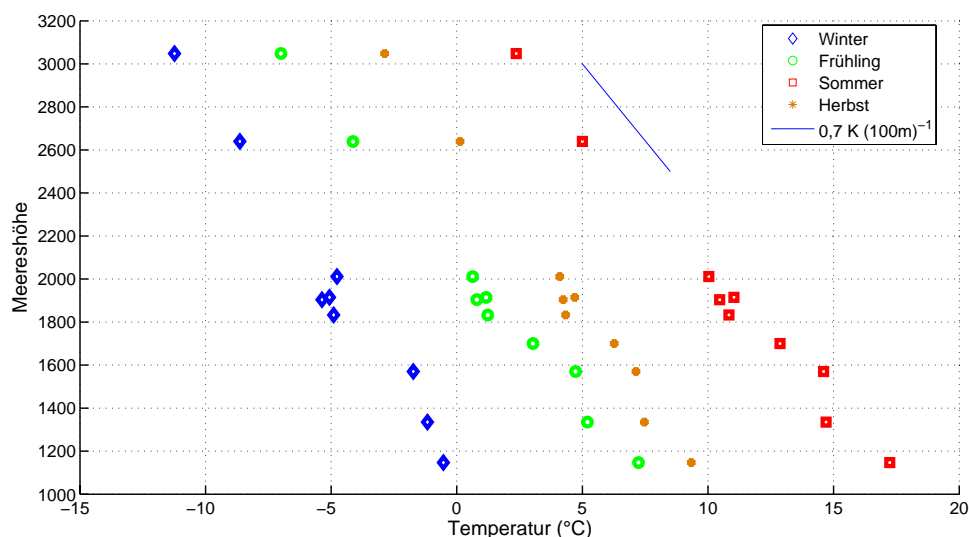


Abbildung A.4: Jahreszeitenmitteltemperaturen an den untersuchten Stationen (Außerrojen (1833 m), Marienberg (1335 m), Matsch (1570 m), Melag (1915 m), Kurzras (2012 m), Platt (1147 m), Vent (1904 m), Vernagt (1700 m) im Herbst (September 2004, Oktober 2004, November 2004), Winter (Dezember 2003, Jänner 2004, Februar 2004), Frühling (März 2004, April 2004, Mai 2004) und Sommer (Juni 2004, Juli 2004, August 2004).

Am Gletscher ändert sich der Temperaturgradient kaum übers Jahr: der Winter ($6,4 \text{ K km}^{-1}$) hat den selben Temperaturgradienten wie der Sommer ($6,5 \text{ K km}^{-1}$), die Übergangsjahreszeiten weisen die etwas höheren Gradienten auf: Frühling $7,0 \text{ K km}^{-1}$

und Herbst $7,4 \text{ K km}^{-1}$. In der Zeitspanne zwischen 1969 bis 1978 bestand ein mittlerer Gradient von $6,3 \text{ K km}^{-1}$ im Sommer zwischen der “Zunge Hintereis“ (2440 m) und der “Station Hintereis“ (3030 m) (Kuhn et al. 1979). Äußerst interessant ist der Umstand, dass die Stationen Kurzras (2012 m), und die beiden Gletscherstationen nahezu auf einer Linie liegen.

Literatur

- Andreas, E., 1987: A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice. *Bound. Layer Meteorol.*, **38**, 159–184.
- Blümcke, A., and S. Finsterwalder, 1905: Zeitliche Änderungen in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung. *Sitzungsbericht der Bayrischen Akademie der Wissenschaft*, **25**, 109–131.
- Blümcke, A., and H. Hess, 1899: *Untersuchungen am Hintereisferner. Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des Deutschen. u. Oesterreichischen Alpenvereins*, Volume 1. Band, 2. Heft. Verlag des Deutschen u. Oesterreichischen Alpenvereins, München, 87 pp.
- Brutsaert, W., 1975: A theory for local evaporation (or heat transfer) from rough and smooth surfaces at ground level. *Water Resour. Res.*, **11**, 543–550.
- Campbell Scientific, I., 2003: SR50 Sonic ranging sensor - operator's manual, revision 3/03.
- Coléou, C., and B. Lesaffre, 1998: Irreducible water saturation in snow: experimental results in a cold laboratory. *Ann. Glaciol.*, **26**, 64–68.
- Curry, J., and P. Webster, 1999: *Thermodynamics of Atmospheres and Oceans*. Academic Press, London, 467 pp.
- Denby, B., and W. Greuell, 2000: The use of bulk and profile methods for determining surface heat fluxes in the presence of glacier winds. *J. Glaciol.*, **46** (154), 445–452.
- DKRZ, 2005: Deutsches Klimarechenzentrum, Konsortialrechnungen für IPCC AR4. <http://www.dkrz.de/dkrz/science/IPCC-AR4/>.
- Erath, S., 2005: *Simulation of the mass and energy balance at Kongsvegen 2001-2003*. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 83 pp.
- Erath, S., F. Obleitner, J. Kohler, W. Greuell, and K. Melvold, 2005: Comparative simulations of snow and superimposed ice at the Kongsvegen glacier, Svalbard. *IASC Working Group on Arctic Glaciology, The Mass Budget of Arctic Glaciers, Extended abstracts*, 50–60.
- Fliri, F., 1975: *Das Klima der Alpen im Raume von Tirol*. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck-München, 454 pp.

- Greuell, W., 2005: SOMARS, (simulation of glacier surface Mass balance And Related Sub-surface processes). <http://www.phys.uu.nl/greuell/massbalmodel.html>.
- Greuell, W., and C. Genthon, 2005: Modelling land-ice surface mass balance. In *Bamber, J.L and A.J. Payne, eds. Mass balance of the cryosphere: observations and modelling of contemporary and future changes. Cambridge University Press*, 117–168.
- Greuell, W., and T. Konzelmann, 1994: Numerical modelling of the energy balance and the englacial temperature of the Greenland Ice Sheet. Calculations for the ETH-Camp location (West Greenland, 1155 m a.s.l.). *Global Planet. Change*, **9**, 91–114.
- Greuell, W., and J. Oerlemans, 1986: Sensitivity studies with a mass balance model including temperature profile calculations inside the glacier. *Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, **22(2)**, 101–124.
- Herron, M., and C.L. Jr., 1980: Firn Densification: an empirical model. *J.Glaciol.*, **25(93)**, 373–385.
- Hofinger, S., 1994: *Modellierung der Sommerbilanzen des Hintereisferners zwischen 1952 und 93*. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 133 pp.
- Hofinger, S., and M. Kuhn, 1996: Reconstruction of the summer mass balance of Hintereisferner since 1953. *Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, **32**, 137–149.
- Högström, U., 1988: Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: a re-evaluation. *Bound. Layer Meteorol.*, **42**, 55–78.
- Hoinkes, H., 1969: Surges of the Vernagtferner in the Ötztal Alps since 1599. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **6(4)**, 853–861.
- Hoinkes, H., F. Howorka, and W. Schneider, 1967: Glacier Mass Budget and Mesoscale Weather in the Austrian Alps. *Extract of "Commission of Snow and Ice" General Assembly of Bern, Sept.-Oct. 1967*, 241–254.
- Hoinkes, H., and R. Steinacker, 1975: Zur Parametrisierung der Beziehung Klima-Gletscher. *Rivista Italiana di Geofisica*, **1**, 97–104.
- Hoinkes, H., and G. Wendler, 1968: Der Anteil der Strahlung an der Ablation von Hintereis- und Kesselwandferner (Ötztaler Alpen, Tirol) im Sommer 1958. *Archiv f. MGB, B*, **Bd.16**, 195–236.
- IMGI, 2004: Universität Innsbruck, Institut für Meteorologie und Geophysik. *Glaziologische Archiv*.
- IMGI, 2005: Universität Innsbruck, Wetteranalysekarten des ECMWF. <http://ertel.uibk.ac.at/>.
- Jansson, P., 1999: Effect of uncertainties in measured variables on the calculated mass balance of Storglaciären. *Geograf. Ann.*, **81 A (4)**, 633–642.

- Jordan, R., 1991: A one-dimensional temperature model for a snowcover: technical documentation for SNTHERM.89. *CRREL Special Report*, **91-16**, 49 pp.
- Kaser, G., 1983: über die Verdunstung am Hintereisferner. *Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol.*, 149–162.
- Klok, E., W. Greuell, and J. Oerlemans, 2003: Temporal and spatial variation of the surface albedo of Morteratschgletscher, Switzerland, as derived from 12 Landsat images. *J. Glaciol.*, **49(167)**, 491–502.
- Kuhn, M., 1984: Physikalische Grundlagen des Energie- und Massenhaushaltes der Schneedecke. *Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau*, **Mitt. 7**, 5–56.
- Kuhn, M., E. Dreiseitl, S. Hofinger, G. Markl, N. Span, and G. Kaser, 1999: Measurements and Models of the Mass Balance of Hintereisferner. *Geograf. Ann.*, **81 A (4)**, 659–670.
- Kuhn, M., G. Kaser, G. Markl, H. Wagner, and H. Schneider, 1979: *25 Jahre Massenhaushaltsuntersuchungen am Hintereisferner*. Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 80 pp.
- Leichtfried, A., 2005: *Schneedeckenmodellierung Kühltai 2002/2003 Sensitivitätsstudien*. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 128 pp.
- Louis, J.F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteor.*, **17**, 187–202.
- Markl, G., and H. Wagner, 1977: Messungen von Eis- und Firntemperaturen am Hintereisferner (Ötztaler Alpen). *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **13 (1/2)**, 261–265.
- Matzi, E., 2004: *Zeitreihen der Dichteentwicklung am Hintereisferner von 1964 bis 2002*. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 92 pp.
- Mothes, H., 1927: Seismische Dickenmessung von Gletschereis. *Z. f. Geophys.*, **3**, 121–134.
- NASA, 2005: MODIS Rapid Response Team, NASA/GSFC. <http://visibleearth.nasa.gov/>.
- Obleitner, F., 1994: Climatological Features of Glacier and Valley Winds at the Hintereisferner (Ötztal Alps, Austria). *Theo. Appl. Climatol.*, **49**, 225 – 239.
- Obleitner, F., 2000: Instrumentenkunde, VO, WS 00/01. *Vorlesungsskriptum, Universität Innsbruck*.
- Obleitner, F., 2004: On the performance of un aspirated, plate-shielded thermometer screens. *IMAU Special Report, Automatic Weather Stations on Glaciers, Extended abstracts*, 76–82.

- OEAV, 2004: *Österreichischer Alpenverein, Alpenvereinskarten Digital CD-ROM*.
- Oerlemans, J., and E. Klok, 2004: Effect of summer snowfall on glacier mass balance. *Annals of Glaciology*, **38**(1), 97–100.
- Oke, T., 1978: *Boundary Layer Climates*. Halsted Press Book, New York, 68–80 pp.
- Olefs, M., 2005: *Simulation of artificial control of snow and ice ablation*. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 112 pp.
- Paterson, W., 1994: *The Physics of Glaciers* (3 ed.). Elsevier Science Ltd, 481 pp.
- Rainer, P., 1996: Analysen von Windmessungen am Hintereisferner und Auswertung der Energiebilanz, Juli 1989. *Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck*, 77.
- Reijmer, C., M.V.D. Broeke, and W. Boot, 2004: Measuring humidity at temperatures well below zero. *IMAU Special Report, Automatic Weather Stations on Glaciers, Extended abstracts*, 88–92.
- Rudolph, R., 1961: *Abflussstudien an Gletscherbächen. Methoden und Ergebnisse hydrologischer Untersuchungen in den zentralen Ötztaler Alpen in den Jahren 1953–1955*. Dissertation, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck.
- Schlagintweit, H., and A., 1850: *Untersuchungen über die physikalische Geographie der Alpen*. Verlag Ambrosius Barth, Leipzig.
- Schmittner, W., 1994: Über den Strahlungsfehler bei der Temperaturmessung in einem unventilierten Strahlungsschutzgehäuse. *Wetter und Leben*, **46**, 3, 155–162.
- Span, N., 1993: *Untersuchung der Dynamik des Hintereisferners zwischen 1894 und 1992*. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 111 pp.
- Stuefer, M., 1994: *Der unterschiedliche Einfluß des Klimas auf die Gletscher der Ötztaler Alpen und der Silvrettagruppe*. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 153 pp.
- Stull, R., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pp.
- Tanzer, G., 1986: *Berechnung des Wärmehaushalts an der Gleichgewichtslinie des Hintereisferner*. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck, 103 pp.
- Wagner, H., 1978: *Strahlungshaushaltsuntersuchungen am Hintereisferner/Ötztal während der Hauptablationsperiode 1971*. Dissertation, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck.
- Walcher, J., 1773: *Nachrichten von den Eisbergen in Tyrol*. Kurzböck, Wien, 99 pp.
- Zuo, Z., and J. Oerlemans, 1996: Modelling albedo and specific balance of the Greenland ice sheet: calculations for the Sondre Stromfjord transect. *J. Glaciol.*, **42**, 305–317.

Danksagung

Es ist ein Glücksfall, dass sich die Zeiten zu besseren gewendet haben. Dafür, dass es mir meine Eltern ermöglichten zu studieren, gebührt ihnen mein innigster Dank und auch die Widmung dieses schriftlichen Abschlusses. Danke Mama, danke Tata und danke Michi! Mein Opa Karl ist wohl auch ganz stolz, dort oben beim Himmltata. Tags nachdem ich dir von meinem Studiumsplan erzählen konnte, gingst du leider für immer.

Mit einem Lächeln und einer Träne in den Augen blicke ich auf die vergangenen 5 Jahre meines Lebens zurück. Es war eine sehr intensive Zeit in der ich sehr viel gelernt habe und noch viel mehr interessante Menschen kennen lernen habe dürfen.

Das kleine, kompakte Institut bot mir die besten Möglichkeiten meinen vielseitigen meteorologischen Interessen nachzugehen und meinen Wissensdurst zu stillen: Allen meinen Wegbereitern und Wegbegleitern sein ein großes Vergelt's Gott ausgesprochen.

Besonderer Dank gilt meinem Betreuer Friedl Obleitner, der mir immer ein offenes Ohr für meine Fragen bot und mich mit Anregungen erfüllte.

Mein anfangs noch verborgene Leidenschaft für die Glaziologie wurde spätestens durch die Teilnahme am GlacioEurolab4 in Obergurgl im Sommer 2002 geweckt. Vielen Dank Herr Prof. Michael Kuhn dafür, dass ich dort dabei sein durfte und für die genaue Durchsicht dieser Arbeit.

Des weiteren möchte ich für das zur Verfügung Stellen eines Arbeitsplatzes danken, das den Kontakt zu Professoren, Fachkollegen und Freunden und somit auch zur Qualität meiner Ausbildung entscheidend beigetragen hat. Albert, Fritz, Gerhard, Josef und Marc: danke für die schöne Zeit im Eckzimmer und alles Gute.

Aus dem 9. Stock gebührt auch einigen, zu Freuden gewordenen, Kollegen Dank und Respekt. Durch die Fachsimpelei mit Georg, Fritz und Werner habe ich viel in der Synoptik dazugelernt und konnte so immer wieder die glaziologischen Fesseln meiner Diplomarbeit lösen.

Claudio Mutinelli danke ich für die Bereitstellung der Daten aus Südtirol.

Allen denjenigen, welche noch irgendwie am Gelingen dieser Diplomarbeit beteiligt gewesen sind, aber hier nicht angeführt sind: Dankschian!

Curriculum Vitae

Daniel Schrott

Mathias-Ladurner-Straße 1b
39022 Algund - Südtirol

Geboren am 28. September 1981 in Meran

Vater: Walter Schrott, 50, Konditor

Mutter: Helene Schrott, geb. Schuler, 49, Altenpflegerin

Bruder: Michael, 18, Maturant

UNIVERSITÄRE AUSBILDUNG UND BERUFSERFAHRUNG:

Jän. 2006 – Meterologe beim ORF Hörfunk

Okt. 2000 – Jän. 2006 Diplomstudium der Meteorologie an der Universität Innsbruck

Mai 2003 – Mär. 2004 Wissenschaftlicher Mitarbeiter bei Prof. Dr. Kuhn am Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck im Rahmen des Projektes OMEGA.

Jul. 2004 Einmonatiges Praktikum beim ORF Wetterdienst, Wien.

Aug. 2003 Einmonatiges Praktikum bei SMI (Società Meteorologica Italiana), Turin zum Thema Föhn: *“Il föhn delle Alpi”*. NIMBUS 31-32, 2004

SCHULISCHE AUSBILDUNG:

1987–1992 Grundschule, Algund.

1992–1995 Mittelschule “Franz Pöder“, Algund.

1995–2000 Realgymnasium “Albert Einstein“, Meran.

TEILNAHME AN FELDFORSCHUNG: VERTICATOR, Zugspitzplatt (Bayern), 2002.