

Die approbierte Originalversion dieser Diplom-/Masterarbeit ist an der Hauptbibliothek der Technischen Universität Wien aufgestellt (<http://www.ub.tuwien.ac.at>).

The approved original version of this diploma or master thesis is available at the main library of the Vienna University of Technology (<http://www.ub.tuwien.ac.at/englweb/>).



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
WIEN

VIENNA
UNIVERSITY OF
TECHNOLOGY

DIPLOMARBEIT

Master's Thesis

Ein Schnee- und Eisschmelzmodell für vergletscherte Einzugsgebiete

ausgeführt zum Zwecke der Erlangung des akademischen Grades eines Diplom-Ingenieurs unter der Leitung von

O.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Dieter Gutknecht

Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Robert Kirnbauer

E222, Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie

Eingereicht an der Technischen Universität Wien

Fakultät für Bauingenieurwesen

von

Judit Asztalos

Matr.-Nr. 9725176

Preysinggasse 17/2/5, 1150 Wien

Wien, im Oktober 2004

Danksagung

Diese Arbeit ist auf Initiative von Herr Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Robert Kirnbauer entstanden. Ich möchte ihm für die vielen fachlichen und menschlichen Ratschläge danken, mit denen er mir zur Seite stand.

Mein Dank gilt auch Herr O.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Dieter Gutknecht für die freundliche Betreuung und die unkomplizierte Abwicklung. Den Mitgliedern des Instituts für Wasserbau und Ingenieurhydrologie (ehemals Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft) danke ich für die angenehme Arbeitsatmosphäre und deren Hilfestellungen, besonders Frau Dipl.-Ing. Ulrike Drabek, die mich zu L^AT_EX „bekehrte“ und meine vielen nervigen Fragen zu diesem Thema immer freundlich beantwortete.

Mein besonderer Dank gilt Dr. Heidi Escher-Vetter für die konstruktive und unterstützende Korrespondenz und der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften für die Bereitstellung der meteorologischen Messdaten von der Pegelstation Vernagtbach, den Bildern der Schwarzkögele-Kamera und dem digitalen Geländemodell des Vernagtferners.

Herrn Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Helmut Kager vom Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung der TU Wien möchte ich für seine Hilfe und Geduld bei der Erstellung der Othophotos meinen Dank aussprechen.

Weiters danke ich meinen Freunden und Studienkollegen, die mir während dieses langen Jahres zur Seite standen und immer ein aufmunterndes Wort für mich bereit hatten.

Meinen Eltern danke ich, dass sie mir das Studium ermöglichten und – vor allem während dieser Arbeit – meine Launen ertrugen. Meinem Freund Reinhard Voggeneder schulde ich besonderen Dank dafür, dass er mich immer wieder motivierte und in manch verzweifelter Lage zum Lächeln bringen konnte.

Zusammenfassung

Flüsse, die vergletscherte (Teil-)Einzugsgebiete aufweisen, sind stark vom variablen Abflussverhalten der Gletscher beeinflusst: Im Frühsommer können Gletscher flüssigen Niederschlag speichern, mit fortschreitender Erwärmung produzieren sie selbst Abfluss.

In dieser Diplomarbeit wird ein Schnee- und Eisschmelzmodell erstellt und anhand von Daten des Vernagtferners im Einzugsgebiet der Ötztaler Ache (Tirol) kalibriert und verifiziert. Dazu wird ein bestehendes flächendetailliertes Konzeptmodell zur Berechnung der Schneeschmelze um ein Gletscherschmelzmodul erweitert.

Für den Ansatz zur Berechnung der Albedo wird statt des weit verbreiteten aging curve approach – der eine exponentielle Abnahme der Albedo mit der Zeit beschreibt – eine Parametrisierung, welche die Abnahme der Albedo in Abhängigkeit der Energiebilanz der Schneedecke ermittelt, in veränderter Form verwendet.

Die Kalibrierung/Verifizierung des Schnee- und Eisschmelzmodells erfolgt durch den optischen Vergleich von errechneten und beobachteten Schneegrenzen an Terminen während der Ablationsphase. Bilder einer Kamera, welche den westlichen Teil des Vernagtferners überblickt, werden unter Verwendung eines digitalen Geländemodells in Orthophotos umgewandelt, aus diesen werden die Schneegrenzen abgeleitet.

Im Zuge einer qualitativen Sensitivitätsanalyse wird der Einfluss der Modellparameter auf die Ergebnisse untersucht. Es zeigt sich, dass die Ermittlung der Bewölkung – es liegen keine Messwerte vor – eine bedeutende Rolle spielt: Sie beeinflusst die Ergebnisse in vergleichbar großem Ausmaß wie die Albedo.

Trotz der aufgrund der Datenlage kurzen Kalibrierungs- und Verifizierungsperioden – jeweils nur ein Jahr – werden in beiden Zeiträumen großteils zufrieden stellende Ergebnisse erzielt.

Möglichkeiten zur Verbesserung der Modellgüte werden einerseits in einer längeren Kalibrierungsperiode und andererseits in der Weiterentwicklung des Ansatzes zur Ermittlung der Bewölkung gesehen.

Abstract

Rivers with glaciated catchment areas are strongly influenced by the run-off behaviour of the glacier: In early summer glaciers can have a retention effect on rain, later they produce run-off themselves.

In this thesis a snow- and icemelt model is developed, it is calibrated and verified on data from Vernagtferner in the catchment area of Oetztaler Ache (Tyrol). For this purpose a glacier module is added to an existing distributed conceptual snowmelt model.

The wide spread aging curve approach - which describes the decrease of albedo with time by an exponential approach - is not used for the calculation of the albedo, instead a parametrisation - in which albedo decrease depends on the energy balance of the snow cover - is implemented in a modified version.

Calibration/verification of the snow- and icemelt model occurs by optical comparison of calculated and observed snow lines on dates during the ablation period. Snow lines are derived by georeferencing photos taken by a camera surveying the western part of Vernagtferner.

The effect of changes in model parameters on the result is analysed. It is observed, that the calculation of cloudiness - there are no measurements - has a significant role: The dimension of its effect on the results is comparable to those of the albedo.

In spite of the short calibration and verification period - each of the periods covers one year - mostly satisfying results are achieved.

Possibilities for improving model performance are larger data sets for calibration on the one hand and further development of the calculation routine for cloudiness on the other hand.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	i
Zusammenfassung	ii
Abstract	iii
Abbildungsverzeichnis	viii
Tabellenverzeichnis	ix
1 Einleitung	1
2 Grundlagen	3
2.1 Schnee	3
2.1.1 Entstehung und Metamorphose	3
2.1.2 Physikalische Eigenschaften	5
2.1.3 Schneemessung und Messfehler	6
2.2 Betrachtung der Schneeschmelze am Punkt	10
2.2.1 Strahlungsbilanz	10
2.2.2 Turbulente Wärmeströme	12
2.2.3 Bodenwärmestrom	12
2.2.4 Wärmeeintrag durch Niederschlag	12
2.3 Modellierung der Schneeschmelze	13
2.3.1 Operationelles Modell – forschungsorientiertes Modell	14
2.3.2 Ereignismodell – kontinuierliches Modell	14
2.3.3 Regressionsmodelle	15
2.3.4 Physikalisch orientierte Modelle	16
2.3.5 Räumlich gegliederte Modelle	18
2.4 Modellierung der Gletscherschmelze	21
2.5 Ansätze zur Parametrisierung der Albedo	24
2.5.1 Albedo des aperen Gletschers	28
3 Beschreibung des Schneeschmelzmodells nach Blöschl	30
3.1 Interpolation der Daten	30
3.2 Energiebilanz	30
3.3 Interne Prozesse	32

4	Das Schnee- und Eisschmelzmodell	33
4.1	Geländedaten	33
4.2	Extrapolation der meteorologischen Daten	35
4.3	Ermittlung der Bewölkung	38
4.4	Energiebilanz, Parametrisierung der Albedo	42
4.4.1	Kalibrierung an Daten aus dem Kühtai (1989)	42
4.4.2	Kalibrierung und Verifizierung an Daten vom Vernagtferner (1994 – 2000)	45
4.4.3	Schlussfolgerung	51
4.5	Interne Prozesse	52
4.6	Gletscherschmelzmodul	53
4.6.1	Albedo	53
4.6.2	Latenter Wärmestrom	56
4.6.3	Interne Prozesse	56
4.7	Modellparameter	57
5	Kalibrierung	58
5.1	Erstellung der Orthophotos und Ermittlung der Schneegrenze	60
5.2	Anfangsbedingungen	63
5.3	Ergebnisse der Kalibrierung	67
5.3.1	Räumliche Verteilung des Wasseräquivalents	68
5.3.2	Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke	72
5.3.3	Qualitative Sensitivitätsanalyse	76
6	Verifizierung	80
6.1	Anfangsbedingungen	80
6.2	Ergebnisse der Verifizierung	84
6.2.1	Räumliche Verteilung des Wasseräquivalents	84
6.2.2	Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke	89
7	Zusammenfassung der Ergebnisse und Ausblick	92
	Literaturverzeichnis	95
A	Liste der verwendeten Abkürzungen	99

Abbildungsverzeichnis

1.1	Übersichtskarte des Vernagtferners 1990	2
2.1	Becherkristall	4
2.2	Schematische Darstellung der Strahlungsbilanz	11
2.3	Übersichtsstruktur zum Punktmodell Wärmeeintrag in den Schnee, aus <i>Blöschl et al. (1987)</i>	17
2.4	Struktur des „ABC“-Modells, aus <i>Williams und Tarboton (1999)</i>	18
2.5	Möglichkeiten der Flächengliederung von Schneeschmelzmodellen, nach <i>Kirn- bauer (1993b)</i>	19
2.6	Aging curve approach für die Ablationsphase, aus <i>Gray und Male (1981)</i> . .	25
2.7	Halbstundenmittel der Albedo an einem wolkenlosen Tag (9.8.1998) und an zwei teilweise bedeckten Tagen (10. und 11.8.1998), aus <i>Weber (2001)</i> . . .	29
4.1	Vergleich der Höhengichtlinien des Vernagtferners – 1990 und 1999	33
4.2	Das DGM 1999 (20 m Raster) für das Einzugsgebiet des Pegels Vernagtbach mit den abgeleiteten Größen Neigung, Ausrichtung und Krümmung	34
4.3	Lage der Niederschlagsstationen Pitztaler Gletscher und Obergurgl, aus AMAP3D	35
4.4	Tagesgang des Temperturgradienten an Tagen ohne Niederschlag	36
4.5	Korrekturfunktionen für abgelagerten Schnee	37
4.6	Räumliche Verteilung des Korrekturfaktors für abgelagerten Schnee zufolge Geländeneigung und -krümmung	37
4.7	Quadratischer Ansatz nach <i>Newwirth (1982)</i> für die Beziehung Q_G/Q_{G_0} – Bewölkung, am Beispiel der Monate Februar, Juni und November	38
4.8	Graphische Darstellung der Sensitivitätsanalyse für das Jahr 1992	39
4.9	Mögliche Q_{G_0} und gemessene Globalstrahlung Q_G , deren Quotient und Son- nenhöhe für zwei Schönwettertage und einen bedeckten Tag	40
4.10	Globalstrahlung und Albedo vom 6.4.89 bis 13.4.89 an der Messstation Kühtai / Tiroler Alpen	44
4.11	Kalibrierung des Albedomodells nach <i>Trofimova (1970)</i> und des veränderten Ansatzes an Daten aus dem Kühtai, 6.4.-21.4.1989	44
4.12	Kalibrierung des Albedomodells nach <i>Trofimova (1970)</i> und des veränderten Ansatzes an Daten aus dem Kühtai, 22.4.-5.5.1989	45
4.13	Kalibrierung des Albedomodells nach <i>Trofimova (1970)</i> und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1994	47

4.14	Kalibrierung des Albedomodells nach <i>Trofimova</i> (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1995	47
4.15	Kalibrierung des Albedomodells nach <i>Trofimova</i> (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1996	48
4.16	Kalibrierung des Albedomodells nach <i>Trofimova</i> (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1997	48
4.17	Verifizierung des Albedomodells nach <i>Trofimova</i> (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1998	49
4.18	Verifizierung des Albedomodells nach <i>Trofimova</i> (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1999	50
4.19	Verifizierung des Albedomodells nach <i>Trofimova</i> (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 2000	50
4.20	Orthophoto Vernagtferner (TIRIS) und Gletscherausdehnung auf der Grundlage eines 20 m Rasters	53
4.21	Schematische Darstellung der möglichen Verläufe der Albedo für verschiedene Punkte im Einzugsgebiet	54
4.22	Schematische Darstellung des Verlaufs der Albedo in der Akkumulationsphase am Beispiel eines Punktes am Gletscher	55
5.1	Lage und Blickfeld der Kamera am Schwarzkögele	59
5.2	Perspektive vom Schwarzkögele, Orthophoto Vernagtferner 1999 mit Silhouettenlinien (Ausschnitt)	60
5.3	Skizze zur Genauigkeit der Orthophotos	61
5.4	Photo, aufgenommen vom Schwarzkögele am 15.8.2000	62
5.5	Orthophoto 15.8.2000	62
5.6	Orthophoto 15.8.2000 mit darüber gelegter Sichtbarkeitskarte und Schneegrenzen	62
5.7	Firnuntergrenze in Abhängigkeit der Ausrichtung der Fläche	63
5.8	Aufnahmen des Gletschers Ende September aus den Jahren 2000 und 2001	64
5.9	Niederschlag, Schneesumme über 6 Stunden und Lufttemperatur am Pegel Vernagtbach, 1.8. - 30.9.1999	64
5.10	Anfangsbedingung Schnee für das Kalibrierungsjahr 99/00	65
5.11	Anfangsbedingung Firn für das Kalibrierungsjahr 99/00	65
5.12	Anfangsbedingung Albedo für das Kalibrierungsjahr 99/00	66
5.13	Kalibrierung 18.6.2000, Variante A	69
5.14	Kalibrierung 18.6.2000, Variante B	69
5.15	Kalibrierung 15.8.2000, Variante A	70
5.16	Kalibrierung 15.8.2000, Variante B	70
5.17	Kalibrierung 26.8.2000, Variante A	71
5.18	Kalibrierung 26.8.2000, Variante B	71
5.19	Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke und des Firns, Variante A	73
5.20	Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke und des Firns, Variante B	73
5.21	Ablationsperiode 1.6. - 31.8.2000, Variante A	74

5.22	Ablationsperiode 1.6. - 31.8.2000, Variante B	74
5.23	Zeitlicher Verlauf der Wasseräquivalent-Differenz zwischen den Varianten A und B	75
5.24	Sensitivitätsanalyse – Neuschneealbedo, 15.8.00 oben: mit Ausgangswert 0.90, unten: mit verändertem Wert 0.85	78
5.25	Sensitivitätsanalyse – maximaler Kältegehalt, 15.8.00 oben: mit Ausgangswert 5 %, unten: mit verändertem Wert 3 %	79
6.1	Anfangsbedingung Schnee für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante A . . .	81
6.2	Anfangsbedingung Schnee für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante B . . .	81
6.3	Anfangsbedingung Firn für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante A	82
6.4	Anfangsbedingung Firn für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante B	82
6.5	Anfangsbedingung Albedo für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante A . . .	83
6.6	Anfangsbedingung Albedo für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante B . . .	83
6.7	Differenz der Schnee-Wasseräquivalentwerte am 12.7 (links) und 31.7. (rechts), ermittelt aus den Abbildungen 6.8 und 6.9 bzw. 6.10 und 6.11	85
6.8	Verifizierung 12.7.2000, Variante A	86
6.9	Verifizierung 12.7.2000, Variante B	86
6.10	Verifizierung 31.7.2000, Variante A	87
6.11	Verifizierung 31.7.2000, Variante B	87
6.12	Verifizierung 29.8.2000, Variante A	88
6.13	Verifizierung 29.8.2000, Variante B	88
6.14	Zeitlicher Verlauf der Wasseräquivalent-Differenz zwischen den Varianten A und B	89
6.15	Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke und des Firns, Variante A	90
6.16	Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke und des Firns, Variante B	90
6.17	Ablationsperiode 1.6-31.8.2001, Variante A	91
6.18	Ablationsperiode 1.6-31.8.2001, Variante B	91

Tabellenverzeichnis

2.1	Form der Schneekristalle in Abhängigkeit der Temperatur, aus <i>Lieb</i> (2001)	3
2.2	Schneedichten ρ und Porenanteile n , aus <i>Rabofsky et al.</i> (1988)	5
2.3	Dichte ρ , spezifische Wärme c_v und Wärmeleitfähigkeit λ der Schneekomponenten, nach <i>Gray und Male</i> (1981)	6
2.4	Gerätekoeffizienten für einen Hellmann Regenmesser mit 200 cm ² Auffangfläche, aus <i>Rubel und Hantel</i> (1999)	9
2.5	Dimensionslose Transferkoeffizienten für schmelzende Schnee- und Eisoberflächen nach verschiedenen Autoren, aus <i>Paterson</i> (2001)	22
2.6	Mittelwerte der Albedo von Schnee und Firn, aus <i>Müller</i> (1984)	24
2.7	Mittelwerte der Albedo für Gletschereis, nach <i>Dirmhirn und Trojer</i> (1955)	28
2.8	Albedo für Eisflächen, aus <i>Paterson</i> (2001)	29
4.1	Feuchtadiabatischer Temperaturgradient als Funktion der Temperatur für 3000 m Seehöhe (für die Standardatmosphäre)	36
4.2	Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse (1992) zur Ermittlung des Einflusses der Bewölkung auf die Energiebilanz, Werte in W/m ²	39
4.4	Kalibrierungszeiträume in den Jahren 1994-1997	46
4.5	Verifizierungszeiträume in den Jahren 1998-2000	49
4.6	Spezifische Verdampfungswärmen λ_v von Schnee und Eis	56
4.7	Zusammenfassung der Modellparameter	57
5.1	Modellparameter nach der Kalibrierung	67
5.2	Qualitative Sensitivitätsanalyse der Modellparameter	77
6.1	Ermittlung der Bewölkung in der Nacht	80
6.2	Differenz der Schneegrenzen zwischen Beobachtung und Modell und Überschätzung der Schneedecke im Bereich der Schneegrenze, 31.7.2001	84
7.1	Kalibrierungs- und Verifizierungstermine	92

1 Einleitung

Derzeit sind ca. 10 % der Landmassen der Erde von Gletschern bedeckt. Gletscher sind riesige Süßwasserspeicher und haben ein im Jahresverlauf sehr variables Abflussverhalten: Bis zum Frühsommer, wenn die Zungen bis unten schneebedeckt sind, wirken sie für flüssige Niederschläge bis zu einer gewissen Regenmenge als Speicher. Bei mehr Regen und entsprechender Wärme wird zusätzlich Schmelzwasser mobilisiert. Mit fortschreitender Ausaperung des Gletschers wird jedes darauf fallende Wasser sofort abgeführt. Außerdem entwickelt sich im Lauf der Zeit im Gletscher selbst und an seiner Basis ein System von Wasserwegigkeiten, das zu einer noch schnelleren Abfuhr des Niederschlags führt. Aufgrund dieses bedeutenden Einflusses der Gletscher müssen für Abflussvorhersagemodelle von Flüssen bzw. Flusssystemen auch die Vergletscherungen der (Teil-)Einzugsgebiete berücksichtigt werden.

In dieser Arbeit wird ein Schnee- und Eisschmelz-Modell auf der Grundlage eines vorhandenen Schneeschmelzmodells entwickelt und an einem Gletscher mittels eines Split-Sample-Tests überprüft. Da zur Kalibrierung und Verifizierung des Modells große Datenmengen erforderlich sind, erfolgt die Auswahl des Untersuchungsgebietes nach dem Vorhandensein von Informationen.

Die meisten südlichen Zubringer des Inn besitzen teilweise vergletscherte Einzugsgebiete. Der Vernagtferner im Einzugsgebiet der Öztaler Ache (14,6 % Vergletscherung) zählt zu den am längsten beobachteten Gletschern in Europa. Die Kommission für Glaziologie (KfG) der Bayerischen Akademie der Wissenschaften (BAdW) begann 1973 mit der Registrierung hydrologischer und meteorologischer Parameter an der Pegelstation Vernagtbach. Die hier zahlreich vorliegenden Daten wurden freundlicherweise von der KfG für die Erstellung dieser Arbeit zur Verfügung gestellt.

Abbildung 1.1 zeigt die Ausdehnung des Vernagtfernens im Jahr 1990 und die Grenzen des Einzugsgebietes der Pegelstation Vernagtbach, welches zu dem Zeitpunkt eine Vergletscherung von 79 % aufwies.

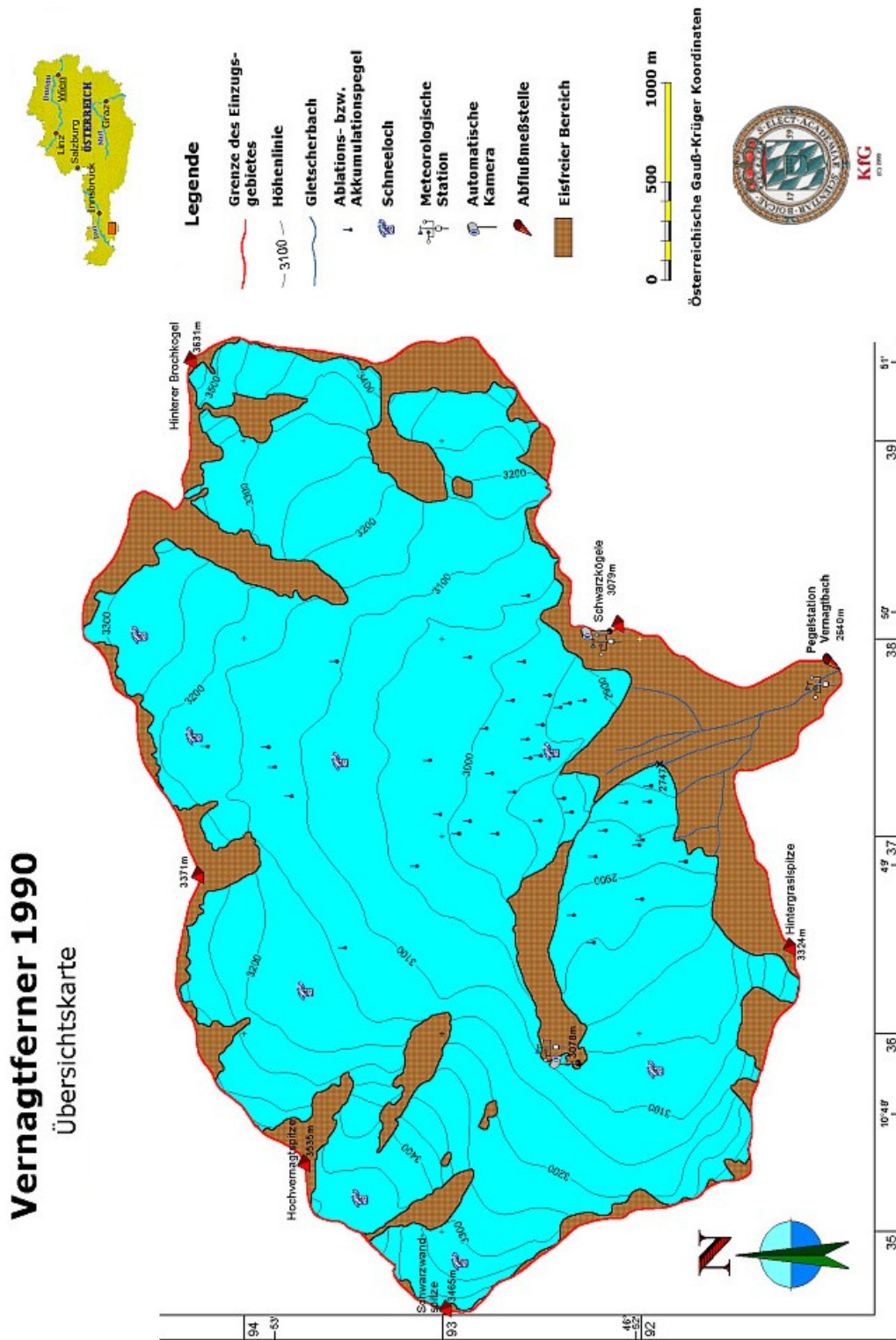


Abbildung 1.1: Übersichtskarte des Vernagtferners 1990, Quelle: KfG (geringfügig verändert) <http://www.glaziologie.de/>

2 Grundlagen

2.1 Schnee

2.1.1 Entstehung und Metamorphose

Schnee ist eine Art des atmosphärischen Niederschlags und besteht aus einzelnen oder aneinander gehefteten Eiskristallen. Die Entstehung von Schnee in der Atmosphäre hängt von vielen Faktoren ab, wobei die wichtigsten die Umgebungstemperatur $< 0\text{ °C}$ und das Vorhandensein von unterkühltem Wasser sind. Schneekristalle entstehen in kälteren Luftschichten durch Sublimation von Wasserdampf um Kondensationskeime oder durch Gefrieren von unterkühlten Wassertröpfchen. Beim Phasenübergang zum festen Zustand werden die Wassermoleküle in ein hexagonales Kristallgitter eingebaut. Die Formen der dabei entstehenden Schneekristalle sind sehr vielfältig und besonders von der Temperatur, aber auch vom Feuchtegehalt und von der Verweildauer in der Atmosphäre abhängig.

Form der Kristalle	Temperaturbereich
Nadeln, amorphe Gebilde	-4 bis -8 °C
Säulen, Platten, Prismen	-8 bis -12 °C
Sterne (6-strahlige Dendriten oder Plättchen)	-12 bis -18 °C
Bereifte Kügelchen, unvollständige kleine Sterne und Plättchen	-18 bis -26 °C

Tabelle 2.1: Form der Schneekristalle in Abhängigkeit der Temperatur, aus *Lieb* (2001)

Bei Schneefall, der in einem relativ großen Temperaturbereich passieren kann (siehe Kapitel 2.2.4), wird Neuschnee, der sich durch seinen hohen Luftgehalt auszeichnet, abgelagert. Die Menge, der innere Aufbau und die Oberfläche der Neuschneedecke sind wesentlich von den Windverhältnissen beeinflusst.

Noch während des Einschneiens setzt die Metamorphose des Neuschnees ein. Dabei werden im Wesentlichen drei Formen unterschieden (*Ertl*, 2002; *Kirnbauer*, 1993b; *Lieb*, 2001; *Rabofsky et al.*, 1988):

Abbauende Metamorphose Schon beim Einschneien kommt es unter dem Gewicht des hinzukommenden Neuschnees zur Zusammendrückung der unteren Schichten und zu einer Setzung. Unmittelbar nach der Ablagerung beginnt auch der Abbau der feinstrahligen Schneekristalle mit der Tendenz zur Bildung kugelliger Formen. Als

Folge davon treten zusätzliche Setzungen auf. Damit verbunden ist eine Verfestigung des Schnees und eine Erhöhung der Dichte. Abbauende Umwandlung findet bei einem geringem Temperaturgradienten ($< 15\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$) der Schneedecke aber unter $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ statt. Bei $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ dauert die abbauende Umwandlung zwischen einer und zwei Wochen, bei höheren Temperaturen oder größerem Druck verläuft sie schneller (*Rabofsky et al.*, 1988).

Aufbauende Metamorphose Von aufbauender Umwandlung spricht man, wenn bei der Veränderung der Schneekörner neue Kristallformen entstehen. Es kommt zum Aufbau und zur Vergrößerung von prismatischen, quaderartigen, pyramiden- oder säulenförmigen Schneekörnern. Kantige Formen bilden bei fortschreitender Metamorphose Becherkristalle ohne jeglichen Zusammenhalt, den so genannten Schwimmschnee.

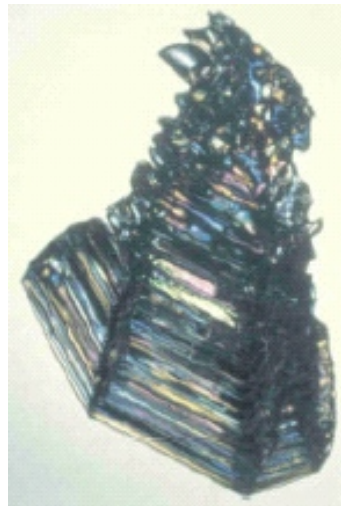


Abbildung 2.1: Becherkristall

Die Ursache der aufbauenden Metamorphose ist ein Temperaturgradient in der Schneedecke (deshalb auch im englischen Sprachraum die Bezeichnung *temperature-gradient metamorphism*). Vor allem im Hochwinter bestehen in der Schneedecke Temperaturunterschiede: der Boden ist durch die Erdwärme wärmer als die infolge niedriger Lufttemperaturen und Abstrahlung ausgekühlte Schneeoberfläche. Die aufbauende Metamorphose setzt ab einem Temperaturgradienten von $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (deutlich ab $25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$) ein (*Rabofsky et al.*, 1988). Dieser bewirkt einen gleichgerichteten Dampfdruckgradienten, der einen Wasserdampftransport von wärmeren (unten) zu kälteren Bereichen (oben) verursacht. Die Körner wachsen dabei entgegen dem Temperaturgradienten. Am ausgeprägtesten ist die aufbauende Umwandlung in Bodennähe, sodass dort bevorzugt Schwimmschneebildung auftritt. Im Gegensatz zur abbauenden Metamorphose ist dieser Vorgang langsamer und oberflächlich nicht wahrnehmbar.

Schmelzmetamorphose Bei einer Temperatur von 0 °C im Schnee beginnen die Körner an den Ecken und Kanten zu schmelzen. Ansammlung von Wasser im Porenraum und zunehmende Ausbildung von runden Formen sind die Folge. Die Dichte steigt, und der Schnee setzt sich. Nach dieser anfänglichen Verfestigung kommt es bei weiterem Schmelzen zur Füllung der Poren mit freiem Wasser, das in Strömungskanälen abfließt, die Schneeoberfläche wellig werden lässt und Festigkeitsverlust hervorruft (Faulschnee). Beim Wiedergefrieren erreicht die Schneedecke eine hohe Festigkeit.

Sickert bei plötzlichem Tauwetter oder bei Regen Wasser in Schnee ein, können sich in tieferen kalten Zonen Eislamellen ausbilden.

Mit fortschreitender Jahreszeit wird die Schneedecke immer homogener. Die Metamorphose schreitet vom Altschnee über Firn zu Gletschereis fort.

2.1.2 Physikalische Eigenschaften

Schnee wird als poröser Stoff abgelagert. Er besteht aus der festen Phase, dem Eis, und den dazwischen liegenden Poren. Diese sind mit Luft (gasförmige Phase) und z.T. auch mit Wasser (flüssige Phase) gefüllt. Die Eigenschaften von Schnee, besonders die **Dichte**, verändern sich nach seiner Ablagerung zufolge der Umwandlungsprozesse (Kapitel 2.1.1) sehr stark. Locker gelagerter Neuschnee hat meist eine Dichte zwischen 40 und 112 kg/m³ (Gray und Male, 1981), die von Eis beträgt unter Normalbedingungen 917 kg/m³.

Schneeart	Dichte ρ [kg/m ³]	Porenanteil n [%]
Neuschnee		
im Mittel	100	89
Wildschnee (sehr selten)	10 – 30	99 – 97
Pulverschnee (locker, trocken)	30 – 60	97 – 93
schwach windgepackt	60 – 100	93 – 89
stark windgepackt	100 – 300	89 – 67
feucht (Pappschnee)	100 – 200	89 – 78
Filziger Schnee	150 – 300	84 – 67
Rundkörniger Altschnee		
im Mittel	350	62
trocken, gesetzt	200 – 450	78 – 51
Kantig – körniger Schnee	250 – 400	73 – 56
Schwimmschnee	150 – 350	84 – 62
Nassschnee	300 – 600	67 – 35
nasser Firnschnee	600 – 800	35 – 13
Gletschereis	800 – 900	13 – 2
Eis, porenfrei	917	0
Wasser	1000	0
Lawinenschnee, abgelagert	500 – 800	45 – 13

Tabelle 2.2: Schneedichten ρ und Porenanteile n , aus Rabofsky et al. (1988)

Die **thermischen Eigenschaften** des Schnees sind abhängig von dessen Gehalt an Luft, Wasser und Eis (*Gray und Male*, 1981), und damit von der Dichte.

Komponente	ρ [kg/m ³]	c_v [kJ/(m ³ ·K)]	λ [W/(m·K)]
Luft (10 °C)	1.25	1.25	0.025
Wasser (10 °C)	1000.00	4200.00	0.570
Eis (0 °C)	920.00	1900.00	2.200

Tabelle 2.3: Dichte ρ , spezifische Wärme c_v und Wärmeleitfähigkeit λ der Schneekomponenten, nach *Gray und Male* (1981)

Nach *de Vries* (zitiert in *Gray und Male* (1981)) kann für jedes Gemisch die individuelle spezifische Wärme bzw. die Wärmeleitfähigkeit von den Eigenschaften der Komponenten abgeleitet werden:

$$c_v = V_L \cdot c_{vL} + V_W \cdot c_{vW} + V_E \cdot c_{vE} \quad (2.1)$$

$$\lambda = V_L \cdot \lambda_L + V_W \cdot \lambda_W + V_E \cdot \lambda_E \quad (2.2)$$

V drückt den Volumenanteil aus, und die Indices L, W und E stehen für Luft, Wasser und Eis. Für Schnee mit einer Dichte von 100 bis 800 kg/m³ ergeben sich daraus Wärmeleitfähigkeiten zwischen 0.025 und 1.61 W/(m·K) (*Gray und Male*, 1981). Durch den hohen Porengehalt besitzt Neuschnee, aber selbst verdichteter Schnee, eine sehr geringe Wärmeleitfähigkeit.

Die Wärmespeicherkapazität eines Stoffes ist von seiner Dichte abhängig. Während des Alterungsprozesses des Schnees kommt es zu einer Erhöhung der Dichte und damit auch der Wärmespeicherfähigkeit.

Die **Wasserspeicherkapazität** des Schnees ist von seinem Porengehalt (Tab. 2.2) und seinem thermischen Zustand abhängig. Fällt Regen auf Schnee, dessen mittlere Temperatur unter 0 °C liegt, wird das Wasser im Schnee auf seinem Weg Richtung Boden gefrieren (*Gray und Male*, 1981). Befindet sich der Schnee in einem isothermen Zustand bei 0 °C, so wird das einsickernde Wasser zunächst durch kapillare Saugspannungskräfte vorangetrieben. Übersteigt der Wassergehalt ca. 1% (Vol.), wird die Gravitation zur treibenden Kraft (*Gray und Male*, 1981). Die Sickerung in einem homogenen Schneepaket kann mit dem Darcy'schen Fließgesetz beschrieben werden. Allerdings ist in Wirklichkeit ein Schneepaket durch die Abfolge von Metamorphose und neuerlichem Einschneien meist stark geschichtet. Eislamellen und Eisschichten können durch ihre sehr geringe Durchlässigkeit das Sickerwasser aufstauen. Im Laufe eines Regenereignisses bzw. der Schneeschmelze bilden sich Fliesskanäle aus, die den Sickerprozess beschleunigen.

2.1.3 Schneemessung und Messfehler

Zur Erfassung der räumlich-zeitlichen Variationen des Schneedeckenspeichers werden die folgenden Parameter benötigt (*Rau*, 1993):

Schneebedeckung A_s [%] Die Erfassung der Schneebedeckung ist terrestrisch nur eingeschränkt möglich. Meist ersetzt die visuelle Abschätzung im Gelände die exakten auf Fernerkundungsverfahren beruhenden photogrammetrischen Methoden. Für hydrologische Fragestellungen sollte die Abschätzung in 10 % - Schritten erfolgen, und für ein Gebiet immer durch denselben Beobachter durchgeführt werden. Da aber selbst erfahrenen Beobachtern grobe Fehler unterlaufen können, ist die photogrammetrische Methode für hohe Genauigkeitsansprüche unbedingt empfehlenswert.

Schneehöhe HS [cm] Zur Messung der Schneehöhe werden meist Lawinsonden verwendet, sie kann aber auch in Verbindung mit der Bestimmung des Wasseräquivalents erfolgen. Fehlerquellen können die großflächigen Hohlräume, die sich bei Strauchvegetation oder bei Krummholz ausbilden, darstellen. Die für definierte Messpunkte verwendeten Schneepegel beeinflussen das bodennahe Windfeld und damit die Ablagerung von Schnee. Schneepegel werden meist aus Metall oder Holz gefertigt, die durch ihre hohe Wärmeleitfähigkeit den Energiehaushalt in der Pegelumgebung verändern. Das gestörte Windfeld und der veränderte Energiehaushalt führen zu einer Eintiefung und zu einem frühzeitigen Ausapern in der Umgebung des Schneepegels. In unzugänglichen oder gefährdeten Bereichen werden sie mit Hilfe von Ferngläsern abgelesen.

Wasseräquivalent der Schneedecke SWE [mm] Dieses kann durch Schmelzen eines definierten Schneevolumens oder durch Wägung eines senkrecht zur Schneeoberfläche ausgestochenen Volumens ermittelt werden. Dabei wird das Wasseräquivalent aus Gewicht und Schneehöhe oder aus Schneehöhe und -dichte errechnet. Auf jeder Messfläche erfolgen 3-10 Messungen, von denen der Mittelwert gebildet wird. Zur automatischen Erfassung des Wasseräquivalents werden radioaktive Sonden und so genannte Snow Pillows verwendet. Erstere sind wegen der Störanfälligkeit und der Auflagen und Vorschriften nicht weit verbreitet. Snow Pillows werden oft in Kombination mit einem Schneelysimeter verwendet und registrieren den Auflagedruck des Schnees mit einer Wägeplatte bzw. die Steighöhe mit einem flüssigkeitsgefülltem Latex-Kissen. Aus dem Auflagedruck bzw. der Flüssigkeitssteighöhe wird das Wasseräquivalent errechnet. Durch den veränderten Energiehaushalt im Bereich der Messplatte kann es zu Schnee- und Eisbrückenbildung kommen, die zu großen Messfehlern führen. Im Randbereich der Messfläche kann die Brückenbildung durch wiederholte mechanische Störung der Schneedecke weitgehend vermieden werden. Die Eingrenzung der Messfläche mit Kunststoff- oder Metallwänden bewirkt durch deren hohe Wärmeleitfähigkeit eine raschere Ausaperung im Umfeld der Wände. Aber selbst die an die Schneehöhe immer wieder anzupassenden Wände können die Eisbildung auf der Messfläche nicht verhindern. Deshalb ist auch bei automatischen Messungen die regelmäßige gravimetrische Bestimmung des Wasseräquivalents zu empfehlen.

Schneedichte ρ [kg/m³] Die Schneedichte wird durch die Wägung einer horizontal aus der Schneedecke ausgestochenen Säule oder analog zur Wasseräquivalentbestimmung (Ausstechen und Wägen eines senkrecht zur Schneeoberfläche ausgestochenen Volumens) ermittelt.

Schneedeckenausfluss h_{AS} [mm] Zur Bestimmung des Schneedeckenausflusses aus dem Gebiet muss in hoher zeitlicher Auflösung (1 - 3 Tage) das Wasseräquivalent der Gebietsschneedecke gemessen werden. Die Schneedeckenausflusshöhe ergibt sich dann als der negative Saldo zweier aufeinander folgender Messungen. Wegen der dabei auftretenden Messungenauigkeiten werden zur direkten punktförmigen Messung Schneelysimeter (auch in Kombination mit Snow Pillows) mit einer höheren zeitlichen Auflösung verwendet. Dabei kann die vorhin schon beschriebene Schnee- und Eisbrückenbildung im Bereich des Lysimeterfläche auftreten. Dieser kann durch regelmäßige mechanische Störung der Schneedecke in den Randbereichen (außerhalb der Lysimeterfläche) entgegengewirkt werden. Eine andere Möglichkeit, die Eisbrückenbildung zu unterbinden, ist die Wahl einer im Vergleich zur Schneehöhe großen Auffangfläche (persönliche Mitteilung *Kirnbauer*, 2003). Die Vereisung an der Basis der Lysimeterschneedecke kann am besten durch eine Betonaufgabe vermieden werden. Durch eine randliche Abgrenzung entstehen die schon bei der Schneepegelmessung beschriebenen Probleme.

Zur hydrologischen Beurteilung des Schneedeckenspeichers müssen zusätzlich Schneeprofile, die aus Schneeschichtprofilen, Temperaturprofilen und Rammprofilen bestehen, aufgenommen werden. Außerdem sind als Interpretationshilfe meteorologische Messgrößen in hoher zeitlicher Auflösung erforderlich (*Rau*, 1993).

Die Genauigkeit der Messungen ist abhängig von der Auswahl von Messstellen und Messgeräten. Da aber viele Messungen manuell oder visuell durchgeführt werden, spielt auch der menschliche Faktor (Sorgfalt, Erfahrung, Konzentration, . . .) eine große Rolle. Geräte- und messtechnische Fehler sollten, wie bei der Niederschlagsmessung, mit 10-20 % angenommen werden (*Rau*, 1993).

Die Niederschlagsmessung mit Ombrometern ist konstruktionsbedingt mit systematischen Messfehlern durch Auffangverluste zufolge der Deformation des Windfeldes über dem Auffangbehälter behaftet. Dieser Fehler liegt im Mittel bei 2-10 % für flüssigen Niederschlag und bei 10-50 % für festen Niederschlag, kann aber weit über 100 % betragen. Dazu kommen noch Verluste zufolge Verdunstung und Benetzung, welche im Bereich 0-10 % liegen. (*Rubel*, 2001)

Rubel und Hantel (1999) verwenden einen aerodynamischen Korrekturfaktor für die Auffangverluste bei der Niederschlagsmessung:

$$Z = k \cdot (Z_m + \Delta Z_w + \Delta Z_e) \quad (2.3)$$

- Z korrigierte Niederschlagsmenge
- Z_m gemessene Niederschlagsmenge
- ΔZ_w Benetzungsverluste
- ΔZ_e Verdunstungsverluste
- k aerodynamischer Korrekturfaktor

Für festen Niederschlag ist der aerodynamische Korrekturfaktor von der Windgeschwindigkeit und der Temperatur abhängig:

$$k = e^{c_1 + c_2 \cdot v + c_3 \cdot \vartheta_L + c_4 \cdot v \cdot \vartheta_L} \quad (2.4)$$

v Windgeschwindigkeit [m/s], $1 < v \leq 7$ m/s
 ϑ_L Lufttemperatur [°C], $\vartheta_L \geq -12$ °C
 c_i Gerätekoeffizienten [-]

c_1	0.0459
c_2	0.2367
c_3	0.0180
c_4	-0.0154

Tabelle 2.4: Gerätekoeffizienten für einen Hellmann Regenschirm mit 200 cm²Auffangfläche, aus *Rubel und Hantel* (1999)

Die schneehydrologisch relevanten Parameter liegen aus Messungen in der Regel punktförmig vor, obwohl sie für die Schneeschmelzmodellierung flächenhaft erforderlich sind. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, zwischen Messstellen zu interpolieren und in unzugängliche Gebietsteile zu extrapolieren. Für die Extrapolation sollten je nach Relief realistische Fehlerabschätzungen mit bis zu 30 % kalkuliert werden (*Rau*, 1993). Die Inter- und Extrapolation der Schneedeckenparameter wird durch deren hohe räumlich-zeitliche Variabilität erschwert.

2.2 Betrachtung der Schneeschmelze am Punkt

Wird die Schneeschmelze an einem Punkt betrachtet, geht man von zwei Vereinfachungen aus: Es werden Energie- und Massenflüsse nur in vertikaler Richtung und nur der am Boden liegende Schnee betrachtet, d.h., das säulenförmige Kontrollvolumen ist oben durch die Atmosphäre, unten durch den Boden beschränkt.

Die im Schnee stattfindenden Prozesse werden in folgende Teilvorgänge gegliedert (*Kirn-bauer*, 1993b):

- Energieaustausch Schnee – Atmosphäre
- Interne Prozesse (Energie - und Massenflüsse)
- Energieaustausch Schnee – Boden
- Wassertransport in den Boden und auf der Bodenoberfläche

Die am Wärmeeintrag in ein Schneepaket beteiligten Komponenten sind die Strahlungsbilanz (Q^*), der Bodenwärmestrom (Q_B), der fühlbare Wärmestrom (Q_K), der latente Wärmestrom (Q_L) und der Wärmeeintrag durch Niederschlag (Q_N). Diese einzelnen Energieströme werden in der so genannten Wärmehaushaltsgleichung zusammengefasst:

$$Q^* + Q_L + Q_K + Q_B + Q_N + Q_S = 0 \quad (2.5)$$

Das Restglied Q_S stellt den Wärmehalt der Schneedecke dar. Bei Schmelze ist Q_S negativ, bei einem Wärmeverlust der Schneedecke positiv.

2.2.1 Strahlungsbilanz

Die von der Sonne auf die Erde eingestrahlte Energie (Solarkonstante = 1361 W/m^2) wird in der Atmosphäre durch Reflexion, Absorption und Streuung verändert und reduziert. Ein Teil der kurzwelligigen Strahlung gelangt als direkte Sonnenstrahlung (Q_D) auf die Erdoberfläche. An einem Schönwettertag bildet sie den Hauptanteil des Energieeintrages auf die Oberfläche.

Der in der Atmosphäre reflektierte und gestreute Teil der einfallenden Sonnenstrahlung erreicht die Erdoberfläche als diffuse Himmelsstrahlung (Q_H). Die an der Erdoberfläche gestreute Strahlung wird als terrestrische Strahlung (Q_T) bezeichnet. Die Summe aus diffuser Himmelsstrahlung, direkter Sonnenstrahlung und terrestrischer Rückstrahlung bildet die Globalstrahlung (Q_G).

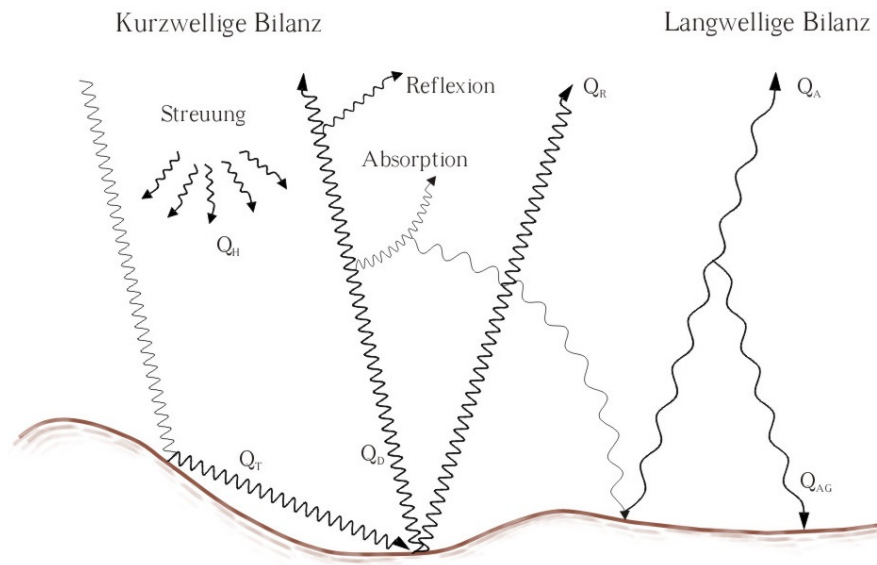


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der Strahlungsbilanz

Kurzwellige Strahlungsbilanz Q_{KW}

$$Q_{KW} = Q_D + Q_H + Q_T - Q_R \quad \text{oder} \quad Q_{KW} = Q_G \cdot (1 - a) \quad (2.6)$$

Q_D direkte Sonnenstrahlung

Q_H Himmelsstrahlung

Q_T terrestrische Strahlung

Q_R Rückstrahlung von der Erdoberfläche

Q_G Globalstrahlung, $Q_G = Q_D + Q_H + Q_T$

a relatives Rückstrahlvermögen der Erdoberfläche = Albedo, $a = \frac{Q_R}{Q_G}$

Langwellige Strahlungsbilanz Q_{LW}

Schnee strahlt von seiner Oberfläche Wärme ab, da Schnee für langwellige Strahlung ein schwarzer Strahler ist (Rabofsky et al., 1988). Die abgestrahlte Wärme wird als langwellige Ausstrahlung Q_A bezeichnet. Ein Teil der ausgestrahlten Energie wird von der Atmosphäre zurückgestrahlt (atmosphärische Gegenstrahlung Q_{AG}), der Rest entschwindet in den Weltraum.

$$Q_{LW} = Q_{AG} - Q_A \quad (2.7)$$

Strahlungsbilanz (Nettobilanz)

$$Q^* = Q_{KW} + Q_{LW} = Q_D + Q_H + Q_T - Q_R + Q_{AG} - Q_A \quad (2.8)$$

(Blöschl et al., 1987; Fitze, 2002)

2.2.2 Turbulente Wärmeströme

Der *fühlbare (konvektive) Wärmeübergang* wird durch die Bewegung der Luftteilchen verursacht, welche entweder durch Dichteströmung oder Wind entsteht. Der turbulente Wärmestrom ist proportional zu der Differenz aus Luft- und (Schnee-)Oberflächentemperatur. Der Proportionalitätsfaktor wird Wärmeübergangskoeffizient genannt und ist in komplexer Weise mit dem Temperatur-, Wind- und Feuchteprofil verknüpft (*Blöschl et al.*, 1987).

Der *latente Wärmeübergang* tritt auf, wenn feucht-warme Luft auf kaltem Schnee kondensiert. Dabei werden die freigewordene Kondensationswärme des Wassers, welche den Schnee zum Schmelzen bringt, und das Kondenswasser in die Schneedecke abgegeben. Der latente Wärmestrom ist proportional zur Differenz zwischen Wasserdampfdruck der Atmosphäre und Wasserdampfdruck über Schnee. Da die Kondensationswärme des Wassers viel größer ist als dessen Schmelzwärme, kann der latente Wärmestrom einen nicht unwesentlichen Beitrag zur Schneeschmelze liefern.

2.2.3 Bodenwärmestrom

Der Bodenwärmestrom ist für Energiebilanzen über kurze Zeiträume (bis zu einer Woche) eine unbedeutende Komponente, sodass die zufolge des Bodenwärmestroms produzierte Schmelzwassermenge vernachlässigt werden kann. Hingegen kann seine kumulative Wirkung über die gesamte Ablationsperiode durchaus von Bedeutung sein. (*Gray und Male*, 1981)

Im Hochgebirge wird der Bodenwärmestrom wegen seines geringen Betrages in der Schneeschmelzmodellierung wenig beachtet (*Blöschl et al.*, 1987; *Kirnbauer*, 1993b). Allerdings kann er in Gebieten mit niedriger Lage auf Grund der höheren mittleren Jahrestemperatur durchaus von Bedeutung sein.

In Österreich ist in Mittelgebirgslagen und in Südexposition bis 2200 m Seehöhe beim Aufgraben im Hochwinter kein gefrorener Boden anzutreffen (*Rabofsky et al.*, 1988).

2.2.4 Wärmeeintrag durch Niederschlag

Durch Regen erfolgt zwar nur eine geringe Energiezufuhr in die Schneedecke, jedoch ist der Aggregatzustand des Niederschlages für den Energie- und Massenhaushalt von großer Bedeutung. Neuschnee erhöht die Albedo und verringert somit die Energiezufuhr durch kurzwellige Strahlung.

In welcher Form der Niederschlag fällt, ist bedeutend von den Bedingungen an seinem Entstehungsort und von den „durchreisten“ atmosphärischen Schichten geprägt. Deshalb lässt sich nicht eine genaue Grenztemperatur, sondern nur ein Grenzbereich für den Übergang Schnee/Regen angeben. Der Übergangsbereich ist größer, wenn er auf Tagesmittel (-2 °C bis $+4,5\text{ °C}$) und nicht auf Terminwerte ($-0,5\text{ °C}$ bis $+3\text{ °C}$) bezogen wird (*Kirnbauer*, 1993b).

2.3 Modellierung der Schneeschmelze

Für verschiedene Anwendungen existieren Schneeschmelzmodelle unterschiedlicher Komplexität, die auch unterschiedliche Anforderungen an Eingangsdaten stellen. Die Wahl des Modells bei der Modellierung der Schneeschmelze ist wesentlich abhängig davon, ob die kurz- oder längerfristige Umlagerung des vom Niederschlag gegebenen Wasserdargebots von Bedeutung ist (*Blöschl et al.*, 1987). Die Unterteilung der Schneeschmelzmodelle kann nach verschiedenen Gesichtspunkten erfolgen (*Kirnbauer*, 1993b).

Kriterium: *Anwendungsart*

- operationelles Modell: geringe Anforderungen an Eingangsdaten, starke Vereinfachung der zu beschreibenden physikalischen Vorgänge
- forschungsorientiertes Modell: hohe Anforderungen an Eingangsdaten, meist Tiefengliederung des Schnees

Kriterium: *Simulationsdauer*

- Ereignismodell: benötigt Start- bzw. Anfangsbedingungen
- Kontinuierliches Modell: führt wichtige Zustandsgrößen bilanzierend mit

Kriterium: *Prozessnähe*

- Regressionsmodelle
- Konzeptmodelle
- physikalisch orientierte Modelle

Für längerfristige Umlagerungsvorgänge werden meist empirische oder stark vereinfachende Modellansätze herangezogen. Bei der Modellierung kurzfristiger Umlagerungsvorgänge ist eine detaillierte Beschreibung der physikalischen Abläufe erforderlich.

Empirische Betrachtungsweisen ergeben unter normalen Bedingungen gute Resultate, aber in Extremsituationen liefern physikalisch orientierte Modelle bessere Ergebnisse als Indexmethoden (*Blöschl et al.*, 1990).

Kriterium: *räumliche Gliederung*

- Ungegliederte (lumped) Modelle
- Gegliederte (distributed) Modelle

2.3.1 Operationelles Modell – forschungsorientiertes Modell

Blöschl und Kirnbauer (1991) stellen ein operationelles Schneeschmelzmodell (*Braun*, 1985) und ein forschungsorientiertes Modell (*Siemer*, 1988) für einen Punkt der Schneedecke vor. Die beiden Modelle werden nur hinsichtlich der *internen Prozesse* verglichen, die Energiezufuhr ist bei beiden gleich (Kapitel 2.3.4)

Das **forschungsorientierte Modell** beschreibt ein Schneepaket – bestehend aus Eis, Wasser, Wasserdampf und Luft – idealisiert als ein Kontinuum. Die Grundgleichungen bilden die Energie- und Massenerhaltungssätze und das Fließgesetz für poröse Medien nach Darcy. Weiters werden das Fourier'sche Gesetz der Wärmeleitung und das Fick'sche Diffusionsgesetz verwendet. Das Eindringen der kurzwelligen Strahlung in das Schneepaket wird durch ein exponentielles Extinktionsgesetz beschrieben. Die Verdichtung und die Setzung des Schnees werden durch einfache empirische Beziehungen wiedergegeben.

Im **operationellen Modell** wird die Wasserspeicherung im Schnee durch die Wasserhaltekapazität beschrieben, d.h., der Schnee kann Wasser bis zu einem gewissen Anteil, z.B. 10 %, seines Gewichtes einlagern, danach kommt es zum Abfluss. Die Verzögerung und Dämpfung der Schmelzwasserwelle werden nicht erfasst. Im Modell lässt der Wärmeverlust zunächst das Wasser gefrieren, dann wird er als Kältegehalt aufsummiert. Dieser ist durch einen Maximalwert begrenzt und muss wieder abgebaut werden, bevor Schneeschmelze einsetzen kann. Ein so genannter Kälteeintragsfaktor (factor of refreezing) reduziert die errechneten Wärmeverluste, sodass nur ein Teil dieser als Kältegehalt aufsummiert wird. Die Schneeoberflächentemperatur wird konstant auf 0 °C gesetzt.

Das forschungsorientierte Modell liefert in allen untersuchten Situationen gute Ergebnisse und ist bezüglich der Simulation der temporalen Änderung des Wassergehalts eindeutig überlegen. Das operationelle Modell verhält sich hinsichtlich Prozesswiedergabe und praktischer Relevanz unterschiedlich. Die Prozesswiedergabe wird an Hand der Variablen Kältegehalt und flüssiger Wassergehalt überprüft. Der Zeitpunkt des Beginns der Schmelze nach einer Kälteperiode wird gut abgeschätzt, aber die vorhin genannten Variablen werden vom einfacheren Modell nicht angemessen wiedergegeben.

2.3.2 Ereignismodell – kontinuierliches Modell

Das **kontinuierliche Modell** von *Anderson* (vorgestellt in *Kirnbauer* (1993a)) bilanziert den Auf- und Abbau der Schneedecke. Bei Schönwetter wird der Gradtagfaktor-Ansatz (Kapitel 2.3.3) mit einem jahreszeitlich variablen Gradtagfaktor verwendet. Fällt Regen auf Schnee, wird ein vereinfachter Energiebilanzansatz ohne Berücksichtigung der kurzwelligen Strahlung angewendet. Die internen Prozesse werden ähnlich zum operationellen Modell in Kapitel 2.3.1 empirisch modelliert. Der Prozentsatz der schneebedeckten bzw. schneefreien Oberfläche wird als Funktion des momentanen Schnee-Wasseräquivalents angesetzt. Das Modell kann prinzipiell mit jeder Flächengliederung eingesetzt werden.

Als Eingangsdaten dienen nur Lufttemperatur und Regenintensität. Wenn Regen auf Schnee fällt, werden für die langwellige Strahlungsbilanz default Werte eingesetzt, der

latente Wärmestrom wird über einen Parameter, der den Windeinfluss berücksichtigt, kalibriert.

Ein **Ereignismodell** wird in *Blöschl et al.* (1987, 1990) vorgestellt. Es enthält keine Schneedecken bilanzierenden Teile, sondern beschreibt nur den Schneedeckenabbau. Der Schmelzansatz basiert auf der Energiebilanz mit der Annahme, dass die Schneeoberflächentemperatur 0 °C beträgt. Wenn die Energiebilanz auf der Oberfläche negativ ist, wird ein Kältegehalt abhängig vom Schnee-Wasseräquivalent bis zu einem Maximalwert aufsummiert. Analog wird die Wasserspeicherung modelliert (Kapitel 2.3.1). Der Überschuss an Wasser wird ungedämpft, aber zeitverzögert abgegeben.

Das Einzugsgebiet ist in Höhenstreifen mit je 100 m vertikaler Ausdehnung gegliedert. Dabei gilt ein Streifen entweder als schneebedeckt oder als aper; Expositionsunterschiede werden nicht berücksichtigt. (*Kirnbauer*, 1993a)

Das Ereignismodell benötigt die Lage der Schneegrenze als Anfangsbedingung für den Schneedeckenzustand. Weitere Schneeparameter sind: Höhengradient des Wasseräquivalents, Kältegehalt, Reife- bzw. Trockengrenze. Die zahlreichen Eingangsdaten der Energiebilanz sind: Globalstrahlung, Albedo, langwellige Strahlungsbilanz, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Niederschlagsintensität. Viele dieser Parameter stehen oft nicht als Messgröße zur Verfügung. *Blöschl et al.* (1988) haben festgestellt, dass Lufttemperatur und Niederschlag den größten Einfluss im Energiebilanzmodell haben. Deswegen müssen diese als Messgrößen verfügbar sein und dürfen nicht auf Defaultwerte gesetzt oder simuliert werden.

2.3.3 Regressionsmodelle

Der Regressionsansatz ist die am weitesten verbreitete Methode zur saisonalen Schneeschmelzwasservorhersage (*Blöschl*, 1993). Dabei wird der Abfluss durch eine mit Regressionskoeffizienten gewichtete Linearkombination von Messwerten an Indexstationen geschätzt. Die Schneeverteilung in Einzugsgebieten ist durch lokale und regionale Einflüsse geprägt. Die Auswahl der Variablen (Niederschlags-, Abfluss-, Wasseräquivalentmesswerte, usw. von verschiedenen Messstationen) erfolgt entsprechend den örtlichen Gegebenheiten auf Grund statistischer Optimierungskriterien.

$$\phi(A) = a_0 + a_1 \cdot x_1 + a_2 \cdot x_2 + a_3 \cdot x_3 + \dots \quad (2.9)$$

- ϕ Transformationsbeziehung
- A Abfluss
- a_i Regressionskoeffizienten
- x_i Variable

Gradtag - Verfahren

Das Gradtag - Verfahren (Temperaturindexmethode) ist die am meisten verbreitete Regressionsmethode. Sie beschreibt den Energieaustausch an der Grenzfläche Schnee – Atmo-

sphäre. Dabei wird der Schmelzwasserabfluss an einem Gebietspegel nur in Abhängigkeit der positiven Temperatursumme parametrisiert.

$$h_M = DDF \cdot (T_{L,k} - T_{b,k}) \quad (2.10)$$

h_M	Schmelzrate [mm/d]
DDF	Gradtagfaktor (engl. degree-day factor) [mm/(°C·d)]
$T_{L,k}$	kritische bzw. maßgebende Lufttemperatur [°C]
$T_{b,k}$	kritische bzw. maßgebende Basistemperatur, oft 0 °C [°C]

Der Gradtag-Faktor (DDF) wird meist an Hand von historischen Daten durch Vergleich von Ablation und Temperaturgang bestimmt. Er ist im Winter klein und im späten Frühjahr groß. In der Literatur findet sich je nach Modell, nach Gebiet und nach Kalibrierungszeitraum eine sehr große Schwankungsbreite von 0.6 bis 47 mm/(°C·d) für den DDF (*Kirnbauer, 1993b*).

Obwohl der fühlbare Wärmestrom nur einen relativ geringen Anteil der Energiebilanz ausmacht, arbeiten sehr viele Modelle mit dem Gradtag - Verfahren. Das lässt sich damit erklären, dass die Temperatur auch als eine Parametrisierung der Strahlungsbilanz verwendet wird, weil der Temperaturverlauf eng dem Verlauf der Strahlung folgt (*Kirnbauer, 1993b*).

2.3.4 Physikalisch orientierte Modelle

Physikalisch orientierte Modelle versuchen die „Wirklichkeit“ mit physikalischen Gesetzen (Massen- und Energieerhaltungssätzen) zu beschreiben. Sie haben den Nachteil, dass sie große Mengen an Messdaten als Input benötigen. Die Anwendung von physikalisch orientierten Modellen ist außerdem auf eine gewisse Gebietsgröße – ca. 5–10 km² – beschränkt, darüber hinaus liefern sie ähnliche Ergebnisse wie Konzeptmodelle (*Tuteja und Cunnane, 1999*).

Das in *Blöschl et al. (1987, 1988)* beschriebene Modell basiert auf der detaillierten Beschreibung der physikalischen Phänomene, die die Schneeschmelze beeinflussen, an einem Punkt der Schneedecke. Bei diesem Modell wird der Teilprozess Energieaustausch Schnee – Atmosphäre wiedergegeben. Der Energieeintrag an der Schneeoberfläche wird durch die kurz- und langwellige Strahlung bei unterschiedlicher Bewölkung und durch die turbulenten Austauschvorgänge beschrieben. Die Abschwächung der Strahlung durch die Atmosphäre wird durch die Trübungsfaktoren in Abhängigkeit von der Bewölkung empirisch erfasst.

Das „ABC-Modell“ von *Williams und Tarboton (1999)* versucht die Lücke zwischen Index-Methoden und physikalisch orientierten Modellen zu schließen. Es berechnet aufgrund einzelner Schneeschmelzmessungen und Topographie die räumliche Verteilung der Schneeschmelze in einem Gebiet. Im Modell wird folgende Annahme getroffen: Die räumliche

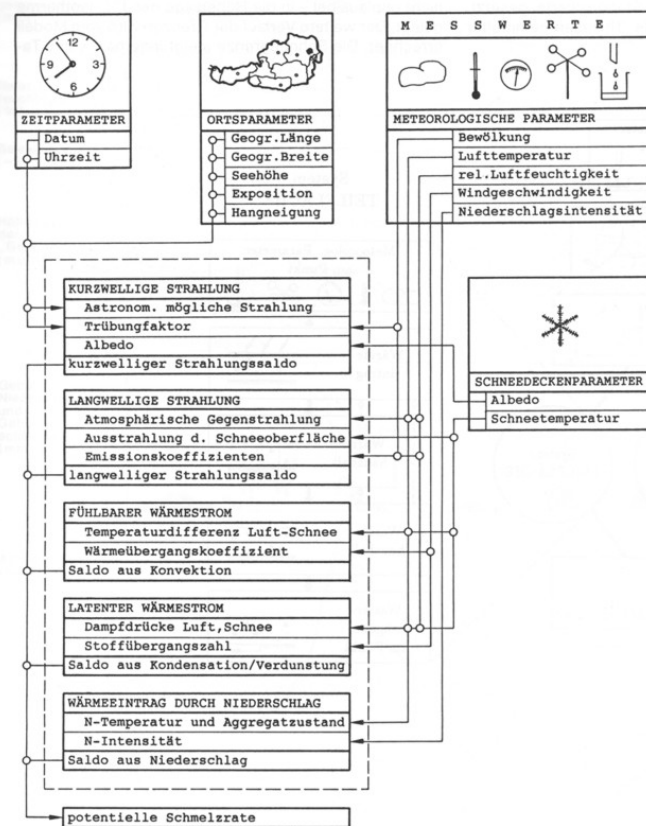


Abbildung 2.3: Übersichtsstruktur zum Punktmodell Wärmeeintrag in den Schnee, aus *Blöschl et al.* (1987)

Verteilung der Schmelzenergie ist in drei (zeitabhängige) Komponenten gegliedert, eine ist räumlich konstant, die zweite ist von der Höhe, die dritte von der Strahlung abhängig.

$$h_{Mi} = \max[(A(t) + B(t) \cdot H_i + C(t) \cdot Q_{G_0,i}), 0] \quad (2.11)$$

h_{Mi} Schmelze ausgedrückt in SWE

A topographisch unabhängige Komponente, steht für den Basisschmelzabfluss zufolge der Wetterverhältnisse während eines Zeitschrittes

B höhenabhängige Komponente, steht stellvertretend für den Einfluss der Temperatur (höhenabhängig) auf die Schmelze

C strahlungsabhängige Komponente, beschreibt die Auswirkung der Atmosphäre auf die einfallende Sonnenstrahlung, sowie den Einfluss der Albedo

H_i Höhe am Punkt i

$Q_{G_0,i}$ extraterrestrische Strahlung, integriert über den Zeitschritt

Die Energiefaktoren A , B und C sind während eines Zeitschrittes für das gesamte Gebiet konstant, aber sie ändern sich von Zeitschritt zu Zeitschritt. Die Terme H_i und $Q_{G_0,i}$ werden für Punkte des Gebietes aus einem digitalen Höhenmodell errechnet. Das Modell

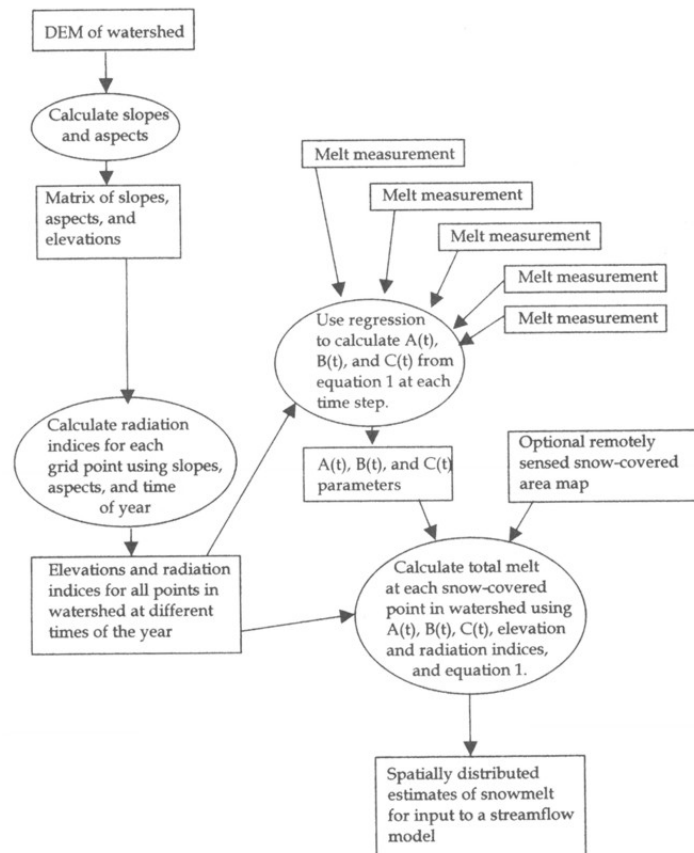


Abbildung 2.4: Struktur des „ABC“-Modells, aus *Williams und Tarboton (1999)*

benötigt Schneeschmelzmesswerte an einigen Punkten (index points) im Gebiet, um Gleichung (2.11) in jedem Zeitschritt zu kalibrieren. Die Messungen an diesen Index-Punkten sollen idealerweise automatisch erfolgen und online zu einem Rechner übertragen werden. Dieser kann dann mit Hilfe der Messwerte die Komponenten A , B und C für jeden Zeitschritt errechnen.

2.3.5 Räumlich gegliederte Modelle

Das Modellgebiet wird je nach Topographie, Größe und Homogenität des Einzugsgebietes (früher auch je nach Rechnerleistung) unterschiedlich stark in Einheiten gegliedert. Das Schneeschmelz- und das Abflussmodell können dabei unabhängig voneinander unterteilt werden. Abbildung 2.5 zeigt gängige Arten der Flächengliederung.

Alle gegliederten Schneeschmelzmodelle gehen von einheitlichen Parametern und Prozessen innerhalb einer Einheit aus. Weiters wird angenommen, dass die Parameter im lokalen Maßstab (Größenordnung einer Messstation ca. 1 m) mit denen im Elementmaßstab (z.B. 20-500 m) übereinstimmen (*Kirnbauer et al., 1994*).

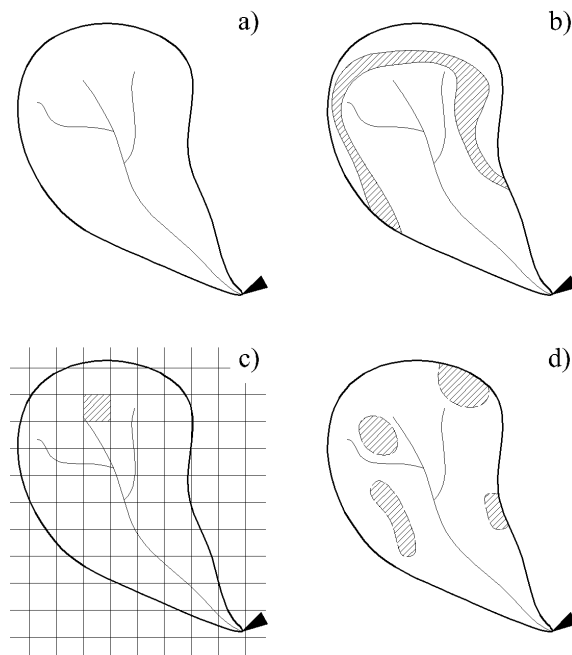


Abbildung 2.5: Möglichkeiten der Flächengliederung von Schneeschmelzmodellen, nach *Kirnbauer* (1993b)

- a) ohne räumliche Unterteilung
- b) Höhengliederung
- c) Rastergliederung
- d) homogene Teilflächen

Eine Höhengliederung ist erst ab einem Höhenunterschied von ca. 500 m sinnvoll, da sonst der Effekt des Höhenunterschiedes mit anderen Einflüssen so stark überlagert ist, dass er nicht deutlich hervortritt. Die Unterteilung nach dem Rastersystem ist v.a. bei Vorhandensein eines digitalen Höhenmodells (DHM) zweckmäßig. Die Gliederung in homogene Teilflächen setzt die Existenz von weitreichenden Informationen über das Gebiet voraus und ist am besten in Kombination mit einem geographischen Informationssystem (GIS) anwendbar (*Kirnbauer*, 1993b).

Die Grenzen der Anwendbarkeit für gegliederte Schneeschmelzmodelle sind (*Kirnbauer et al.*, 1994):

- die sehr große Heterogenität in der Hydrologie
- der Unterschied in den Maßstäben der beobachteten und der Modellparameter
- die große Anzahl an Modellparametern
- das Problem der Beobachtbarkeit – Testbarkeit

Höhengliederung

Das Modell von *Blöschl et al.* (1990) wurde bereits in Kapitel 2.3.2 als Beispiel für ein Ereignismodell angeführt. Die Unterteilung des Modells erfolgt in Höhenstreifen mit 100 m vertikaler Ausdehnung. Sie sind entweder schneebedeckt oder aper und homogen in Bezug auf die Schneebedeckung. Vegetation, Neigung und lokale Beschattungsphänomene werden nicht erfasst. Die Schneeschmelzen werden für jeden Streifen getrennt ermittelt und nach einer Flächengewichtung superpositioniert. Die so ermittelte Schmelze fließt in das Abflussmodell ein.

Für kurze Modelllaufzeiten (ein Tag) bei Schönwetter haben die vertikale Ausdehnung der Höhenstreifen, die Kältespeicherungskapazität und der Gradient des Wasseräquivalents nur einen geringen, Albedo und Wasserspeicherkapazität mäßigen Einfluss. Bei Regen hingegen ist die Wasserspeicherkapazität der wichtigste Parameter, da er die Speicherung des Regenwassers beeinflusst. Für längere Bilanzierungsperioden (Wochen, Monate) wird die Albedo zum dominierenden Faktor.

Rastergliederung

Das Einzugsgebiet wird in Rasterelemente (Einheiten) unterteilt. Prozesse, die auf einem kleineren Maßstab als die Rastergröße auftreten, werden parametrisiert dargestellt, während Prozesse mit einem Maßstab größer als die Rastergröße explizit als Änderung von Element zu Element auftreten (*Kirnbauer et al.*, 1994). Für jedes Element wird z.B. ein Energiebilanzmodell angewendet, welches für jede Einheit Eingangsgrößen benötigt. Die Daten der Messstellen müssen also interpoliert werden, sodass für jedes Rasterelement Eingangsgrößen vorhanden sind.

2.4 Modellierung der Gletscherschmelze

Die Energiebilanz der Eisschmelze unterscheidet sich von der der Schneesichelze aufgrund der unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften von Schnee und Eis. Die höhere Verdampfungswärme von Eis wirkt sich auf die turbulenten Wärmeströme aus, die Strahlungsbilanz des aperen Gletschers wird durch die niedrigere Albedo von Gletschereis (Kapitel 2.5.1) beeinflusst.

Escher-Vetter (1980, 2000) verwendet eine Energiebilanzmethode zur Berechnung der Schnee- und Eisschmelze. Der fühlbare und der latente Wärmestrom werden nach Gleichung (2.12) und Gleichung (2.14) berechnet.

$$Q_K = -\alpha \cdot (T_O - T_L) \quad (2.12)$$

α Wärmeübergangskoeffizient der Oberfläche [W/(m²·K)]
 T_O Temperatur der Oberfläche [K]
 T_L Lufttemperatur [K]

$$\alpha = 5.7 \cdot \sqrt{v} \quad (2.13)$$

v Windgeschwindigkeit [m/s]

$$Q_L = \alpha \cdot \frac{0.623 \cdot r_E}{p \cdot c_{pL}} \cdot (e_L - E_O) \quad (2.14)$$

0.623 Verhältnis der Molzahlen von Luft zu Wasser [-]
 r_E Verdampfungswärme Schnee bzw. Eis [J/kg]
 p Luftdruck [mbar]
 c_{pL} spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck [J/(kg·K)]
 e_L Wasserdampfdruck der Luft [mbar]
 E_O Sättigungsdampfdruck bei der Temperatur der Oberfläche [mbar]

Zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes auf dem Gletscher (2.12) wird die Lufttemperatur mit Temperaturgradienten, die vom Bewölkungsgrad und der Uhrzeit bzw. von der Art des Niederschlags abhängen, ermittelt. Es besteht also kein Unterschied in der Ermittlung des fühlbaren Wärmestromes zwischen Schnee und Eis.

Beim latenten Wärmestrom (2.14) wird zwischen Schnee- und Eisschmelze nur durch die Verdampfungswärme (für Schnee 2.50 MJ/kg, für Eis 2.83 MJ/kg) unterschieden.

Plummer und Phillips (2003) wenden in ihrem Energie- und Massenbilanzmodell eine Parametrisierung nach *Paterson* (2001) mit dimensionslosen Transferkoeffizienten zur Modellierung der turbulenten Flüsse an:

$$Q_K = \rho_L \cdot c_{pL} \cdot k_K \cdot v \cdot (T_L - T_s) \quad (2.15)$$

- ρ_L Dichte der Luft [kg/m³]
- c_{pL} spezifische Wärmekapazität der Luft, bei konstantem Druck [J/(kg·K)]
- k_K „bulk“ Transferkoeffizient [-]
- v Windgeschwindigkeit [m/s]
- T_L Lufttemperatur [K]
- T_s Oberflächentemperatur des Schnees [K]

für den fühlbaren Wärmestrom und

$$Q_L = \rho_L \cdot k_L \cdot v \cdot (\lambda_v + \lambda_f) \cdot (e_L - q_s) \quad (2.16)$$

- ρ_L Dichte der Luft [kg/m³]
- k_L „bulk“ Transferkoeffizient [-]
- v Windgeschwindigkeit [m/s]
- λ_v spezif. Verdampfungswärme [J/kg]
- λ_f spezif. Kondensationswärme [J/kg]
- e_L Wasserdampfdruck der Luft [mbar]
- e_s Wasserdampfdruck der Luft über dem Schnee [mbar]

für den latenten Wärmestrom.

Paterson (2001) gibt für die Transferkoeffizienten für Eis einen ca. 30% größeren Wert als für Schnee an.

Oberfläche	k_K	k_L
Schnee	0.00130 - 0.00166	0.00150 - 0.00204
Eis	0.00190 - 0.00390	0.00220 - 0.00390
Schnee / Eis	0.00200	0.00200

Tabelle 2.5: Dimensionslose Transferkoeffizienten für schmelzende Schnee- und Eisoberflächen nach verschiedenen Autoren, aus *Paterson* (2001)

Hock (1999) hingegen verwendet zur Schnee- und Eisschmelzmodellierung keinen Energiebilanzansatz, sondern eine erweiterte Temperatur-Index-Methode unter Einbeziehung der Globalstrahlung. Die Schmelze von Schnee, Firn bzw. Eis wird berechnet nach:

$$h_M = \begin{cases} \left(\frac{1}{n} \cdot DDF + \kappa_{s/f/i} \cdot Q_{KW_0} \cdot \frac{Q_{GS}}{Q_{KW_S}} \right) \cdot (\vartheta_L - \vartheta_0) & \text{für } \vartheta_L > \vartheta_0 \\ 0 & \text{für } \vartheta_L \leq \vartheta_0 \end{cases} \quad (2.17)$$

- M Schmelzrate [mm/Zeitschritt]
- n Anzahl der Zeitschritte pro Tag [-]
- DDF Schmelzfaktor (melt factor) mit identischen Werten für Schnee, Firn und Eis [mm/(°C·d)]
- κ empirische Koeffizienten für Schnee, Firn und Eis [(mm/W)·m²/(°C·d)]
- Q_{KW_0} potentielle direkte kurzwellige Strahlung (abhängig von Beschattung, Neigung, Ausrichtung, Uhrzeit, Jahreszeit) [W/m²]
- Q_{KW_S} potentielle direkte kurzwellige Strahlung für eine meteorologische Station [W/m²]
- Q_{GS} beobachtete Globalstrahlung an der meteorologischen Station [W/m²]
- ϑ_L Lufttemperatur [°C]
- ϑ_0 Grenztemperatur für Schmelze [°C]

2.5 Ansätze zur Parametrisierung der Albedo

Obwohl die Albedo von Schnee einen großen Einfluss auf die Gebietsschneesmelze und die Schneeverteilung besitzt (*Blöschl et al.*, 1991b), ist ihre Modellierung weit weniger fortgeschritten als die Modellierung von anderen Elementen der Strahlungsbilanz. Dies mag zum Teil an Schwierigkeiten bei der Messung liegen (*Kirnbauer et al.*, 1994).

Die Albedo von Schnee (Kapitel 2.2.1) ist von der Wellenlänge der einfallenden Strahlung abhängig. Für langwellige Strahlung ist sie praktisch Null, für kurzwellige Strahlung sinkt die Albedo mit zunehmender Dichte der oberen Schneelage, zunehmendem Schneeealter und zunehmender Sonnenhöhe bei Schönwetter (*Blöschl et al.*, 1987). Bei Schlechtwetter und junger Schneedecke hat die Sonnenhöhe keinen Einfluss auf die Albedo.

Tabelle 2.6 zeigt eine Zusammenfassung von Mittelwerten der Albedo von Neuschnee, Altschnee und Firn im Alpenraum (*Müller*, 1984).

Neuschnee	trocken		0.80 - 0.95
	nass		0.68 - 0.90
Altschnee	rein	trocken	0.70 - 0.80
		nass	0.55 - 0.67
	verschmutzt		0.45 - 0.59
Firn	rein	trocken	0.63
		nass	0.54
	verschmutzt		0.25 - 0.46

Tabelle 2.6: Mittelwerte der Albedo von Schnee und Firn, aus *Müller* (1984)

Der am meisten verbreitete Ansatz zur Parametrisierung der Albedo geht von einer exponentiellen Abnahme der Albedo mit dem **Schneeealter** aus (aging curve approach). Eine Alterungsfunktion wird in *U.S. Army Corps of Engineers* (1956) angegeben.

$$a_{d+1} = a_d \cdot (1 - 10^{\eta + \gamma \cdot t_s}) \quad (2.18)$$

mit

- a Albedo [-]
- t_s Alter der Schneeoberfläche [d]
- η Konstante [-]
- $\eta = \begin{cases} -1.22 & \text{für Akkumulationsphasen} \\ -0.95 & \text{für Ablationsphasen} \end{cases}$
- γ Abnahmerate der Albedo [1/d]
- $\gamma = \begin{cases} -0.069 & \text{für Akkumulationsphasen} \\ -0.070 & \text{für Ablationsphasen} \end{cases}$

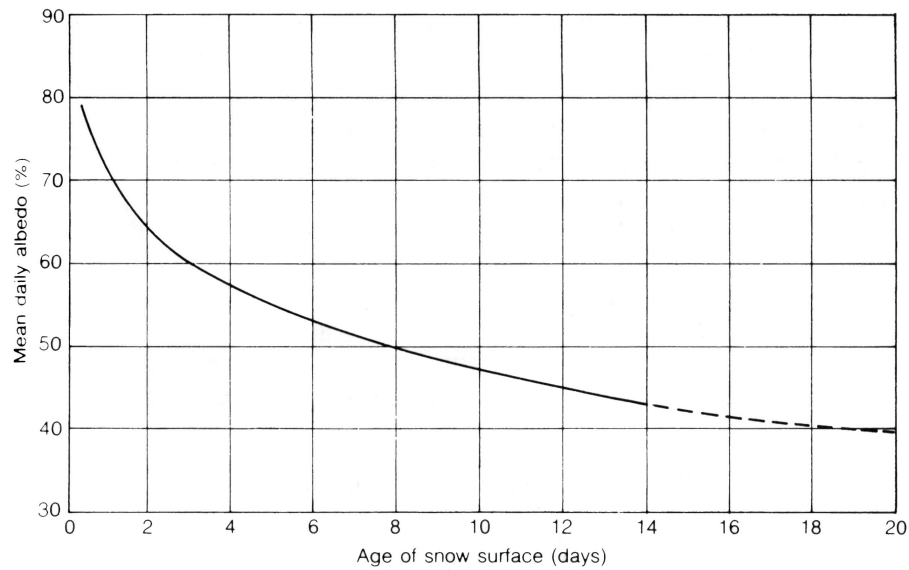


Abbildung 2.6: Aging curve approach für die Ablationsphase, aus *Gray und Male* (1981)

In Abbildung 2.6 ist dieser Zusammenhang graphisch dargestellt. Obwohl die Albedo tatsächlich mit der Zeit (seit dem letzten Schneefall) abnimmt, ist dies nicht die eigentliche Ursache. Vielmehr bewirken die Metamorphose des Schnees (Änderung der Korngröße und -form und der Dichte) und die Einlagerung von Schmutzpartikeln eine Verringerung der Albedo mit der Zeit.

Trofimova (1970) parametrisiert die zeitliche Änderung der Albedo mit der **Netto-Energieflussdichte oberhalb der Schneeoberfläche**.

$$\begin{aligned} a &= a_N && \text{für Schneefallperioden} \\ \frac{da}{dt} &= -c \cdot (a - b) \cdot Q \cdot H(Q) && \text{sonst} \end{aligned} \quad (2.19)$$

- a Albedo [-]
- a_N Neuschneealbedo [-]
- Q Netto-Energieflussdichte oberhalb der Schneedecke [W/m^2]
- H Heaviside'sche Einheitsstufenfunktion [-]
- $H(Q) = \begin{cases} 0 & \text{für } Q < 0 \\ 1 & \text{für } Q > 0 \end{cases}$
- b untere Grenze der Albedo [-]
- c Grad der Albedoänderung [$\text{m}^2/(\text{W} \cdot \text{h})$]; muss aus gleichzeitigen Messungen von Albedo und Energiebilanz bestimmt werden

Die Lösung der Differentialgleichung (2.19) für Zeitintervalle $\Delta t = t_2 - t_1$, in denen Q in erster Näherung konstant ist, ergibt:

$$a(t_2) = b + (a(t_1) - b) \cdot e^{-c \cdot Q \cdot H(Q) \cdot \Delta t} \quad (2.20)$$

Trofimovas Untersuchungen liefern die besten Ergebnisse für $0.40 \leq b \leq 0.48$, aber leider sind die zugehörigen Werte für die Konstante c in ihrer Arbeit nicht dokumentiert (*Siemer*, 1988). Also müssen die Konstanten b und c aus Messungen, bei denen Energiebilanz und Albedo gleichzeitig ermittelt wurden, abgeleitet werden.

In *Blöschl et al.* (1987) wird der folgende Ansatz unter Berücksichtigung der Einflussgrößen **Schneedichte**, **Schneeealter**, **Sonnenhöhe** für die Albedo verwendet. Dabei entspricht der Faktor $f_{Schneeealter}$ dem aging curve approach.

$$a = a_0 \cdot f_{Dichte} \cdot f_{Schneeealter} \cdot f_{Sonnenhöhe} \quad (2.21)$$

$$\begin{aligned} a_0 &= 0.9 \\ f_{Dichte} &= 1.06 - 0.0006 \cdot \rho_s \\ f_{Schneeealter} &= 0.7 + 0,3 \cdot e^{-0,1 \cdot t_s} \\ f_{Sonnenhöhe} &= \begin{cases} 1.0 & \rho < 0,4 \text{ oder } B \geq 0.8 \\ 0.85 + 0.4 \cdot e^{-0.03 \cdot \psi} & \rho \geq 0.4 \text{ und } B < 0.8 \end{cases} \end{aligned}$$

- a Albedo der Schneedecke [-]
- a_0 Albedo bei bestimmten Bedingungen [-]
- B Bewölkung [-]
- t_s Alter der Schneeoberfläche [d]
- ρ_s Dichte des Schneepakets [kg/m³]
- ψ Winkel zwischen Sonne und Schneeoberfläche [°]

Segal et al. (1991) geben eine Parametrisierung der Albedo in Abhängigkeit des **Einfallswinkels der Sonne** an. Durch die Betrachtung von nur kurzen Zeiträumen (wenige Stunden) werden keine Einflüsse aus Schneeealter, Veränderung der Korngröße oder Dichte berücksichtigt.

$$a = 0.5 \cdot (a_{vo} + a_{io}) + 0.32 \cdot f(\theta_z) \quad (2.22)$$

mit

$$f(\theta_z) = \frac{1}{b} \cdot \left(\frac{b+1}{1+2 \cdot b \cdot \cos\theta_z} - 1 \right) \quad (2.23)$$

$$\begin{aligned} b &= 2 \\ f(\theta_z) &= \begin{cases} 0 & \text{wenn } \cos\theta_z > 0.5 \\ f(\theta_z = 80^\circ) & \text{wenn } \theta_z > 80^\circ \end{cases} \end{aligned}$$

- a Albedo von Schnee [-]
- a_{vo} Albedo bei $\leq 0.7 \mu\text{m}$ Wellenlänge [-]
- a_{io} Albedo bei $> 0.7 \mu\text{m}$ Wellenlänge [-]
- θ_z Zenitwinkel [°]

Die Werte für a_{vo} und a_{io} stellen typische Werte für Neuschnee und Zenitwinkel $< 60^\circ$ dar.

Lefebre et al. (2003) modellieren die Oberflächenalbedo Grönlands und stellen in einem Schnee – Eis Modell die Albedo als Funktion der **Schneehöhe**, und der **Korngröße** dar. Wenn die Schneehöhe während der Schmelze weniger als 10 cm beträgt, wird eine lineare Funktion zwischen der Schnee- und Eisalbedo ($a = 0.58$) angesetzt. Ist gar kein Schnee mehr vorhanden, variiert die Albedo zwischen 0.58 (Eis) und 0.15 (Wasser) als eine exponentielle Funktion des angesammelten oberflächigen Schmelzwassers. Für Schneehöhen größer 10 cm wird eine leicht veränderte Parametrisierung nach *Brun et al.* (1992) – unter Vernachlässigung des Schneeaalters – verwendet:

$$\begin{aligned} a_{0.3-0.8\mu m} &= 1 - 1.58 \cdot d^{1/2} \\ a_{0.8-1.5\mu m} &= 1 - 15.4 \cdot d^{1/2} \\ a_{1.5-2.8\mu m} &= 346 \cdot d - 32.31 \cdot d^{1/2} + 0.88 \end{aligned} \quad (2.24)$$

a Albedo von Schnee [-]

d optische Korngröße [m]; entspricht der sphärischen Korngröße eines theoretischen Schneepakets, dessen Albedo gleich ist dem des betrachteten Schneepakets

Es existieren diverse Ansätze von *Marshall und Warren*, *Caroll und Fitch* und von *Brun et al.* (alle zitiert in *Kirnbauer et al.* (1994)), die die **Korngröße** und den **Einfallswinkel der Sonne** berücksichtigen. *Choudhury und Chang* (1981) verwenden zur Parametrisierung der Schneecalbedo neben den vorhin genannten Einflussgrößen auch die **Bewölkung**. *Rohrer* (zitiert in *Kirnbauer et al.* (1994)) parametrisiert die Albedo als Funktion der **Lufttemperatur**.

Im empirischen Modell von *Siemer* (1988), welches u.a. auf dem Ansatz von *Choudhury und Chang* (1981) basiert, wird die effektive Albedo aus der **Clear Sky Zenit Albedo** in Abhängigkeit der **Bewölkung** und des **Sonnenstandes** errechnet. Die Sonnenhöhe hat erst ab Zenitdistanzen $> 60^\circ$ einen Einfluss auf die Albedo; in diesem Bereich nimmt die Albedo linear mit der Zenitdistanz zu.

$$a(a_{csz}, B, \theta_z) = a_{csz} + (1 - a_{csz}) \cdot a_{csz}^3 \cdot \left[x \cdot B^2 + (y + z \cdot N^2) \cdot e^{1 - \frac{1}{(1 - \cos \theta_z)^2}} \right] \quad (2.25)$$

mit $x = 1.0$, $y = 1.0$, $z = -1.3$

a effektive Albedo[-]

a_{csz} Clear Sky Zenit Albedo [-]

B Bewölkung [-]

x, y, z Koeffizienten [-]

θ_z Zenitwinkel [°]

Eine Alternative zur Parametrisierung stellt die Simulation in Abhängigkeit von verschiedenen Parametern dar.

Über die räumliche Verteilung der Albedo in Einzugsgebieten ist relativ wenig bekannt. *O'Neill und Gray* (zitiert in *Kirnbauer et al.* (1994)) vergleichen Punkt- und Gebietsalbedo und kommen zu dem Schluss, dass Punktmessungen gute Anhaltspunkte für Gebietswerte darstellen.

2.5.1 Albedo des aperen Gletschers

Die Albedo des aperen Gletschers unterliegt zwar keiner durch eine Metamorphose (wie beim Schnee) bedingten zeitlichen Veränderung, aber sie ist durchaus von der Verschmutzung der Eisfläche abhängig. In der Literatur wird die Albedo von Gletschereis mit 0.2 bis 0.45 angegeben. Manchmal erfolgt auch eine Unterscheidung in unreines Eis (0.2-0.3) und reines Eis (0.3-0.45).

Im Laufe der Feldmesskampagne HyMEX98 auf dem Vernagtferner (*Weber*, 2001) wurden auf dem ausgeaperten Gletscher u.a. Albedomessungen durchgeführt. In Abbildung 2.7 sind die Halbstundenmittel der Albedo an einem wolkenlosen und an zwei teilweise bewölkten Tagen ersichtlich. Bei wolkenlosem Himmel ist die Albedo um die Mittagszeit sehr niedrig (0.17-0.20) und kann in den Vormittags- und Nachmittagsstunden bis zum 1.5-fachen Wert ansteigen (*Weber et al.*, 2002). In Abbildung 2.7 ist der typische parabolische Tagesgang (mit dem Minimum zum Zeitpunkt des Sonnenhöchststandes) ersichtlich (*Weber et al.*, 2002), welche eine Folge der Richtungsabhängigkeit der Reflektivität des Eises für die direkte Sonnenstrahlung ist (*Weber*, 2001). Dieser Effekt kann auch visuell beobachtet werden: Je flacher man auf die Eisfläche blickt, desto heller erscheint sie (*Weber*, 2001). Ist der Himmel teilweise bedeckt, reduziert sich das Verhältnis der diffusen zur direkten Sonnenstrahlung und damit der Tagesgang der Albedo; ein leicht trüber Himmel erhöht damit die Energiezufuhr auf dem Gletscher (*Weber*, 2001).

Dirmhirn und Trojer (1955) geben folgende – aus 14-tägigen Messungen am Hintereisferner, Ötztaler Alpen, ermittelten – Mittelwerte für Albedo des aperen Gletschers an:

Zustand des Gletschereises	Albedo
rein	0.410
verschmutzt	0.228

Tabelle 2.7: Mittelwerte der Albedo für Gletschereis, nach *Dirmhirn und Trojer* (1955)

Müller (1984) zitiert für die Albedo von Gletschereis diverse Literaturstellen. Die Albedowerte für reines Eis reichen dabei von 0.34 bis 0.42, für verschmutztes von 0.13 bis 0.29.

Paterson (2001) listet Bereiche und Mittelwerte der Albedo für verschieden stark verschmutzte Eisflächen auf:

Verschmutzungsgrad der Eisfläche	Bereich	Mittelwert
rein	0.34 - 0.51	0.40
leicht verschmutzt	0.26 - 0.33	0.29
stark verschmutzt	0.15 - 0.25	0.21
mit Schutt bedeckt	0.10 - 0.15	0.12

Tabelle 2.8: Albedo für Eisflächen, aus *Paterson* (2001)

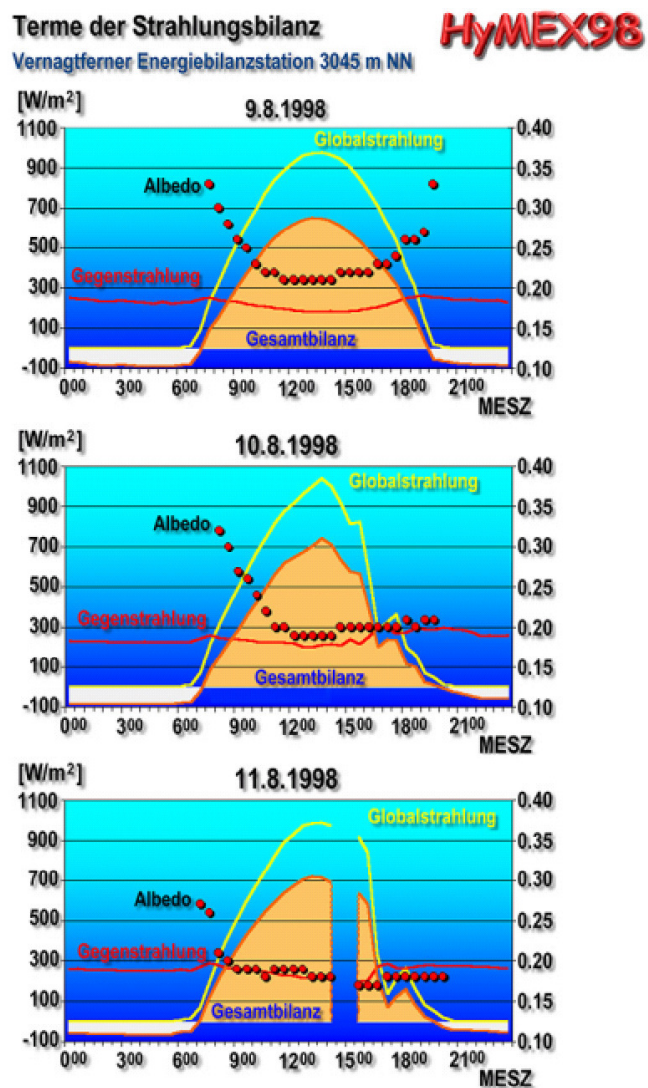


Abbildung 2.7: Halbstundenmittel der Albedo an einem wolkenlosen Tag (9.8.1998) und an zwei teilweise bedeckten Tagen (10. und 11.8.1998), aus *Weber* (2001)

3 Beschreibung des Schneeschmelzmodells nach Blöschl

Die Grundlage der weiteren Arbeit bildet ein Schneeschmelzmodell von *Blöschl* (Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Technische Universität Wien), welches in manchen Punkten verändert und ergänzt wird (Kapitel 4).

Das Schneeschmelzmodell von *Blöschl* ist ein flächendetailliertes Konzeptmodell (*Blöschl et al.*, 1991a). Die benötigten Geländedaten – wie Seehöhe, Hangneigung, Krümmung und Ausrichtung der Flächen des Einzugsgebietes – werden aus einem digitalen Höhenmodell ermittelt. Schneeakkumulation und -schmelze werden für jedes Rasterelement simuliert, wobei die Schneebedeckung über ein Element als homogen vorausgesetzt wird.

3.1 Interpolation der Daten

Die beim flächendetaillierten Modell für jedes Element benötigten meteorologischen Eingangsdaten (Kapitel 2.3.5) werden folgendermaßen interpoliert: Basierend auf Messungen von zwei meteorologischen Stationen sinkt die Lufttemperatur bzw. steigt die Windgeschwindigkeit linear mit zunehmender Seehöhe. Es werden aber keine positiven Temperaturgradienten zugelassen. Die relative Luftfeuchte und der Bewölkungsgrad werden als konstant über das Gebiet betrachtet. Der Niederschlag steigt linear mit zunehmender Seehöhe (30%/km). Bei Schneefall wird die abgelagerte Schneemenge aufgrund von Windverfrachtung, Gravitation und Vegetation korrigiert.

3.2 Energiebilanz

Die Komponenten der Energiebilanz werden in Stundenschritten für jedes Rasterelement berechnet. Eine genaue Beschreibung des Punktmodells findet sich in *Blöschl et al.* (1987); die erfassten Phänomene und die notwendigen Eingangsdaten sind in Abbildung 2.3 dargestellt.

Die an einer meteorologischen Station gemessene Globalstrahlung wird in Abhängigkeit des Bewölkungsgrades in Diffus- und Direktstrahlung aufgeteilt. Die diffuse Himmelsstrahlung ist über das gesamte Gebiet konstant, während die Direktstrahlung in Abhängigkeit von Hangneigung und Beschattung errechnet wird. Die terrestrische Strahlung wird vernachlässigt.

Zur Ermittlung der kurzwelligen Albedo wird der aging curve approach (Kapitel 2.5) verwendet. Für kleine Schnee-Wasseräquivalentwerte wird die Albedo nach oben hin begrenzt, da bei geringer Schneehöhe die Annahme der Homogenität der Schneedecke über das gesamte Rasterelement unrealistisch ist (Blöschl *et al.*, 1991a). Der Aggregatzustand des Niederschlags wird mit einer konstanten Feuchtttemperatur von 1 °C festgelegt.

Die atmosphärische Gegenstrahlung Q_{AG} wird auf der Grundlage der Lufttemperatur, des Dampfdrucks und der Bewölkung parametrisiert (Gleichung 3.1). Die langwellige Ausstrahlung Q_A wird über die Schneetemperatur mit dem Stefan-Boltzmann-Gesetz berechnet (Gleichung 3.4).

$$Q_{AG} = \epsilon_B \cdot \epsilon_S \cdot \sigma \cdot T_L^4 \quad (3.1)$$

mit

$$\epsilon_B = \epsilon + (1 - \epsilon) \cdot k_G \cdot B \quad (3.2)$$

$$\epsilon = 0.887 - 0.26 \cdot 10^{-0.052 \cdot e_L} \quad (3.3)$$

$$Q_A = \epsilon_S \cdot \sigma \cdot T_S^4 \quad (3.4)$$

Q_{AG}	atmosphärische Gegenstrahlung [W/m ²]
Q_A	langwellige Ausstrahlung [W/m ²]
ϵ_B	Emissionskoeffizient bei bewölktem Himmel [-]
ϵ_S	Emissionskoeffizient für Schnee [-]
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante $\sigma = 5.77 \cdot 10^{-8}$ [W/(m ² ·K ⁴)]
T_S	Temperatur der Schneeoberfläche [K]
ϵ	Emissionskoeffizient bei klarem Himmel [-]
k_G	Maß für Abhängigkeit des Emissionskoeffizienten von der Bewölkung [-]
B	Bewölkung [-]
e_L	Wasserdampfdruck der Luft [mbar]

Die turbulenten Flüsse werden nach den Gleichungen (2.12) und (2.14) berechnet. Die Parametrisierung des Wärmeübergangskoeffizienten erfolgt mit Hilfe einer Windfunktion (Gleichung 3.5). Der Bodenwärmestrom geht als kalibrierbarer, für das Einzugsgebiet konstanter Wert in die Energiebilanz ein.

$$\alpha = 3.0 + 3.6 \cdot v^{0.7} \quad (3.5)$$

α	Wärmeübergangskoeffizient der Oberfläche [W/(m ² ·K)]
v	Windgeschwindigkeit [m/s]

3.3 Interne Prozesse

Die internen Prozesse (gekoppelter Wärme- und Massenfluss im Schneepaket) können im Modell auf zwei verschiedene Arten berechnet werden. Ein Vergleich der beiden Ansätze findet sich in *Blöschl und Kirnbauer* (1991) (siehe auch Kapitel 2.3.1).

Der physikalische Ansatz (*Siemer*, 1988) mit mehreren Schichten idealisiert das Schneepaket als Kontinuum und hat als Zustandsgrößen die Trockendichte, den Flüssigwassergehalt und die Schneetemperatur. Er liefert auch Schneeoberflächentemperaturen zur Berechnung der langwelligen Ausstrahlung. Der explizite Lösungsansatz der partiellen Differentialgleichungen neigt bei einem zu großen Verhältnis von Zeitschritt zu Schichtmächtigkeit zu Oszillationen der Schneeoberflächentemperatur. Deswegen kommt im Falle von numerischen Problemen ein einfacheres Modell nach *Braun* (1985) zum Einsatz. Dieses verwendet die Konzepte der Wasserspeicherung und des Kältegehalts. Die Schneeoberflächentemperatur wird konstant als Null angenommen. Der einfachere Ansatz kann auch über eine Eingabegröße als Standard festgelegt werden.

4 Das Schnee- und Eisschmelzmodell

Das in Kapitel 3 beschriebene Modell von *Blöschl* ist nicht für vergletscherte Gebiete entwickelt worden, weshalb die Notwendigkeit besteht, es um ein Gletschermodul zu ergänzen. Des Weiteren soll der für die Ermittlung der Albedo verwendete empirische Ansatz (aging curve approach) durch eine andere Parametrisierung, welche auch die Vergletscherung des Gebietes berücksichtigt, ersetzt werden.

4.1 Geländedaten

Gletscher können sich innerhalb von kurzen Zeiträumen (wenigen Jahren) stark verändern, weshalb die Aktualität des digitalen Geländemodells (DGM) zur Ableitung von Geländedaten von großer Bedeutung ist. Ein Vergleich von zwei Orthophotos des Vernagtferners aus den Jahren 1990 und 1999 (Abbildung 4.1) zeigt, dass der Gletscher im Zungenbereich in 9 Jahren mehr als 20 m an Mächtigkeit verloren hat.

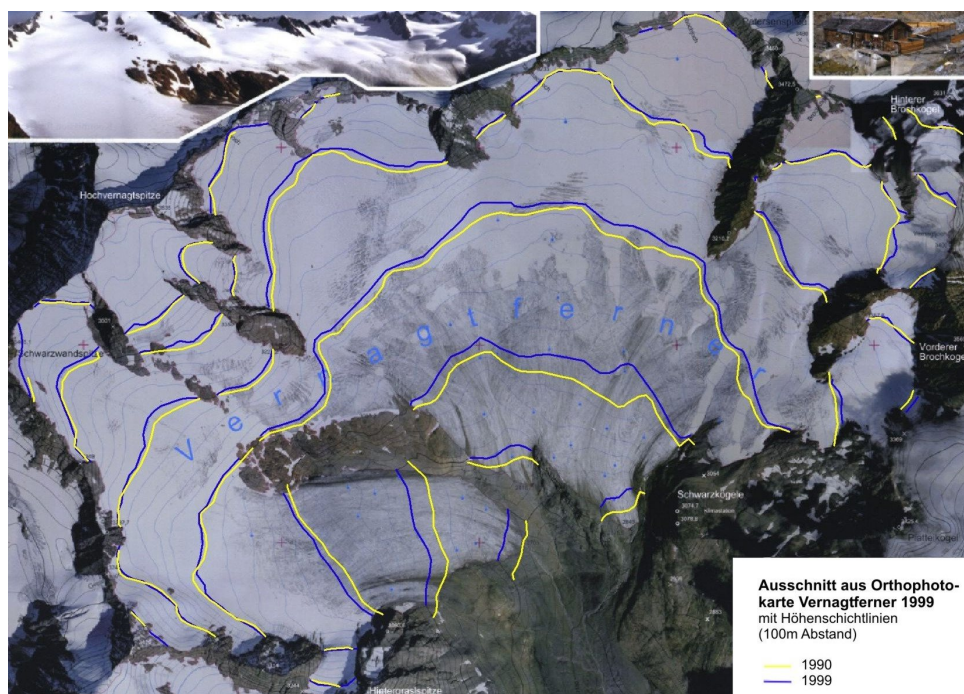


Abbildung 4.1: Vergleich der Höhenschichtlinien des Vernagtferners – 1990 und 1999

4 Das Schnee- und Eisschmelzmodell

Das vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) zur Verfügung gestellte DGM mit 10 m Rasterabstand stammt aus dem Jahr 1991 und ist aus 50 m Daten interpoliert. Da die Modellberechnungen mit Daten aus den Jahren 1999-2001 durchgeführt werden, und das DGM außerdem eine hohe Genauigkeit aufweisen muss (Kapitel 5), wird das DGM des BEV nicht verwendet. Stattdessen kommt ein digitales Geländemodell mit 20 m Rasterweite aus dem Jahr 1999, welches im Laufe der Erstellung der Farborthophotokarte „Vernagtferner 1999“ (Endres, 2001) entstanden ist, zur Verwendung. Es wurde freundlicherweise von der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften zur Verfügung gestellt.

Aus dem Geländemodell werden Neigung, Krümmung und Ausrichtung der Flächen mit Hilfe der Software ArcView GIS ermittelt (Abbildung 4.2). Weiters wird der lokale Horizont für jeden Rasterpunkt im Abstand von 22.5° gerechnet.

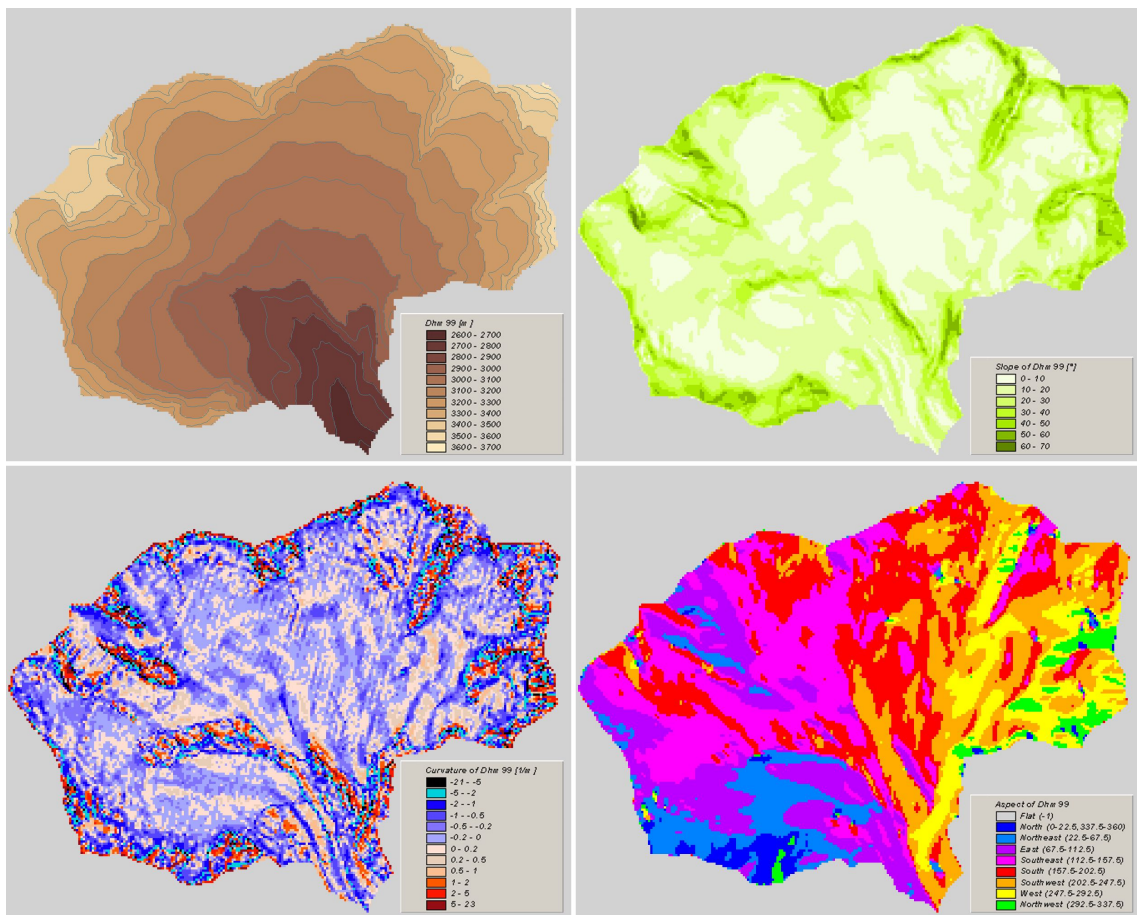


Abbildung 4.2: Das DGM 1999 (20 m Raster) für das Einzugsgebiet des Pegels Vernagtbach mit den abgeleiteten Größen Neigung, Ausrichtung und Krümmung

4.2 Extrapolation der meteorologischen Daten

Messungen der meteorologischen Daten Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit, relativer Luftfeuchte und Globalstrahlung liegen von nur einer Messstation (Pegel Vernagtbach, betrieben durch die Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften) vor. Da die Bewölkung nicht gemessen wird, muss sie rechnerisch ermittelt werden (Kapitel 4.3). Niederschlagsdaten liegen am Pegel Vernagtbach nur als Tagessummen vor, werden für das Modell aber in Stundenschritten benötigt. Deshalb werden die Daten der Stationen Pitztaler Gletscher (2850 m, HZB-Nr. 17315) bzw. Obergurgl (1938 m, HZB-Nr. 17301) herangezogen. Diese Stundensummen des Niederschlags stammen von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geophysik (ZAMG) und sind grob geprüft. Soweit möglich, werden die Daten vom Pitztaler Gletscher verwendet, da diese Station von der Höhenlage eher dem Pegel Vernagtbach (2637 m) entspricht und außerdem eine geringere Entfernung besitzt. Datenlücken werden mit Werten von Obergurgl aufgefüllt. Sollten auch dort keine Messwerte vorhanden sein, wird der Stundenwert mit Hilfe der relativen Luftfeuchtigkeit aus der Tagessumme (Pegel Vernagtbach) geschätzt.

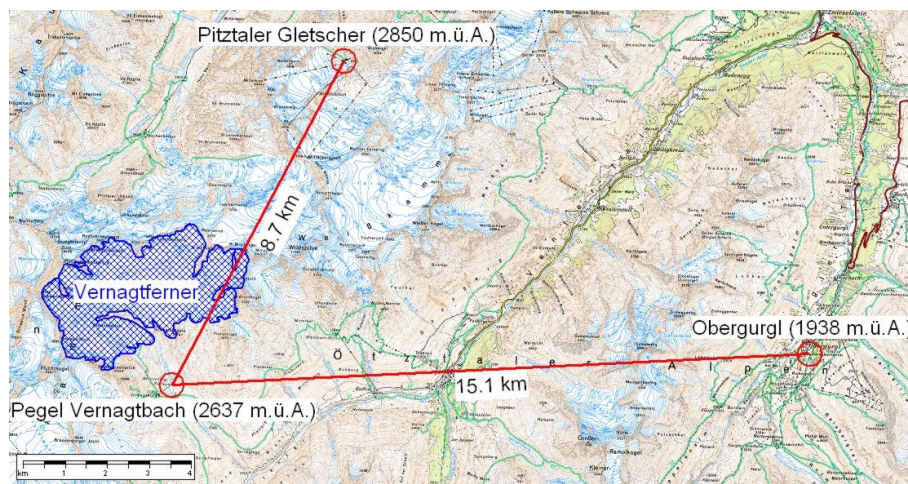


Abbildung 4.3: Lage der Niederschlagsstationen Pitztaler Gletscher und Obergurgl, aus AMAP3D

Für den Temperaturgradienten verwendet *Escher-Vetter* (1980, 2000) für Tage ohne Niederschlag je nach Bewölkung (Strahlungstag, mittlere Bewölkung, starke Bewölkung) einen aus Messungen an zwei Stationen am Vernagtferner ermittelten Tagesgang (Abbildung 4.4, dünne durchgehende und strichlierte Linien).

Hier wird für das Schnee- und Eisschmelzmodell der Temperaturgradient an niederschlagsfreien Tagen in Anlehnung an *Escher-Vetter* – aber ohne Berücksichtigung der Bewölkung, da für diese ohnehin keine Messdaten vorliegen – in Abhängigkeit der Uhrzeit mit dem in Abbildung 4.4 (dicke durchgehende Linie) ersichtlichen trapezförmigen Verlauf angenähert. Dieser ist so angenommen, dass um Mitternacht kein Sprung im Gradientenverlauf auftritt. Da der fühlbare Wärmestrom (parametrisiert durch die Lufttemperatur) nur einen geringen Anteil an der Energiebilanz besitzt, ist die Nichtberücksichtigung der Bewölkung

bei der Ermittlung des Temperaturgradienten vertretbar. An Niederschlagstagen wird der feuchtadiabatische Gradient in Abhängigkeit der Temperatur aus Tabelle 4.1 interpoliert.

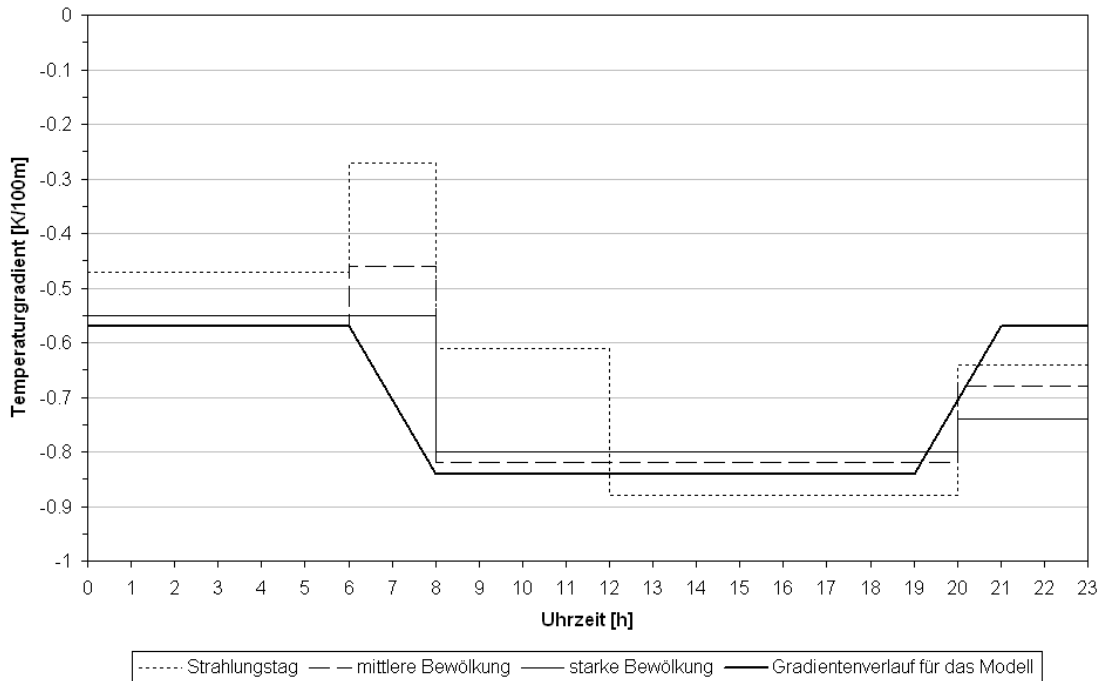


Abbildung 4.4: Tagesgang des Temperaturgradienten an Tagen ohne Niederschlag nach *Escher-Vetter* (1980) (dünne Linien) und wie sie im Schnee- und Eisschmelzmodell verwendet wird (dicke durchgehende Linie)

ϑ_L [°C]	3000
-30	-0.895
-20	-0.816
-10	-0.704
0	-0.577
10	-0.463
20	-0.377
30	-0.318

Tabelle 4.1: Feuchtadiabatischer Temperaturgradient als Funktion der Temperatur für 3000 m Seehöhe (für die Standardatmosphäre)

Der Niederschlag nimmt mit zunehmender Höhe linear zu. Der Gradient wird aus Vergleichen von Jahresniederschlagssummen der Stationen Obergurgl (1938 m) und Pitztaler Gletscher (2850 m) zu ca. 30%/km ermittelt. Bei Schneefall erfolgt zunächst eine Korrektur des gemessenen Niederschlags um 30 %, um Auffangverluste auszugleichen (Kapitel 2.1.3). Weiters wird der abgelagerte Schnee aufgrund von Windverfrachtung und

Gravitation als Funktion der Geländeneigung und -krümmung korrigiert (*Blöschl et al.*, 1991a). Die Abbildungen 4.5 und 4.6 zeigen die Funktionen zur Korrektur von abgelagertem Schnee und die räumliche Verteilung des Korrekturfaktors im Einzugsgebiet des Pegels Vernagtbach.

Windgeschwindigkeit, relative Luftfeuchte, Globalstrahlung und die rechnerisch ermittelte Bewölkung werden als konstant über das betrachtete Gebiet angenommen.

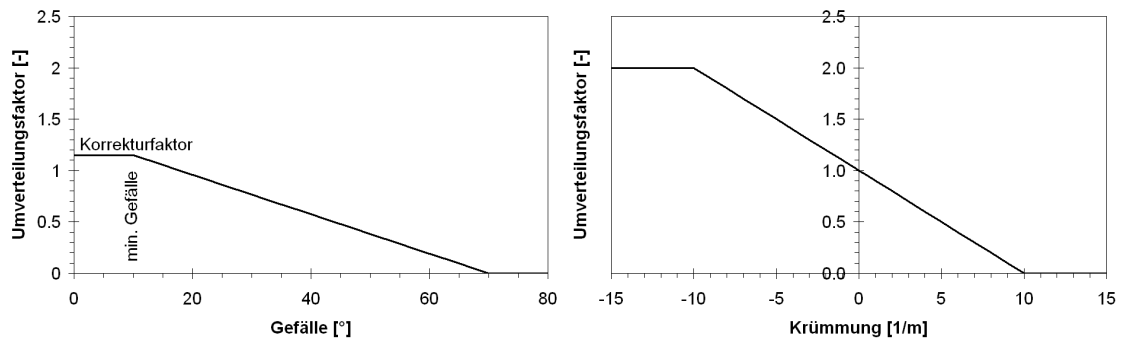


Abbildung 4.5: Korrekturfunktionen für abgelagerten Schnee

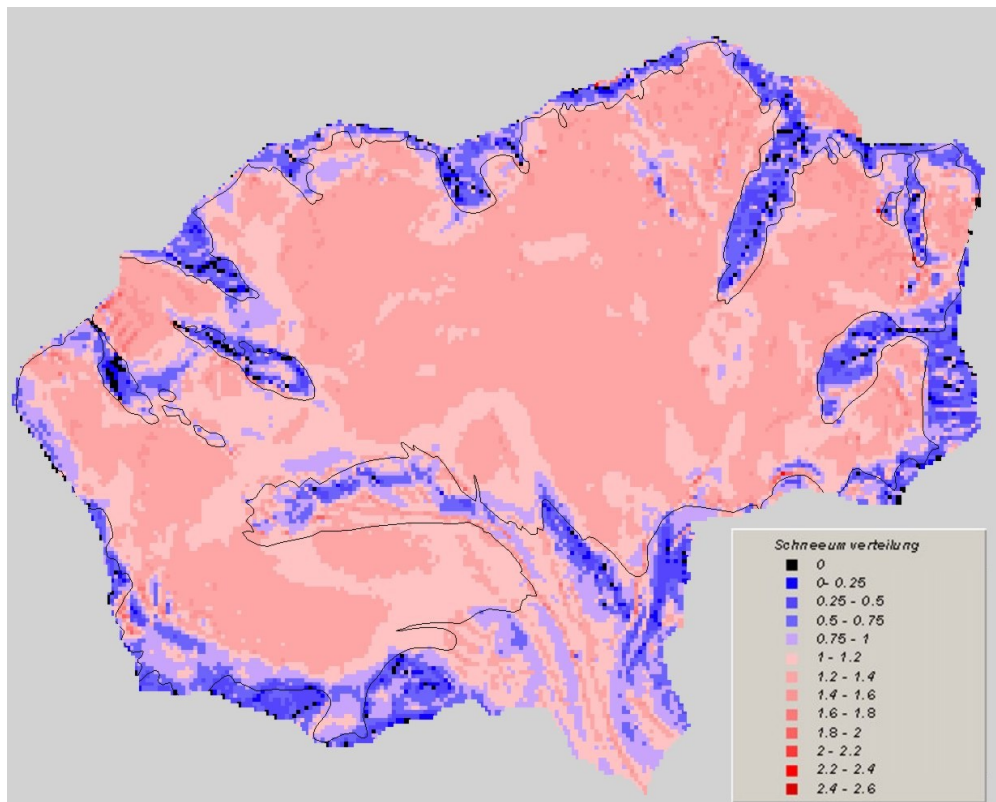


Abbildung 4.6: Räumliche Verteilung des Korrekturfaktors für abgelagerten Schnee zufolge Geländeneigung und -krümmung

4.3 Ermittlung der Bewölkung

Da für die Bewölkung keine Messdaten vorliegen, wird sie stundenweise aus der gemessenen Globalstrahlung und der astronomisch möglichen Strahlung mit einem quadratischen Ansatz nach *Newwirth* (1982) (Gleichung 4.1) ermittelt.

$$Q_G = Q_{G_0} \cdot (a_G + b_G \cdot B + c_G \cdot B^2) \quad (4.1)$$

- Q_G gemessene Globalstrahlung [W/m^2]
 Q_{G_0} astronomisch mögliche Strahlung [W/m^2]; ermittelt nach *Heindl und Koch* (1976)
 a_G, b_G, c_G Koeffizienten [-]
 B Bewölkung [-]

Newwirth (1982) gibt für die seehöhenabhängigen Koeffizienten a_G , b_G und c_G Monatsmittel u.a. für Salzburg (435 m) und Sonnblick (3106 m) an. Für den Vernagtferner – der Pegel Vernagtbach liegt auf 2637 m Seehöhe – werden die Koeffizienten aus den Werten für Salzburg und Sonnblick linear interpoliert.

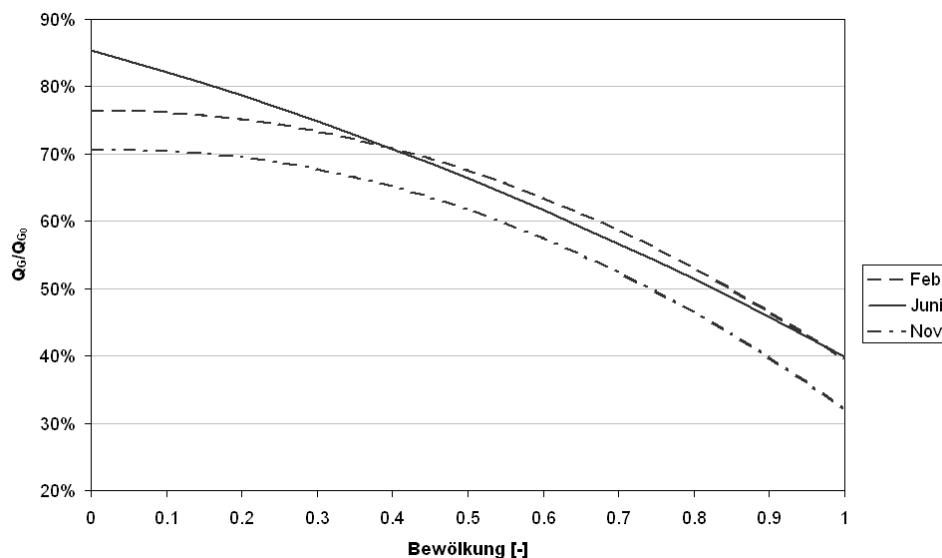


Abbildung 4.7: Quadratischer Ansatz nach *Newwirth* (1982) für die Beziehung Q_G/Q_{G_0} – Bewölkung, am Beispiel der Monate Februar, Juni und November

Um den Einfluss der Bewölkung auf die Energiebilanz deutlich zu machen, wird eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Dabei wird für das Jahr 1992 die Bewölkung B auf den kleinst- und den größtmöglichen Wert gesetzt ($B = 0$ bzw. $B = 1$) und die Differenz der so errechneten Bilanzen ermittelt (Abbildung 4.8). Es ist erkennbar, dass die Bewölkung einen nicht unbedeutenden Einfluss auf die Energiebilanz aufweist. Für kleine positive Bilanzen (bis $60 \text{ W}/\text{m}^2$) liegt der Einfluss der Bewölkung über der 100 %-Grenze (strichlierte Linie). Bei größeren (positiven) Bilanzen liegt der absolute Fehler um $80 \text{ W}/\text{m}^2$, bei negativen

Bilanzen ist der absolute Fehler kleiner als 30 W/m^2 .

Aufgrund der Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse erscheint es wünschenswert, die Bewölkung möglichst gut zu parametrisieren.

	Differenz bei positiver Bilanz	Differenz bei negativer Bilanz
Mittelwert	65	23
Maximum	113	31

Tabelle 4.2: Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse (1992) zur Ermittlung des Einflusses der Bewölkung auf die Energiebilanz, Werte in W/m^2

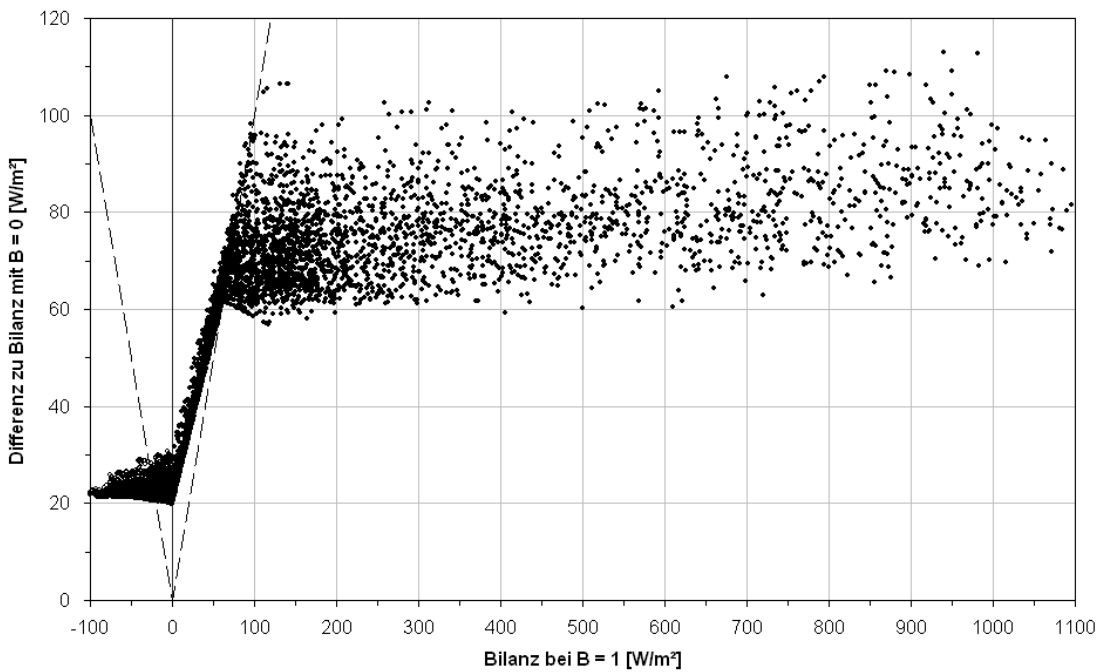


Abbildung 4.8: Graphische Darstellung der Sensitivitätsanalyse für das Jahr 1992

Die Bewölkung für Tagstunden erhält man durch Auflösen der quadratischen Gleichung (4.1) nach B , in den Nachtstunden wird für die Bewölkung der letzte berechnete Tageswert angenommen.

$$B_{1,2} = \frac{-Q_{G_0} \cdot b_G \pm \sqrt{Q_{G_0}^2 \cdot b_G^2 - 4 \cdot (Q_{G_0} \cdot a_G - Q_G) \cdot Q_{G_0} \cdot c_G}}{2 \cdot Q_{G_0} \cdot c_G} \quad (4.2)$$

Ist der Ausdruck unter der Wurzel kleiner Null, gibt es für die quadratische Gleichung keine reelle Lösung, das Verhältnis von gemessener Globalstrahlung zu möglicher Globalstrahlung Q_G/Q_{G_0} liegt über dem Maximum der quadratischen Parabel (Abbildung 4.7). Es wird ein wolkenloser Himmel angenommen.

Liegen beide Lösungen außerhalb des Intervalls $[0;1]$, wird folgendermaßen verfahren:

- beide Lösungen $> 1 \quad \implies \quad B = 1$
- beide Lösungen $< 0 \quad \implies \quad B = 0$
- eine Lösung < 0 , eine $> 1 \quad \implies \quad B = 0$ bzw. $B = 1$, je nachdem, an welchem Wert eine der Lösungen näher ist

Die beschriebene Prozedur zur Ermittlung der Bewölkung für Tagstunden wird nur angewandt, wenn die Sonne höher als ein jahreszeitabhängiger Winkel (sinusförmiger Verlauf; 30° am 22. Juni, 10° am 23. Dezember) steht. Aus Abbildung 4.9 ist erkennbar, dass der Quotient aus gemessener und möglicher Globalstrahlung Q_G/Q_{G_0} auch bei Schönwetter einen Tagesgang besitzt. Selbst nach Berücksichtigung der Beschattung durch den lokalen Horizont bei der Berechnung der möglichen Globalstrahlung bleibt der Tagesgang erhalten. Dieser Verlauf würde in den Morgen- und Abendstunden immer einen bedeckten Himmel produzieren. Um dies zu vermeiden, wird bei niedriger Sonnenhöhe die Bewölkung dem letzten errechneten Wert gleich gesetzt.

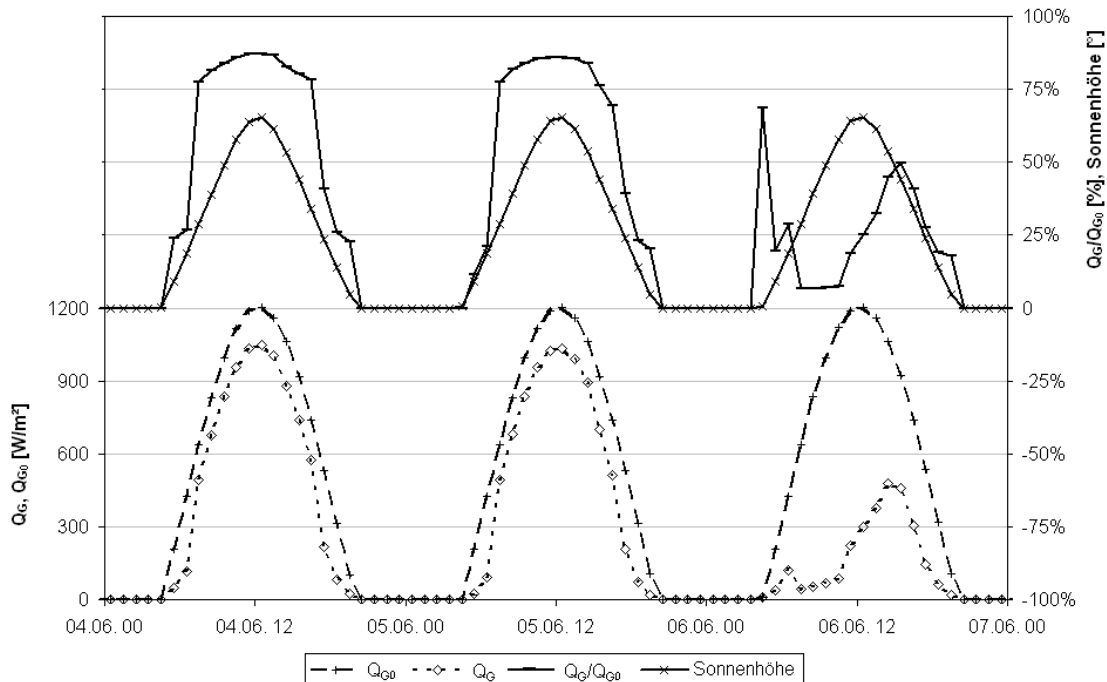


Abbildung 4.9: Mögliche Q_{G_0} und gemessene Globalstrahlung Q_G , deren Quotient und Sonnenhöhe für zwei Schönwettertage und einen bedeckten Tag

Die astronomisch mögliche Strahlung wird nach dem Berechnungsverfahren von *Heindl und Koch* (1976) bestimmt. Dabei werden die elliptische Umlaufbahn der Erde und die sich daraus ergebenden Schwankungen der Strahlung über das Jahr, die geographische Lage und die Sonnenhöhe berücksichtigt.

$$\varphi = 0.9863 \cdot (d - 2.8749) + 1.9137 \cdot \sin(0.9863 \cdot (d - 2.8749)) + 102.06 \quad (4.3)$$

$$\delta = \arcsin(-0.3979 \cdot \sin \varphi) \quad (4.4)$$

$$\tau = \frac{360}{365 \cdot d} \quad (4.5)$$

$$z = 0.008 \cdot \cos \tau - 0.122 \cdot \sin \tau - 0.052 \cdot \cos 2 \cdot \tau - 0.157 \cdot \sin 2 \cdot \tau - 0.001 \cdot \cos 3 \cdot \tau - 0.005 \cdot \sin 3 \cdot \tau \quad (4.6)$$

$$t_w = \bar{t} + z - \frac{1}{15} \cdot (\Lambda_0 - \Lambda) \quad (4.7)$$

$$\varsigma = 15 \cdot t_w \quad (4.8)$$

$$e_1 = -\cos \delta \cdot \sin \beta \cdot \cos \sigma - \sin \delta \cdot \cos \beta \quad (4.9)$$

$$e_2 = -\cos \delta \cdot \sin \sigma \quad (4.10)$$

$$e_3 = -\cos \delta \cdot \cos \beta \cdot \cos \sigma + \sin \delta \cdot \sin \beta \quad (4.11)$$

$$h = \arcsin e_3 \quad (4.12)$$

$$\hat{h} = h + \frac{1.4705}{3.0427 + h} - 0.0158 \quad (4.13)$$

$$\cos \psi = \frac{\sin \hat{h}}{\sqrt{e_1^2 + e_2^2 + \sin^2 \hat{h}}} \quad (4.14)$$

$$Q_{uN} = \begin{cases} 1361 \cdot (1 - 0.0167 \cdot \cos(\varphi + 77.94))^2 & \text{für } \hat{h} > 0 \\ 0 & \text{für } \hat{h} \leq 0 \end{cases} \quad (4.15)$$

$$Q_{G_0} = Q_{uN} \cdot \cos \psi \quad (4.16)$$

- \bar{t} Uhrzeit [h]
- Λ geographische Länge [°], für Pegel Vernagtbach $\Lambda = 10.83^\circ$
- β geographische Breite [°], für Pegel Vernagtbach $\beta = 46.85^\circ$
- Λ_0 geographische Länge des Bezugsmeridians der Zeitzone [°], 15° für MEZ
- d fortlaufende Nummer des Tages im Jahr [d]
- φ ekliptikale Länge [°]
- δ Sonnendeklination [°]
- τ Hilfwert [°]
- z Zeitgleichung [h]
- t_w wahre Ortszeit [h]
- ς Hilfwert [°]
- $e_{1,2,3}$ Einheitsvektor in Richtung zur Sonne [-]
- h Sonnenhöhe [°]
- \hat{h} korrigierte Sonnenhöhe [°], berücksichtigt die Lichtstrahlkrümmung in der Atmosphäre
- ψ Einstrahlwinkel für die betrachtete Fläche [°]
- Q_{uN} ungeschwächte Normalstrahlungsintensität [W/m^2]
- Q_{G_0} astronomisch mögliche Strahlung für horizontale Fläche [W/m^2]

4.4 Energiebilanz, Parametrisierung der Albedo

Die Berechnung der Energiebilanz erfolgt nach der in Kapitel 3.2 beschriebenen Methode, allerdings wird für die Parametrisierung der Albedo nicht der aging curve approach (*U.S. Army Corps of Engineers*, 1956) (Gleichung 2.18) verwendet. Dieser Ansatz beschreibt zwar das Phänomen der Abnahme der Albedo mit der Zeit nach dem letzten Schneefall, nicht aber dessen eigentliche Ursachen: Durch die Energiezufuhr kommt es zur Metamorphose der Schneedecke (Kapitel 2.1.1), und die damit verbundene Änderung der Korngröße bewirkt eine Abnahme der Albedo. Ein weiterer Grund liegt in der Verschmutzung des Schnees durch Staub, Algen, o.ä.

Im Ansatz von *Trofimova* (1970) (Gleichung 2.20) ist die zeitliche Abnahme der Albedo von der Energiebilanz der Schneedecke abhängig. Die Berücksichtigung zumindest einer der Ursachen der Albedoabnahme deutet auf eine „bessere“ Parametrisierung hin. Wie schon in Kapitel 2.5 festgestellt, gibt es keine dokumentierten Werte für die beiden Konstanten b und c , diese müssen also aus gleichzeitigen Albedo- und Energiebilanzmessungen abgeleitet werden.

Solange keine verlässlichen Daten zur Kalibrierung von Gleichung (2.20) vorliegen, ist der aging curve approach (*U.S. Army Corps of Engineers*, 1956) dem Ansatz von *Trofimova* (1970) vorzuziehen. Eine Ungenauigkeit in der Bestimmung der Konstanten b und c führt zwar zu einem systematischen Fehler, aber durch die Berücksichtigung der Energiebilanz wird der zufällige Fehler bei der Bestimmung der Albedo des gealterten Schnees vermindert (*Siemer*, 1988).

Zur Kalibrierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) werden zwei Datensätze verwendet. Zunächst erfolgt die Kalibrierung an Daten aus dem Jahr 1989 von der Messstation Kühltai (1920 m) in den Tiroler Alpen. Es liegt nur für einen Monat ein durchgehender und vollständiger Datensatz vor, sodass eine Verifizierung nicht möglich ist.

Für die Messstation Pegel Vernagtbach (2637 m) am Vernagtferner liegen Daten von 1994 bis 2000 vor. Durch die größere Datenmenge kann auch eine Verifizierung durchgeführt werden: 1994-1997 ist der Kalibrierungszeitraum, 1998-2000 der Verifizierungszeitraum.

4.4.1 Kalibrierung an Daten aus dem Kühltai (1989)

Die Kalibrierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) erfolgt zunächst an Daten aus dem Jahr 1989 von der Messstation Kühltai in den Tiroler Alpen. Es liegen Stundewerte zwischen 6. April und 6. Mai 1989 von Lufttemperatur, relativer Luftfeuchte, Dampfdruck, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung, Albedo, Nettobilanz, langwelligem Saldo, Bewölkung und Niederschlag vor. Unter Verwendung der Messdaten wird mit dem Schneeaufschmelzmodell nach *Blöschl* die Energiebilanz für die Messstation errechnet. Für die internen Prozesse wird der Ansatz nach *Braun* (1985) herangezogen, wodurch die Schneeoberflächentemperatur konstant Null gesetzt wird. Diese Annahme wirkt sich bei der Berechnung der turbulenten Flüsse aus.

Die Abbildungen 4.11 und 4.12 zeigen die Ergebnisse der Kalibrierung an dem Datensatz aus dem Kühltai. Die Neuschneeralbedo a_n wird auf 0.90 gesetzt, der Parameter b , welcher die untere Grenze der Albedo (Altschneeralbedo) darstellt, erhält den Wert 0.60. Die Abnahmerate der Albedo c wird durch die Minimierung der Summe des Fehlerbetrages zu $3.7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/(\text{W} \cdot \text{h})$ bestimmt.

$$\sum_i \sqrt{(a_{g,i} - a_{T,i})^2} \rightarrow \min \quad (4.17)$$

- $a_{g,i}$ gemessene Albedo (Messstation Kühltai) [-]
- $a_{T,i}$ Albedo, nach *Trofimova* (1970) berechnet [-]
- i Anzahl der Stunden, an denen Messwerte der Albedo vorliegen [-]

Gleichung (2.20) lautet somit:

$$a(t_2) = 0.60 + (a(t_1) - 0.60) \cdot e^{-3.7 \cdot 10^{-4} \cdot Q \cdot H(Q) \cdot \Delta t} \quad (4.18)$$

mit Q in W/m^2 und Δt in Stunden.

In den frühen Morgen- und den späten Abendstunden ist die Albedo gegenüber Mittag deutlich erhöht, die Ursache hierfür kann der variierende Einfallswinkel der Sonne während des Tages sein, der sich auch auf die Globalstrahlung auswirkt. Dieser Tagesgang der Albedo kann weder durch den aging curve approach (*U.S. Army Corps of Engineers*, 1956) noch durch die Parametrisierung von *Trofimova* (1970) berücksichtigt werden, da beide Ansätze von einer stetigen Abnahme der Albedo seit dem letzten Schneefall ausgehen. Allerdings hat in den besagten Stunden die Globalstrahlung i.d.R. einen kleinen Wert (meist unter $50 \text{ W}/\text{m}^2$), also sollte der Fehler durch die Nichtberücksichtigung des Albedotagesgangs bei der Berechnung der Rückstrahlung ($Q_R = Q_G \cdot a$) nicht gravierend sein. In Abbildung 4.10 sind die Stundenwerte der Globalstrahlung und der Albedo für eine Woche dargestellt.

Trofimovas Ansatz (Gleichung 2.20) setzt voraus, dass die Energiebilanz der Schneedecke Q im Zeitintervall Δt annähernd konstant ist, was aber selbst bei der Betrachtung von Stundenwerten kaum zutrifft. Daher wird eine Veränderung des Ansatzes versucht: Zunächst wird die Energiebilanz zum Zeitpunkt t_2 durch den Mittelwert der Bilanzen zu den Zeitpunkten t_1 und t_2 ersetzt, allerdings bringt diese Änderung keine nennenswert besseren Ergebnisse. Danach wird die Bilanz zum Zeitpunkt t_2 ($Q(t_2)$) mit der Differenz der Bilanzen zu den Zeitpunkt t_2 und t_1 ($Q(t_2) - Q(t_1)$) multipliziert. Der veränderte Ansatz für Perioden ohne Schneefall lautet somit:

$$a(t_2) = b + (a(t_1) - b) \cdot e^{-c^* \cdot [Q(t_2) \cdot H(Q(t_2)) - Q(t_1) \cdot H(Q(t_1))] \cdot Q(t_2) \cdot H(Q(t_2)) \cdot \Delta t} \quad (4.19)$$

Die Einheit der Abnahmerate der Albedo c^* ändert sich auf $[\text{m}^4/(\text{W}^2 \cdot \text{h})]$. Dieser quadratische Ansatz bildet den Verlauf der Albedo besser als der ursprüngliche nach, da er auch ein Ansteigen der Albedo im Laufe eines Tages ermöglicht.

4 Das Schnee- und Eisschmelzmodell

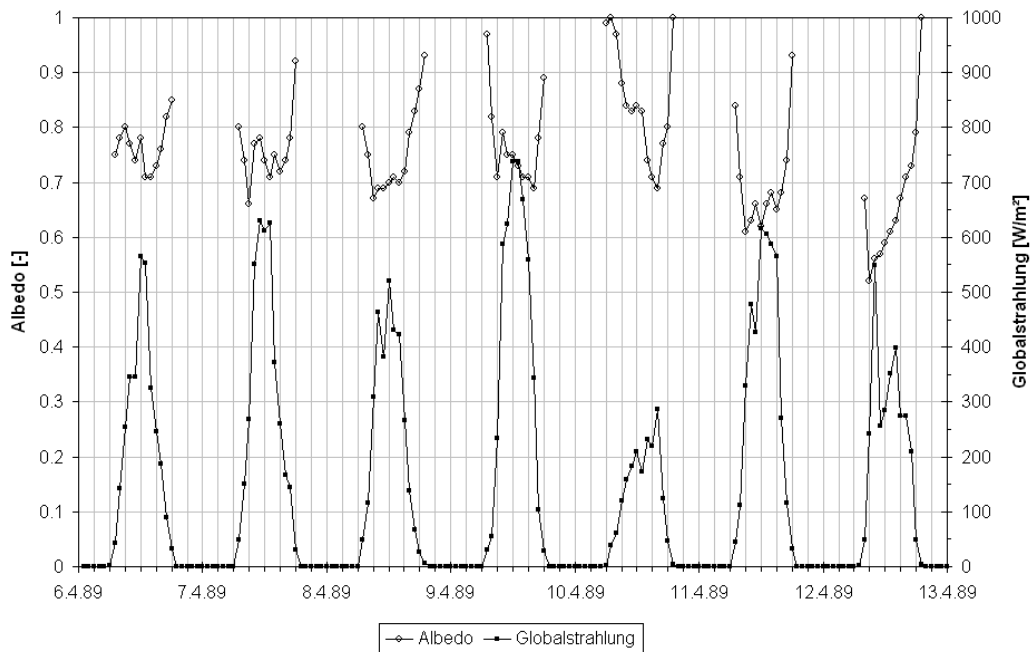


Abbildung 4.10: Globalstrahlung und Albedo vom 6.4.89 bis 13.4.89 an der Messstation Kühltai / Tiroler Alpen

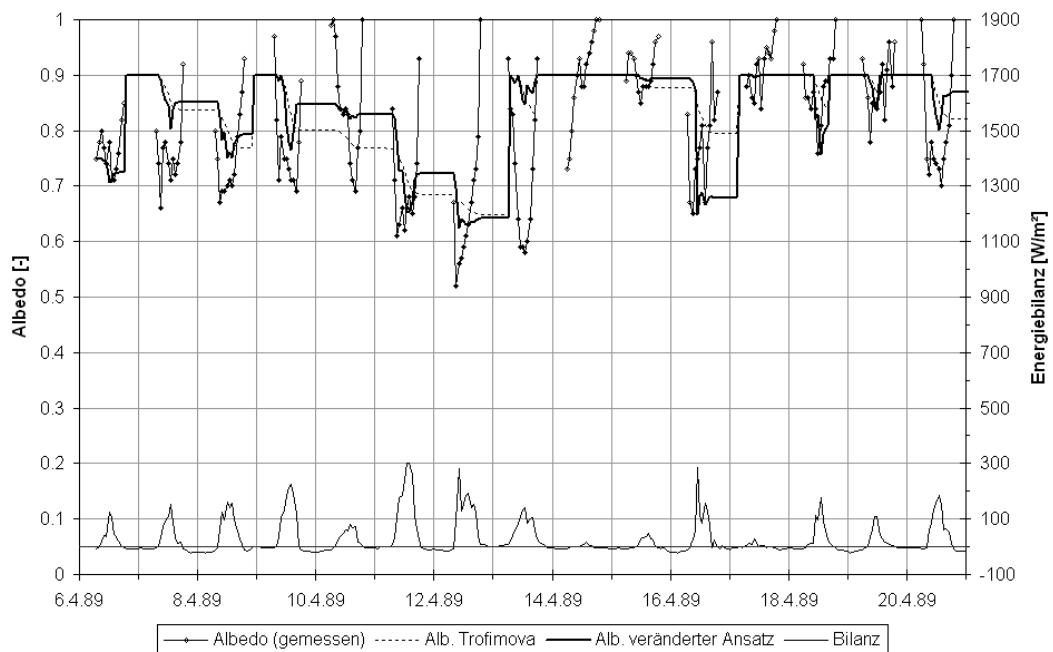


Abbildung 4.11: Kalibrierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) und des veränderter Ansatzes an Daten aus dem Kühltai, 6.4.-21.4.1989

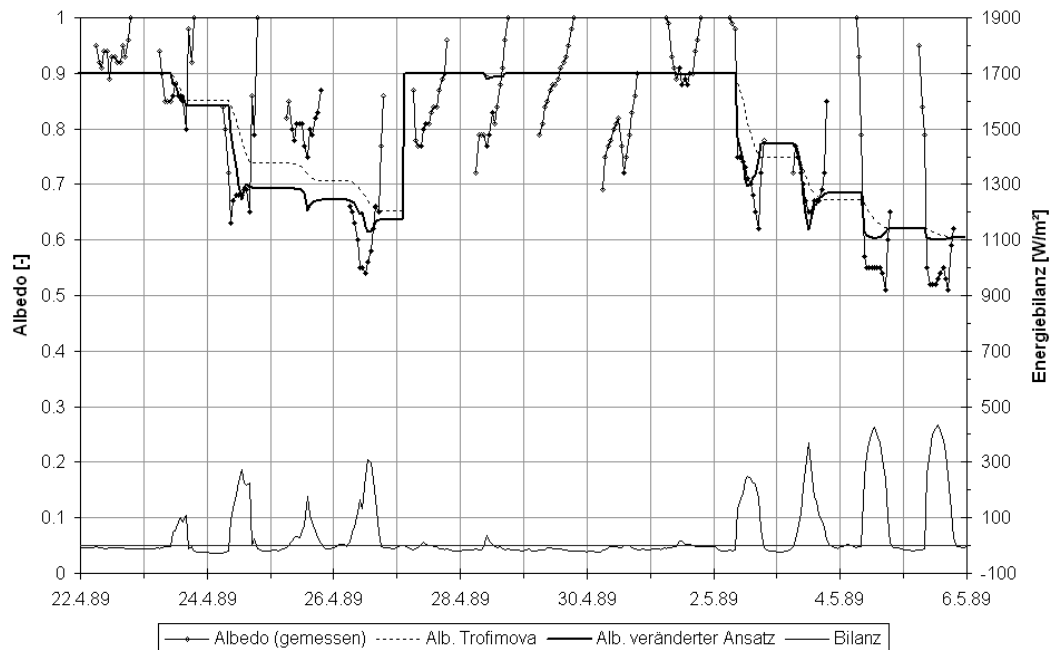


Abbildung 4.12: Kalibrierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten aus dem Kühtai, 22.4.-5.5.1989

4.4.2 Kalibrierung und Verifizierung an Daten vom Vernagtferner (1994 – 2000)

Zur Kalibrierung und Verifizierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) und des veränderten quadratischen Ansatzes (Gleichung 4.19) stehen Daten vom Pegel Vernagtbach (2637 m) für die Jahre 1994 bis 2000 zur Verfügung. In diesem Zeitraum beinhalten die Aufzeichnungen an der Messstelle Stundenwerte der Lufttemperatur, Luftfeuchte, Luftdruck, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung und Rückstrahlung und Tagessummen des Niederschlags. Die Stundenwerte des Niederschlags stammen, wie in Kapitel 4.2 beschrieben, von den von der ZAMG betriebenen Stationen Pitztaler Gletscher bzw. Obergurgl.

Die Energiebilanz für die Messstelle wird erneut nach den Gleichungen aus dem Schneeschmelzmodell von *Blöschl* ermittelt. Da an der Station Pegel Vernagtbach – im Gegensatz zum Kühtai – keine Messung der langwelligen Strahlung erfolgt, wird die Bewölkung zur Berechnung der atmosphärischen Gegenstrahlung benötigt (Kapitel 3.2), diese wird nach der in Kapitel 4.3 beschriebenen Methode ermittelt.

Kalibrierung

Die Kalibrierung erfolgt am Ansatz nach *Trofimova* (1970) sowie am veränderten quadratischen Albedomodell. Die Neuschneeralbedo a_N und die Untergrenze der Albedo (Altschneeralbedo) werden, wie bei den Daten aus dem Kühtai, mit 0.90 bzw. 0.60 angenommen.

Im Kalibrierungszeitraum 1994-1997 erhält man für den Ansatz nach *Trofimova* die beste Anpassung an die Messdaten mit der Abnahmerate der Albedo $c = 5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/(\text{W} \cdot \text{h})$.

Es fällt allerdings auf, dass die Albedo z.T. zu oft auf die Neuschneevalbedo springt, deshalb wird für den veränderten Ansatz (Gleichung 4.19) eine modifizierte Bedingung für die Entscheidung Schneefallperiode/Schmelzperiode erarbeitet. Die Annahme, dass eine gewisse Schneemenge innerhalb einer kurzen Periode gefallen sein muss, damit die Schneedecke lückenlos wird und somit die Albedo auf die von Neuschnee steigt, erscheint vernünftig. Diese Schneemenge wird i.a. nicht innerhalb einer Stunde fallen, deshalb wird die Summe an gefallenem Schnee in den letzten 6 Stunden betrachtet. Übersteigt diese „Schneesumme“ einen gewissen Wert – welcher einen zusätzlichen Kalibrierparameter darstellt – erhält die Albedo den Wert von Neuschnee.

Die Kalibrierung des veränderten Ansatzes ergibt (mit $a_N = 0.90$ und $b = 0.60$) die Abnahmerate $c^* = 2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^4/(\text{W}^2 \cdot \text{h})$ und die vorhin beschriebene Schneesumme zu 2 mm/6h. Die Ergebnisse der Kalibrierung sind in den Abbildungen 4.13 - 4.16 dargestellt.

1994 liefern beide Ansätze gute Ergebnisse, zwischen 11. und 20. Mai steigt die nach *Trofimova* berechnete Albedo zu oft auf die Neuschneevalbedo. 1995 kommt es zu durch beide Ansätze zu einer fast durchgehenden leichten Überschätzung der Albedo. Die Ursache dafür, dass die berechnete Albedo in der Zeit vom 7. bis 22. April konstant ist, liegt in den negativen Bilanzen; Gleiches gilt für den März 1996. Wird im April 1997 die Albedo von beiden Ansätzen noch überschätzt, so liefern sie für den Mai sehr gute Ergebnisse.

Jahr	Zeitraum
1994	15.4. - 25.5.
1995	1.4. - 19.6.
1996	10.3. - 6.5.
1997	1.3. - 25.5

Tabelle 4.4: Kalibrierungszeiträume in den Jahren 1994-1997

4 Das Schnee- und Eisschmelzmodell

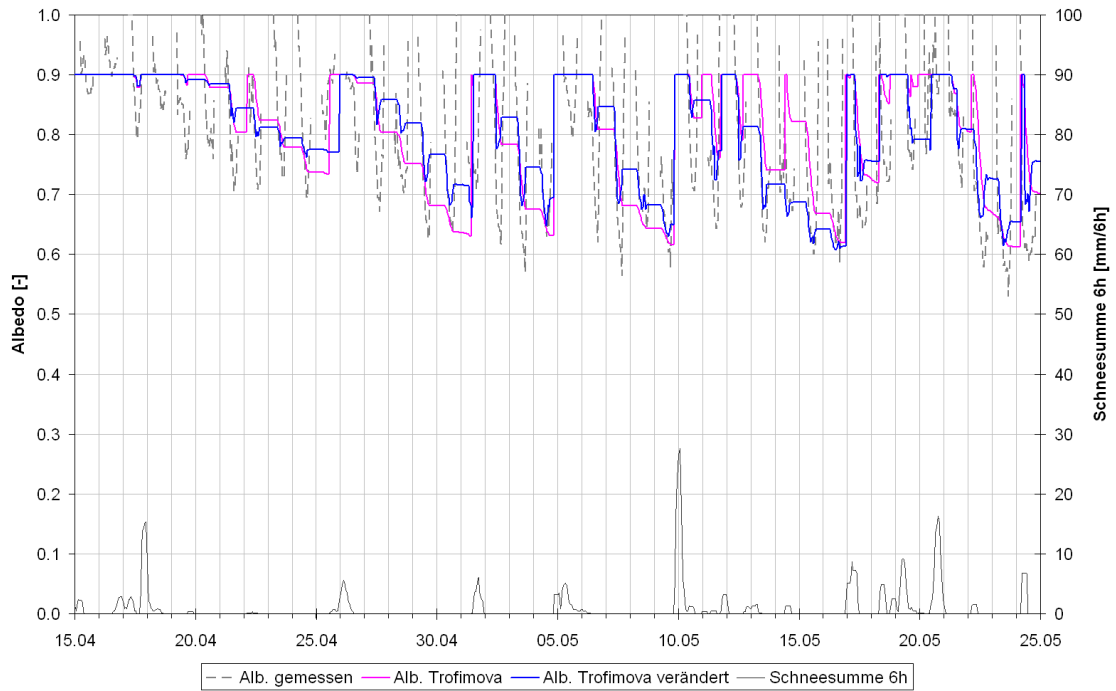


Abbildung 4.13: Kalibrierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1994

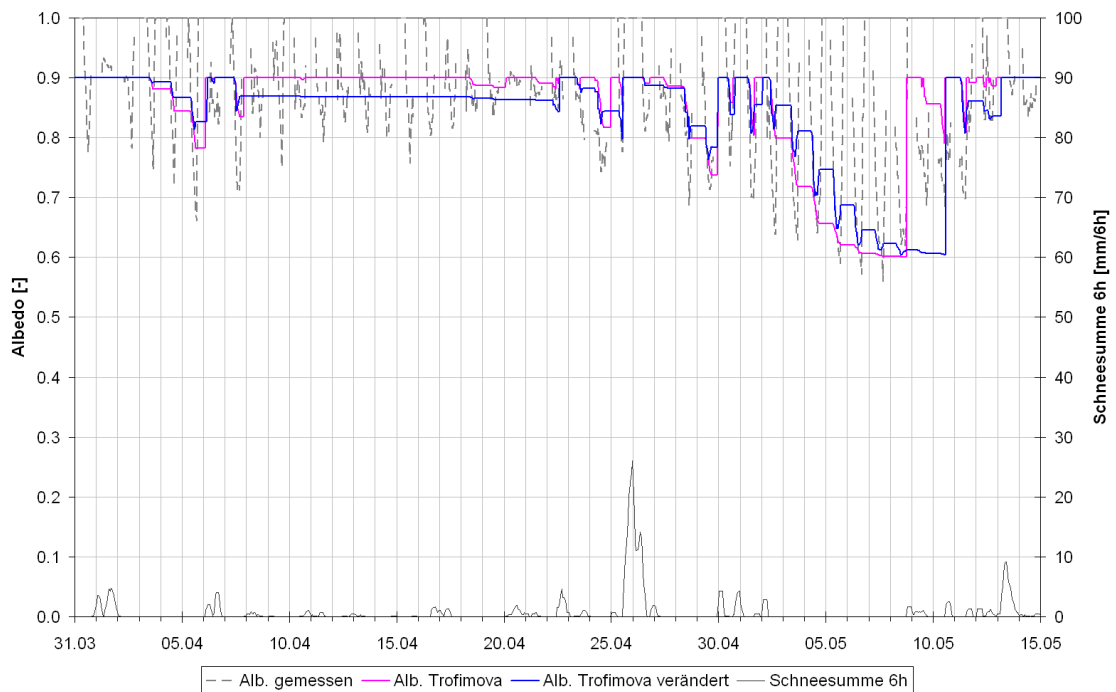


Abbildung 4.14: Kalibrierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1995

4 Das Schnee- und Eisschmelzmodell

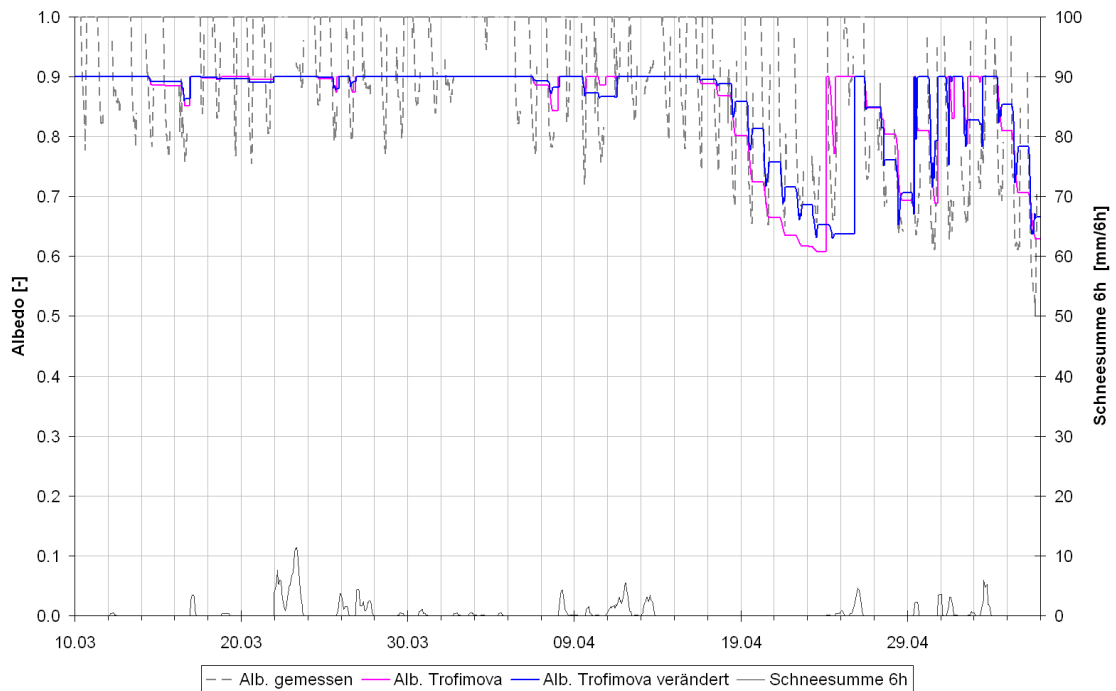


Abbildung 4.15: Kalibrierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1996

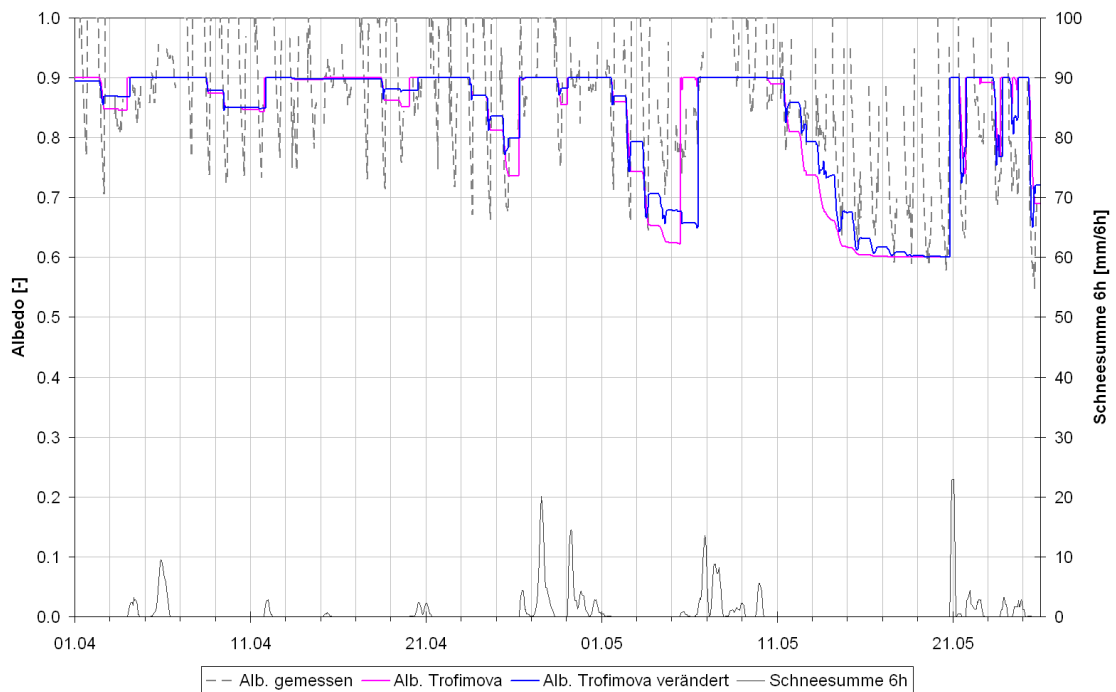


Abbildung 4.16: Kalibrierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1997

Verifizierung

Die Verifizierung erfolgt an Daten aus den Jahren 1998-2000. Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 4.17 - 4.19 ersichtlich. Mitte März und Anfang April 1998 liefern beide Ansätze konstante Werte, da die Bilanzen negativ sind. Im Übrigen wird der Albedoverlauf vom quadratischen veränderten Ansatz gut nachgebildet. Der Ansatz nach *Trofimova* (1970) ergibt einerseits zum Teil zu niedrige Werte, stieg aber andererseits zu oft auf den Wert der Neuschneealbedo. Bis Mitte April 1999 kommt es mit Ausnahme von einigen Tagen bei beiden Ansätzen zu einer Überschätzung. Ab dem 20. April besitzen die mit dem quadratischen Ansatz berechneten Werte eine gute Übereinstimmung, der *Trofimova*-Ansatz hingegen zeigt ein sehr unruhiges Verhalten. 2000 sind bis zum 20. April die berechneten Werte aufgrund der negativen Bilanz konstant, danach liefert der veränderte Ansatz zufrieden stellende Ergebnisse. *Trofimovas* Ansatz hingegen steigt zu oft auf die Neuschneealbedo.

Jahr	Zeitraum
1998	1.3. - 30.6.
1999	1.3. - 30.6.
2000	1.4. - 31.5.

Tabelle 4.5: Verifizierungszeiträume in den Jahren 1998-2000

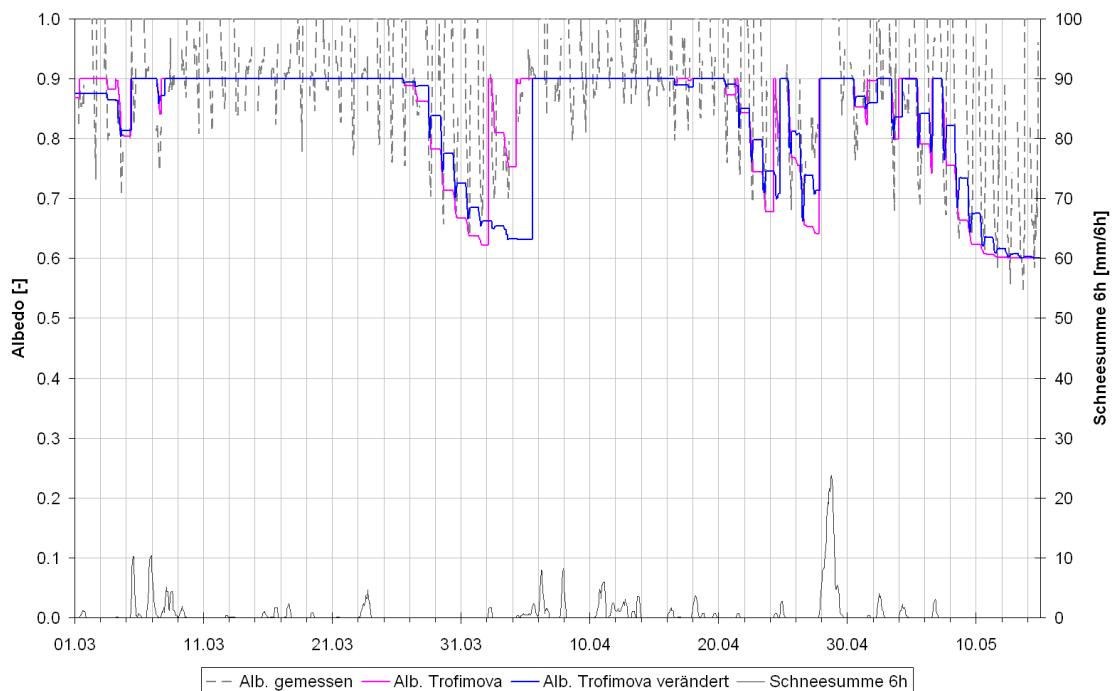


Abbildung 4.17: Verifizierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1998

4 Das Schnee- und Eisschmelzmodell

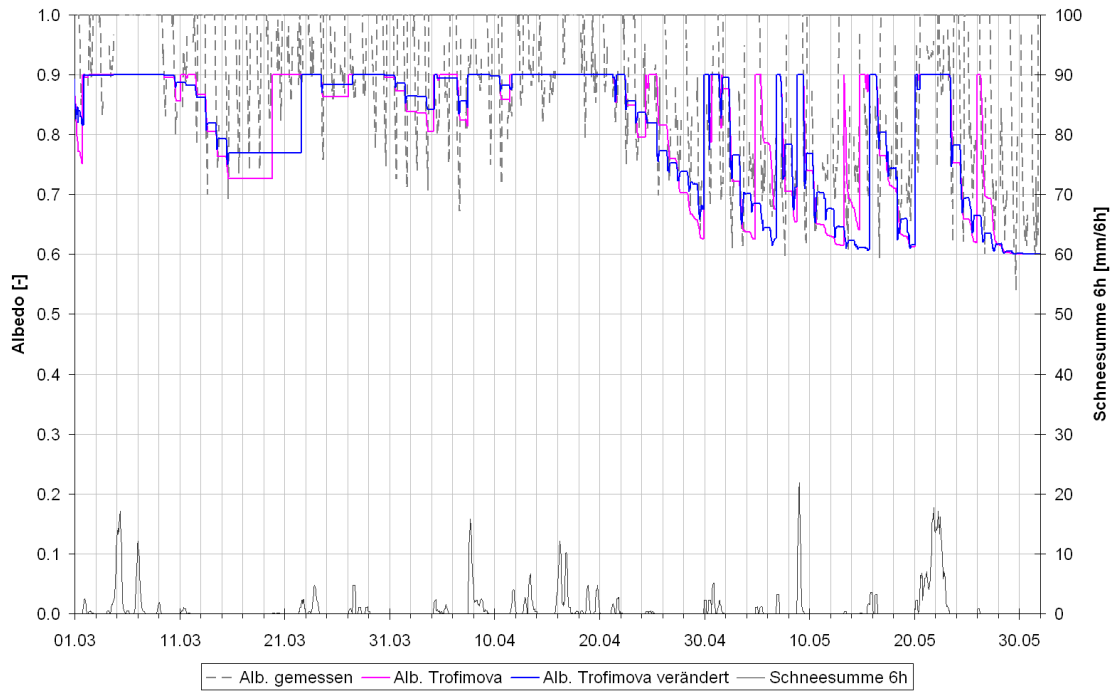


Abbildung 4.18: Verifizierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 1999

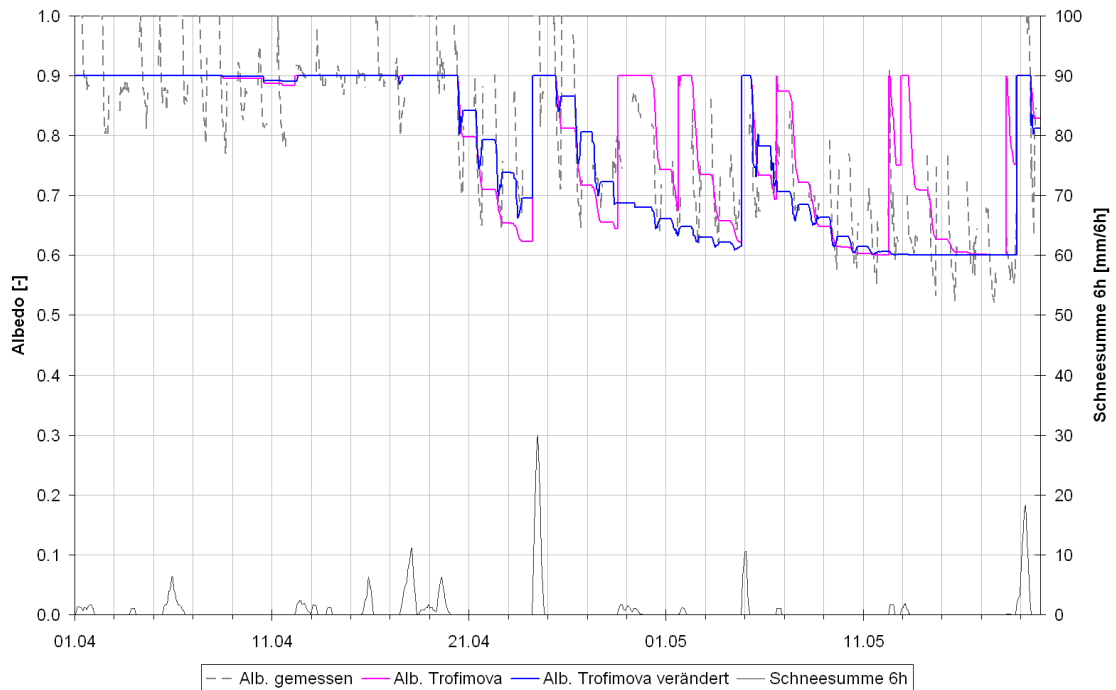


Abbildung 4.19: Verifizierung des Albedomodells nach *Trofimova* (1970) und des veränderten Ansatzes an Daten vom Pegel Vernagtbach, 2000

4.4.3 Schlussfolgerung

Aufgrund der besseren Resultate wird im Schnee- und Eisschmelzmodell der veränderte quadratische Ansatz (4.19) verwendet. Die in den vorigen Kapiteln ermittelten Werte für die Abnahmerate c^* und für die Schneesumme über 6 Stunden stellen aber nur Ausgangswerte für die Kalibrierung des Schnee- und Eisschmelzmodells dar. Der Grund dafür liegt darin, dass im veränderten Ansatz – wie auch bei der Parametrisierung nach *Trofimova* (1970) – die Energiebilanz des momentanen Zeitschrittes zur Ermittlung der Albedo benötigt wird, zur Berechnung der Energiebilanz ist aber wiederum die Albedo notwendig. Die Albedo wird also in einem iterativen Verfahren berechnet. Als Anfangswert der Albedo zur Ermittlung der Energiebilanz im aktuellen Zeitschritt dient die Albedo des vorigen Zeitschrittes. Die Auswirkung der Iteration ist im Vorhinein nicht abschätzbar, weshalb die durch die Kalibrierung ermittelten Parameter Abnahmerate und Schneesumme nur als Ausgangswerte bei der Kalibrierung des Schnee- und Eisschmelzmodells dienen.

4.5 Interne Prozesse

Im Schneeschmelzmodell nach *Blöschl* wird für die Berechnung der internen Prozesse je nach Schneehöhe der physikalische Ansatz nach *Siemer* (1988) bzw. der konzeptionelle Ansatz nach *Braun* (1985) verwendet (Kapitel 3.3). Erster neigt unter bestimmten Umständen zu numerischen Problemen; treten diese auf, wird auf den konzeptionellen Ansatz umgestellt. Die Schneeoberflächentemperatur wird im *Braunschen* Ansatz konstant auf Null gesetzt, was in der Nacht und in Akkumulationszeiten teilweise auch tagsüber eine realitätsferne Annahme darstellt. Deshalb erscheint es sinnvoll, die Schneeoberflächentemperatur durch eine geeignete Parametrisierung zu berechnen. Die Ermittlung der Schneeoberflächentemperatur ist nur in Zeiten notwendig, in denen die Schneedecke Energie verliert – also keine Energie zur Schmelze zur Verfügung steht; in Schmelzperioden ist sie Null. *Escher-Vetter* (2000) verwendet folgende Formel zur Berechnung der Schneeoberflächentemperatur, wenn keine Energie zur Schmelze zur Verfügung steht:

$$T_S = 2 \cdot Q_S \cdot \sqrt{\frac{t}{\pi \cdot \lambda \cdot \rho \cdot c_p}} \quad (4.20)$$

- T_S Schneeoberflächentemperatur [°C]
- Q_S Energieverlust der Schneedecke ($Q_S < 0$) [W/m²]
- t Zeitspanne [s]
- λ Wärmeleitfähigkeit [W/(K·m)]
- ρ Dichte von Schnee bzw. Eis [kg/m³]
- c_p spezifische Wärme von Schnee bzw. Eis [J/(kg·K)]

Die Dichte von Schnee kann im Laufe der Metamorphose auf das 5-6fache der von Neuschnee ansteigen (Tabelle 2.2). Für die Abhängigkeit der Dichte von der Zeit existieren (empirische) Setzungskurven, die aber nicht die Energiezufuhr in die Schneedecke, welche die Metamorphose beeinflusst, berücksichtigen.

Für ein Schneeschmelzmodell erscheint der konzeptionelle Ansatz nach *Braun* (1985) ausreichend, weshalb auf eine Ergänzung zur Ermittlung der Schneeoberflächentemperatur verzichtet wird. Außerdem wird das physikalische Modell nach *Siemer* (1988) nicht mehr verwendet, sondern nur der Ansatz nach *Braun*.

4.6 Gletscherschmelzmodul

Die Ausdehnung des Gletschers wird durch die Digitalisierung eines Orthophotos vom September 1997 (Abbildung 4.20) vom Tiroler Raumordnungs-Informationssystem (TIRIS) (www.tirol.gv.at/tiris/) bestimmt und auf den Ausschnitt des digitalen Höhenmodells mit der gleichen Rasterweite übertragen.

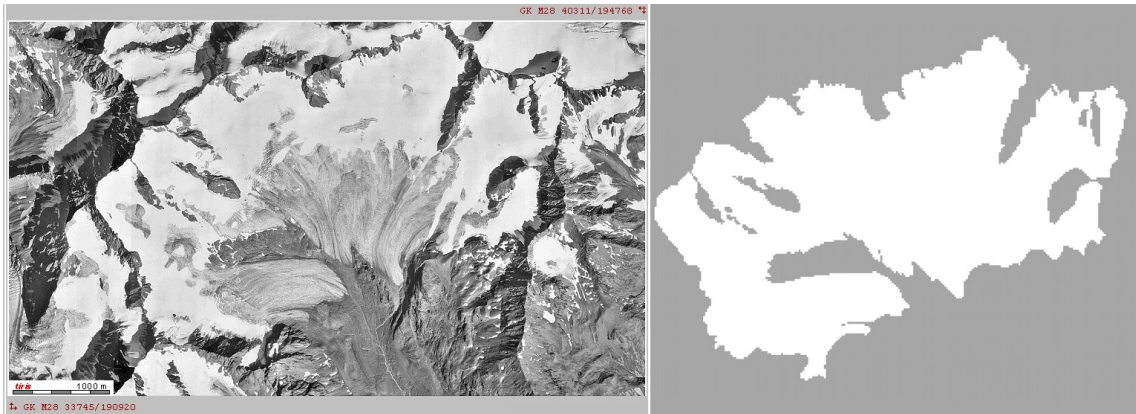


Abbildung 4.20: Orthophoto Vernagtferner (TIRIS) und Gletscherausdehnung auf der Grundlage eines 20 m Rasters

4.6.1 Albedo

Die Albedoroutine des Schnee- und Eisschmelzmodells muss nicht nur die Schneecalbedo, sondern auch die von Firn, Gletschereis und aperem Fels/Geröll berechnen. Außerdem erfolgt die Simulation über ein ganzes Jahr, d.h. nicht nur Ablations- sondern auch Akkumulationsphasen müssen berücksichtigt werden.

Ablationsphase

Abbildung 4.21 zeigt eine schematische Darstellung der möglichen Albedoverläufe während der Schmelzperiode für Punkte auf dem Gletscher, im Firngebiet am Gletscher und für Punkte außerhalb des Gletschers.

Solange genügend Schnee auf einem Rasterpunkt liegt, ist es nicht von Bedeutung, ob sich darunter Eis, Firn oder Fels befindet. Die Ermittlung der Schneecalbedo (durchgezogene Linie) erfolgt für vergletscherte wie unvergletscherte Gebiete iterativ mit dem in Kapiteln 4.4.2 und 4.4.3 beschriebenen quadratischen veränderten Ansatz (Gleichung 4.19).

Befindet sich der betrachtete Punkt am Gletscher im Firngebiet (punktirierte Linie), wird nach Abschmelzen des Schnees die Albedo auf einen konstanten Wert für die Firnalbedo a_{firn} gesetzt. Liegt der Punkt am Gletscher, aber nicht im Firngebiet (strichlierte Linie),

erhält die Albedo bei geringen Schneehöhen (Unterschreitung eines Schnee-Wasseräquivalent-Grenzwertes w_{crit}) einen konstanten, kleineren Wert als die Altschneevalbedo, $a_{sp,g}$. Bei kleinen Firnhöhen bekommt die Albedo den gleichen Wert. Ist der gesamte Schnee bzw. Firn auf einem Gletscherpunkt weggeschmolzen, hat die Albedo des Punktes bis zum nächsten Einschneien den konstanten Wert der Eisalbedo a_{ice} .

Für einen Punkt außerhalb des Gletschers (strichpunktierte Linie) gilt: Bei geringen Schneehöhen wird die Albedo auf einen konstanten Wert $a_{sp,r}$, der kleiner als die Altschneevalbedo ist, gesetzt. Ist der gesamte Schnee geschmolzen, hat der Punkt die Albedo von Fels a_{rock} .

$$a_N > b > a_{firn} > a_{sp,g} > a_{sp,r} > a_{ice} > a_{rock}$$

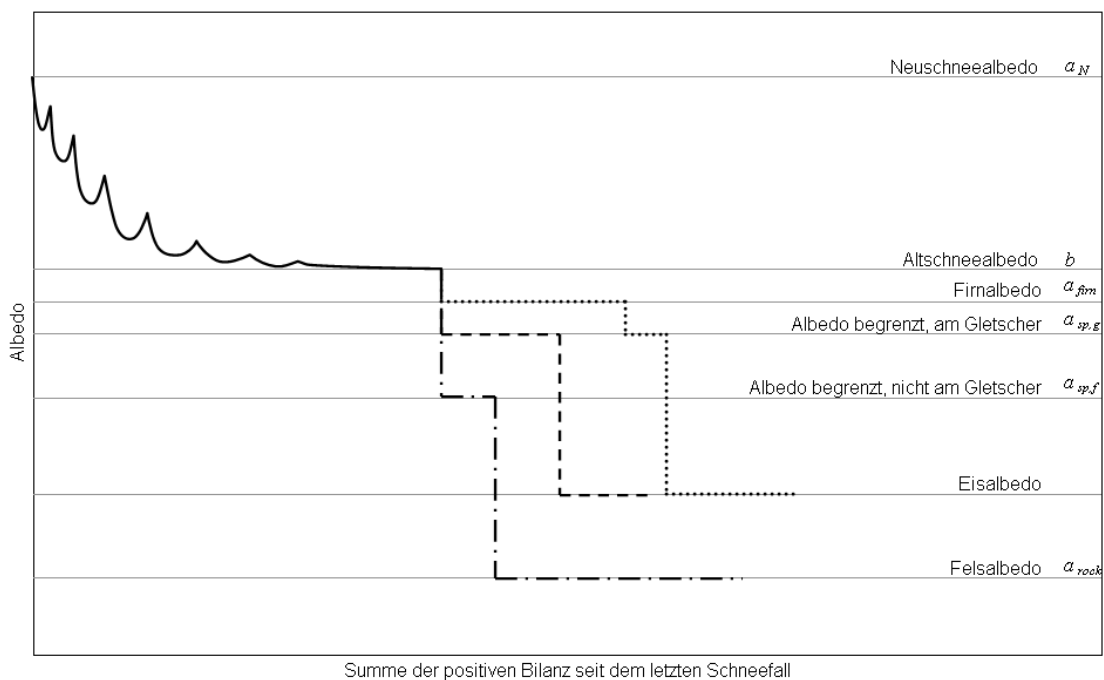


Abbildung 4.21: Schematische Darstellung der möglichen Verläufe der Albedo für verschiedene Punkte im Einzugsgebiet

Die Parameter des veränderten Albedoansatzes (Neuschneevalbedo a_N , Altschneevalbedo b , Abnahmerate c^*), die konstanten Werte für die Firn-, Eis- und Felsalbedo (a_{firn} , a_{ice} , a_{rock}), sowie die Albedowerte ($a_{sp,g}$ und $a_{sp,r}$) für geringe Schnee- bzw. Firnhöhen (w_{crit}) stellen Kalibrierparameter des Schnee- und Eisschmelzmodells dar.

Akkumulationsphase

Das Kriterium zum Hinaufsetzen der Albedo auf die Neuschneealbedo beinhaltet, dass es im fraglichen Zeitschritt schneit, und außerdem die Schneesumme der letzten 6 Stunden (Kapitel 4.4.2) über dem kritischen Wert liegt. Die zweite Bedingung soll dafür Sorge tragen, dass die Albedo nur bei einer geschlossenen Schneedecke den Wert für Neuschnee erhält. Eine ähnliche Funktion hat auch der kritische Schnee-Wasseräquivalentwert in Schmelzperioden, unterhalb dessen die Schneedecke nicht mehr homogen über das Rasterelement angenommen werden kann. Bei Unterschreitung dieses Wasseräquivalents wird eine Begrenzung der Albedo nach oben vorgenommen.

Alter Schnee kann eine bis zu 5mal so hohe Dichte haben wie Neuschnee (Kapitel 2.1.2). Deswegen wird der kritische Wert der Schneesumme sicherlich einen kleineren Betrag aufweisen als das kritische Wasseräquivalent. Damit würde aber dieses den Schneedeckenaufbau solange nicht zulassen, bis die Schneesumme das kritische Wasseräquivalent überschreitet.

Um diesem Effekt entgegenzuwirken, wird das Alter der obersten Schneeschicht im Modell mitgeführt. Wenn die Albedo den Wert für Neuschnee erhält, wird das Schneeealter auf Null gesetzt. Die Bedingung mit dem kritischen Wasseräquivalent zur Begrenzung der Albedo wird nur bei Überschreiten eines gewissen Schneeealters wirksam.

Schneit es nur wenig auf eine apere Fläche, wird die Albedo auf den Wert für geringe Schneehöhen $a_{sp,g}$ bzw. $a_{sp,r}$ gesetzt.

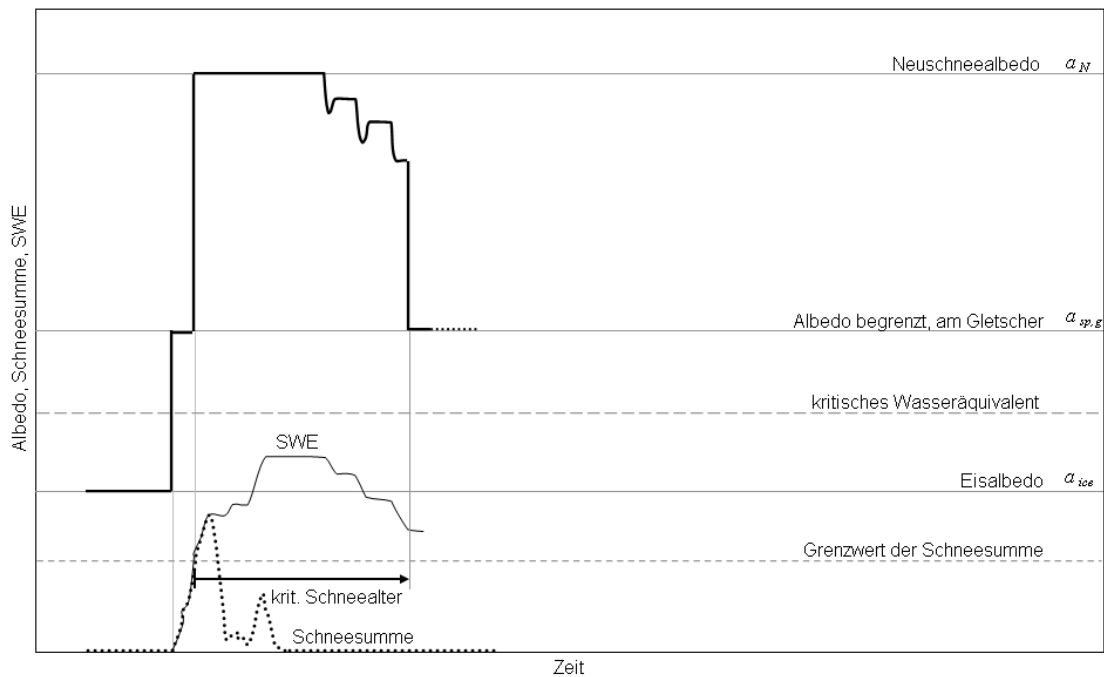


Abbildung 4.22: Schematische Darstellung des Verlaufs der Albedo in der Akkumulationsphase am Beispiel eines Punktes am Gletscher

4.6.2 Latenter Wärmestrom

Der latente Wärmestrom für den aperen Gletscher unterscheidet sich für den vom Schnee nur durch die höhere Verdampfungswärme des Eises (vergleiche Kapitel 2.4).

Die Berechnung des latenten Wärmestroms erfolgt für vergletscherte, wie unvergletscherte Gebiete nach den Formeln (2.14) und (3.5).

	λ_v [MJ/kg]
Schnee	2.50
Eis	2.83

Tabelle 4.6: Spezifische Verdampfungswärmen λ_v von Schnee und Eis

4.6.3 Interne Prozesse

Im Schnee- und Eisschmelzmodell kann auf den Rasterpunkten Schnee, Firn, Eis oder Fels (als oberste Schicht) liegen. Die Größen Schnee und Firn werden getrennt bilanziert, für Firn wird ebenfalls der Ansatz nach *Braun* (1985) zur Berechnung der internen Prozesse herangezogen. Allerdings stellt der maximale Flüssigwassergehalt für Firn einen zusätzlichen Kalibrierparameter dar.

Folgende Annahmen sind getroffen:

- Das Gletschereis wird aufgrund mangelnder Information über die Gletschermächtigkeit überall als unendlich dick angenommen und wird somit nicht bilanziert.
- Gletschereis hat immer Oberflächentemperatur 0°C , d.h. sobald Energie zur Schmelze des aperen Gletschers zur Verfügung steht, schmilzt er. Diese Annahme musste getroffen werden, da über die Gletschermächtigkeit keine Informationen vorliegen.
- Das Schmelzwasser des Schnees im Firngebiet fließt zunächst in den Firn und kommt dort erst nach Überschreiten des maximalen Flüssigwassergehalts des Firms zum Abfluss.

4.7 Modellparameter

Die folgende Tabelle soll einen Überblick der Kalibrierparameter des Schnee- und Eisschmelzmodells geben. Neben diesen besitzt der Ansatz zur Ermittlung der Bewölkung eine große Rolle (Kapitel 5.3).

Meteorologische Daten (Kapitel 4.2)

Zunahmerate des Niederschlags mit der Höhe
Grenzfeuchttemperatur zur Bestimmung des Aggregatzustands des Niederschlags

Schneelumverteilung (Abbildung 4.5)

minimales Gefälle
maximales Gefälle
Korrekturfaktor Gefälle
maximale Krümmung

Energie- und Massenbilanz (Kapitel 3.3)

Bodenwärmestrom für Punkte am Fels (am Gletscher ist dieser 0)
maximaler Wassergehalt
maximaler Kältegehalt
Kälteeintragsfaktor

Albedoberechnung (Kapitel 4.6.1)

Neuschneealbedo
Altschneealbedo
Abnahmerate der Albedo
Firn-albedo
Eisalbedo
Felsalbedo (hat keinen Einfluss auf die Schmelze)
kritisches Schnee-Wasseräquivalent
Albedo bei geringem (Schnee- bzw. Firn-) Wasseräquivalent am Gletscher
Albedo bei geringem Wasseräquivalent am Fels
kritische Schneesumme der letzten 6 Stunden
kritisches Schnealter

Tabelle 4.7: Zusammenfassung der Modellparameter

5 Kalibrierung

Die Kalibrierung/Verifizierung des Schnee- und Eisschmelzmodells erfolgt anhand von Ausaperungsmustern, welche aus Photos einer automatischen Farbbildkamera (Nikon, 25 mm Objektiv) der Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften am Schwarzkögele (Rechtswert, Hochwert, Höhe: 38004.0, 5192147.5, 3076.3 – Österr. GK in Meter) abgeleitet werden.

Die Kamera macht zwischen Mai und September (bzw. Oktober) täglich Bilder von dem in Abbildung 5.1 gezeigten Ausschnitt des Vernagtferners. Im Mai und im September ist der Gletscher noch bzw. schon wieder schneebedeckt, eine Kalibrierung bzw. Verifizierung wäre nicht sinnvoll, da aus Bildern das Schnee-Wasseräquivalent nicht ersichtlich ist. Deswegen erfolgt die Kalibrierung bzw. Verifizierung anhand von Bildern der Monate Juni bis August.

Der Kalibrierungs-/Verifizierungszeitraum wird durch die zur Verfügung stehenden Daten festgelegt: Meteorologische Messdaten sind von 1994 bis 2001 vorhanden, Photos von der Kamera am Schwarzkögele in digitaler Form nur für 2000 - 2002.

Kameraausfälle und Schlechtwetter beschränken die Anzahl der brauchbaren Photos. Auch bewölkte Tage werden nach Möglichkeit vermieden, da Schatten von aperen Flächen auf dem Gletscher schwerer zu unterscheiden sind. Aus den übrigen Bildern werden pro Jahr 3 charakteristische ausgewählt, wenn möglich in Abständen von ca. einem Monat. Um diese Photos mit den Ergebnissen der Kalibrierung bzw. Verifizierung vergleichen zu können, müssen aus den Bildern Orthophotos erstellt und aus diesen die Schneegrenze ermittelt werden.

Bei der Kalibrierung/Verifizierung erfolgt kein pixelweiser Vergleich der beobachteten Ausaperungsmuster mit den modellierten wie bei *Blöschl et al. (2002)*, sondern es wird die Lage der beobachteten Schneegrenze mit der errechneten optisch verglichen.

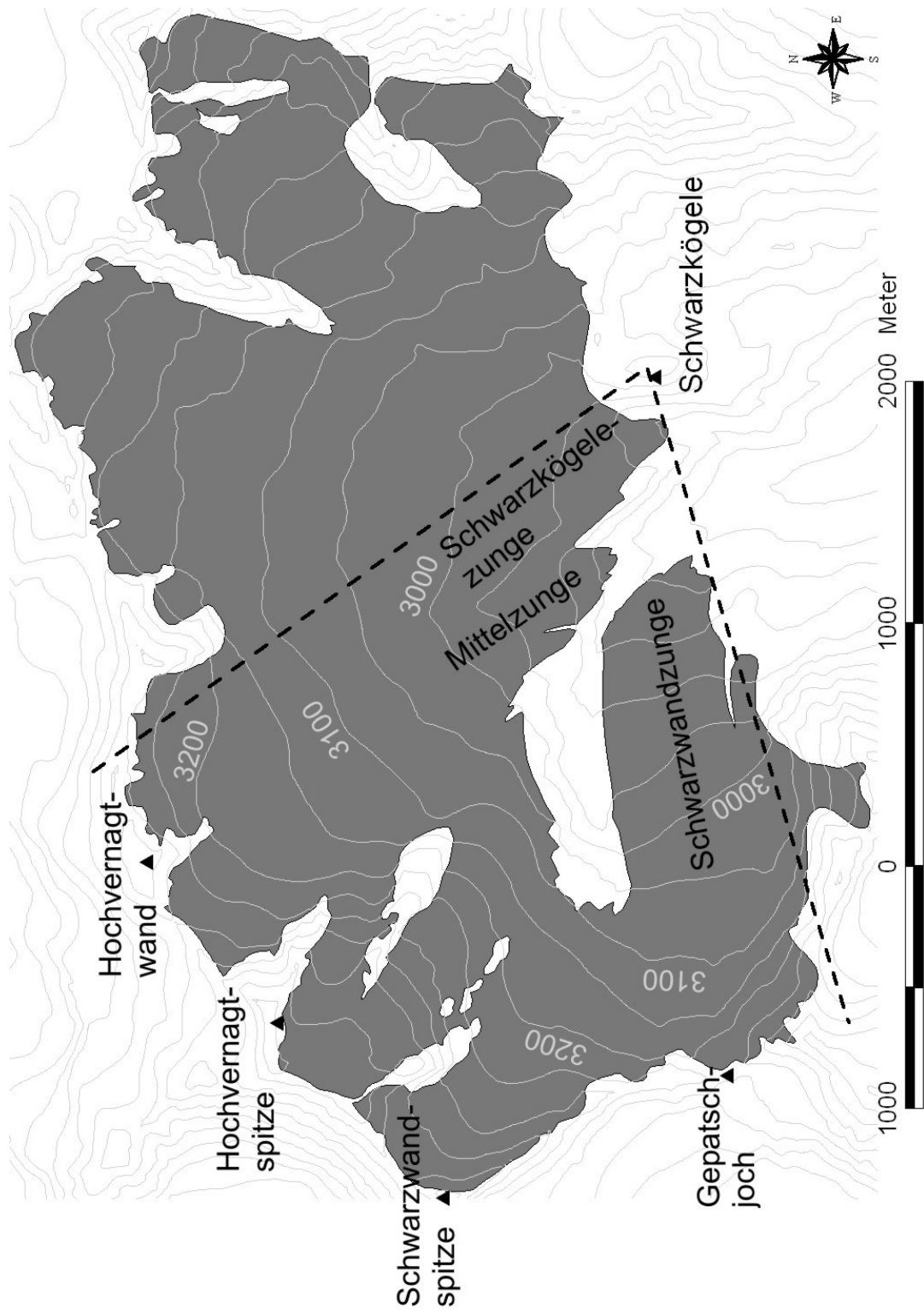


Abbildung 5.1: Lage und Blickfeld der Kamera am Schwarzkögele

5.1 Erstellung der Orthophotos und Ermittlung der Schneegrenze

Die Erstellung der Orthophotos aus den Bildern der Kamera am Schwarzkögele erfolgt am Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung der Technischen Universität Wien mit Hilfe von Herrn Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Kager. Es werden – neben den Bildern – die genaue Lage der Kamera, deren technische Daten und ein digitales Geländemodell des Gebietes benötigt.

Im ersten Schritt wird mit dem Programm SCOP++ das Orthophoto des Vernagtferners von 1999 über das digitale Geländemodell gelegt und eine Perspektive vom Schwarzkögele mit Blickrichtung Nordwest gerechnet. Aus dieser werden Silhouettenlinien – Gitterlinien, hinter denen das Gelände nicht sichtbar ist – abgeleitet und eine Sichtbarkeitskarte erstellt. Abbildung 5.2 zeigt einen Ausschnitt dieser Perspektive mit den Silhouettenlinien.

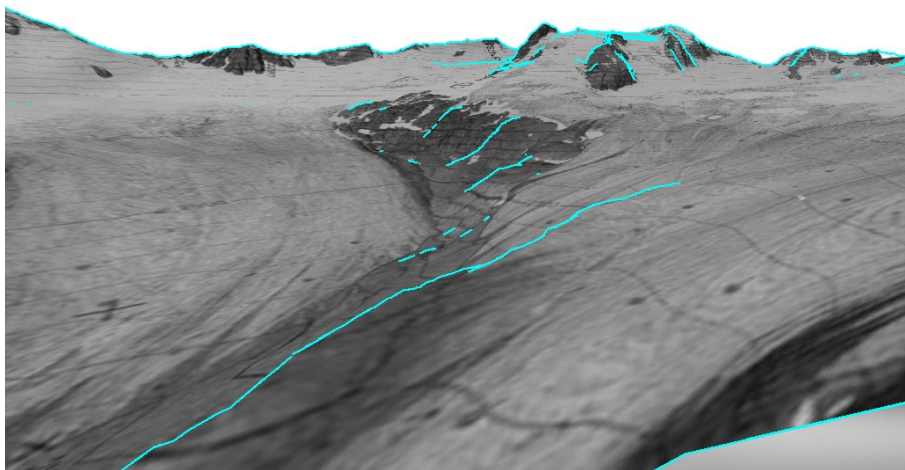


Abbildung 5.2: Perspektive vom Schwarzkögele, Orthophoto Vernagtferner 1999 mit Silhouettenlinien (Ausschnitt)

Die Orientierung der Bilder erfolgt mit dem Softwarepaket ORIENT/ORPHEUS. Dabei werden Segmenten der Silhouettenlinien Punkte in den Photos zugeordnet, im Durchschnitt werden dazu 70 Punkte pro Bild verwendet.

Bei der Orientierung werden folgende Freiheitsgrade (FG) durch eine Ausgleichsrechnung ermittelt:

- Rotation im Raum: 3 FG (Verschiebung im Raum wird nicht gerechnet, da der Standpunkt der Kamera fix ist)
- Projektionszentrum des Bildes in Bezug auf die Bildebene: 3 FG
- Koeffizienten für die Verzeichnung der Kamera: 5 FG

Die Bilder werden unabhängig voneinander orientiert, da durch die Digitalisierung der Photos immer nur ein Ausschnitt des tatsächlich auf den Film abgebildeten Bildes sichtbar ist, und somit das Projektionszentrum für jedes Photo einzeln bestimmt werden muss.

Die Umwandlung der Bilder in Grundrissprojektionen (Orthophotos) über das digitale Geländemodell erfolgt mit dem Programm DOP (Digitales Orthophoto).

Ein Pixel im Orthophoto entspricht 5 m, eine höhere Auflösung ist weder erforderlich – das Schnee- und Eisschmelzmodell rechnet auf der Grundlage eines 20 m-Rasters – noch aufgrund der Dateigröße erwünscht.

Die Genauigkeit der Orthophotos hängt von der Genauigkeit des DGM, der Auflösung des Photos und vom Schnittwinkel des Sehstrahls (s) mit dem Gelände (g) ab (Abbildung 5.3).

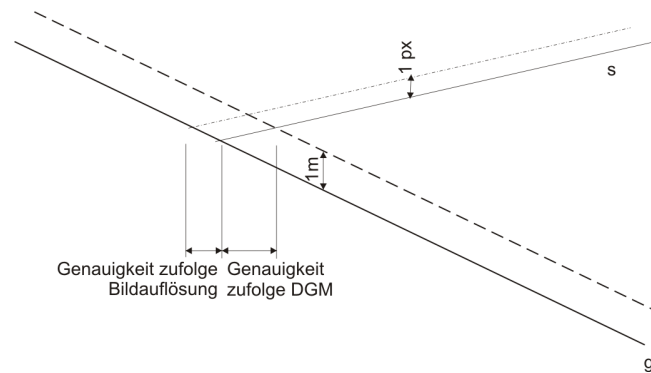


Abbildung 5.3: Skizze zur Genauigkeit der Orthophotos

Der Winkel, unter dem manche Teile des Gletschers vom Schwarzkögele aus gesehen werden, ist sehr flach. Das bedeutet, dass ein kleiner Fehler in den Höhendaten im DGM einen großen Fehler (ca. 1 Zehnerpotenz größer als der Höhenfehler) im Grundriss (Orthophoto) erzeugt. Dies ist mit ein Grund, warum nicht das DGM des BEV (10 m Raster aus 50 m Daten interpoliert; aus dem Jahr 1991), sondern ein aktuelleres, aus dem Jahr 1999, mit besserer Auflösung (20 m Raster) verwendet wird.

In den Abbildungen 5.4 bis 5.6 sind am Beispiel des 15.8.2000 das Ausgangsprodukt Photo, das daraus entstandene Orthophoto und die aus diesem abgeleiteten Schneegrenzen (rote Line) dargestellt. In der dritten Abbildung ist die Sichtbarkeitskarte – nicht sichtbare Stellen sind grau ausgeblendet – über das Orthophoto gelegt. Die abgeleitete Schneegrenze bildet keine geschlossenen Polygonzüge, da ihr Verlauf in den nicht sichtbaren Bereichen ungewiss (und deshalb nicht dargestellt) ist.

Bei Bildern, die einen weit ausgeaperten Gletscher zeigen (meist Ende August), ist es durch den fließenden Übergang zwischen Schnee und Firn (Schnee aus den vergangenen Jahren) sehr schwer zu beurteilen, ob der noch vorhandene Schnee nicht bereits Firn ist. Die aus den Orthophotos erhaltenen Schneegrenzen werden der Einfachheit halber als solche bezeichnet, auch wenn sie zum Teil die Firngrenze darstellen.



Abbildung 5.4: Photo, aufgenommen vom Schwarzkögele am 15.8.2000

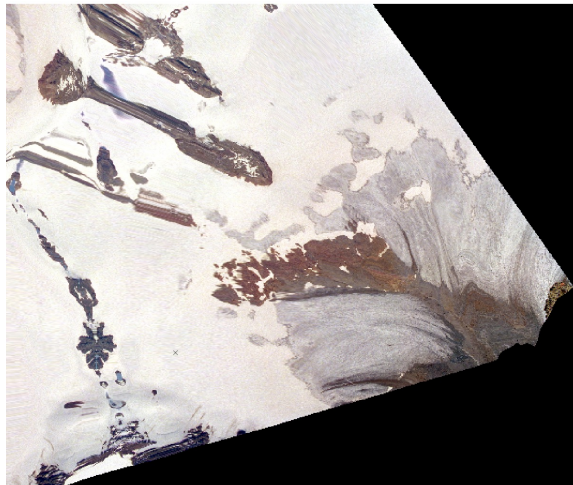


Abbildung 5.5: Orthophoto 15.8.2000

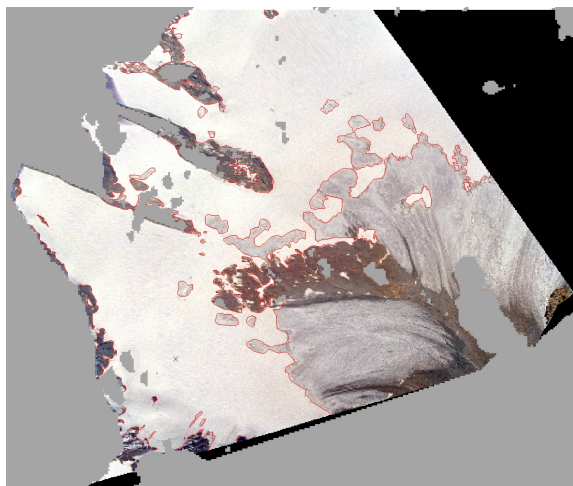


Abbildung 5.6: Orthophoto 15.8.2000 mit darüber gelegter Sichtbarkeitskarte und Schneegrenzen

5.2 Anfangsbedingungen

Neben den in Kapitel 4.7 aufgelisteten Kalibrierparametern hat auch die Wahl der Anfangsbedingungen einen wesentlichen Einfluss auf die Ergebnisse.

Die Berechnungen mit dem Schnee- und Eisschmelzmodell werden über jeweils ein glaziologisches Jahr (1. Oktober bis 30. September) geführt.

Wenn keine Messdaten über die Schneeverteilung zu einem bestimmten Zeitpunkt vorliegen, kann in einem niedrig gelegenen Gebiet, wo der Schnee im Sommer zur Gänze verschwindet, bei entsprechendem Startdatum das Gebiet als aper angenommen werden. In höheren Lagen des Vernagtferners bleibt der Schnee des Vorjahres als Firn liegen, man kann nie von einem vollständig aperen Gletscher ausgehen.

Zunächst wird als Anfangsbedingung ein schneefreies Einzugsgebiet mit einer Firnzone am Gletscher angenommen. Zur Generierung der Firnzone wird ab einer bestimmten Höhe eine mit der Höhe linear zunehmende (10 mm/m), aber nach oben begrenzte Menge (max. 2500 mm) Firn mit den Umverteilungsfunktionen für abgelagerten Schnee (Abbildung 4.5) aufgebracht. Die Untergrenze der Firnzone ist abhängig von der Ausrichtung der Fläche und wird durch die in Abbildung 5.7 dargestellte Sinusfunktion beschrieben.

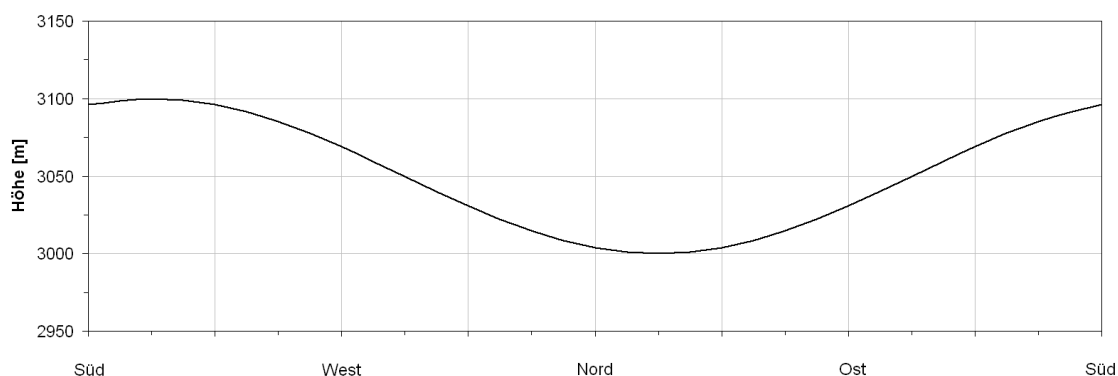


Abbildung 5.7: Firnuntergrenze in Abhängigkeit der Ausrichtung der Fläche

Im Laufe der Kalibrierung zeigt sich, dass im letzten Zeitschritt eines Berechnungsjahres (30. September) der Gletscher nicht schneefrei ist. Dies wird auch durch die Aufnahmen der Schwarzkögele-Kamera bestätigt (Abbildung 5.8). Für den 30.9.1999 ist zwar kein Photo vorhanden, aber aus den meteorologischen Daten lässt sich abschätzen, dass der Gletscher schneebedeckt ist. Am 30.9.2000 liegt Schnee am Gletscher, im unteren Zungenbereich ist die Schneedecke aber dünn, es schaut bereits das Eis hervor. Im darauf folgenden Jahr ist der Gletscher Ende September ganz schneebedeckt.

Diese Erkenntnis führt dazu, dass fortlaufend gerechnet wird: Das Ergebnis des letzten Zeitschrittes eines Jahres wird zur Anfangsbedingung für das nächste.

Im Kalibrierungsjahr 99/00 wird die Anfangsbedingung für den Firn mit der oben beschriebenen Methode generiert, der im Einzugsgebiet liegende Schnee wird aus einer Vorlauf-



Abbildung 5.8: Aufnahmen des Gletschers Ende September aus den Jahren 2000 und 2001

Rechnung (20.9. bis 30.9.1999) erhalten. Der kurze Zeitraum des Vorlaufs zum Aufbau der Schneedecke erklärt sich aus den meteorologischen Daten (Abbildung 5.9): Mitte August ist der Gletscher i.a. zum Großteil aper, der Schnee, der am 12./13.8. fällt, schmilzt in wenigen Tagen wieder. Danach fällt bis zum 20. September keine bedeutende Schneemenge.

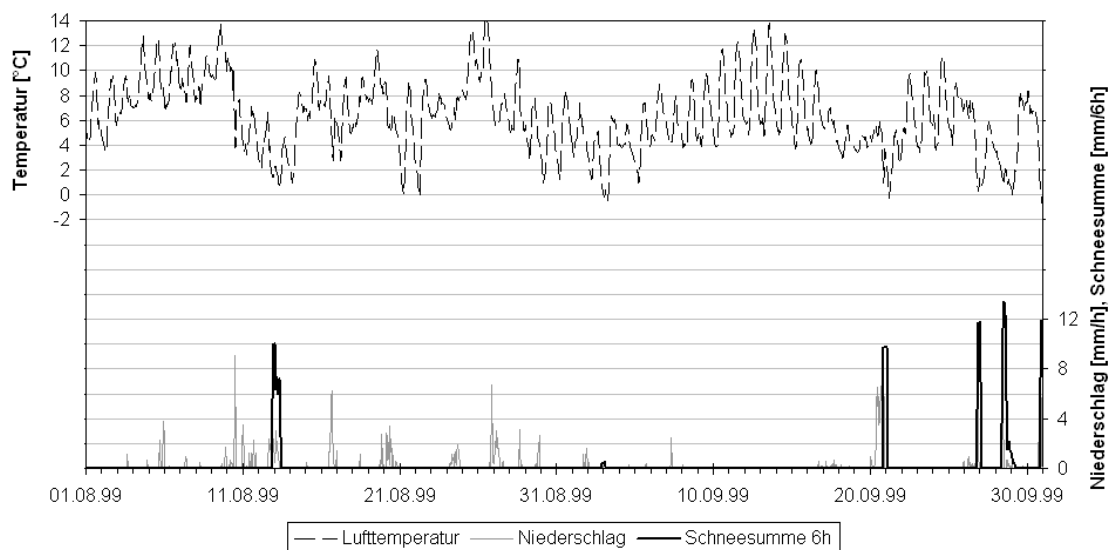


Abbildung 5.9: Niederschlag, Schneesumme über 6 Stunden und Lufttemperatur am Pegel Vernagtbach, 1.8. - 30.9.1999

Die Abbildungen 5.10 - 5.12 zeigen die Anfangsbedingungen der Kalibrierungsperiode 99/00 für Schnee, Firn und Albedo. Der Gletscher ist durchgehend mit 15 - 30 mm Schnee (SWE) bedeckt, die Albedo beträgt – bis auf wenige Punkte – 0.90.

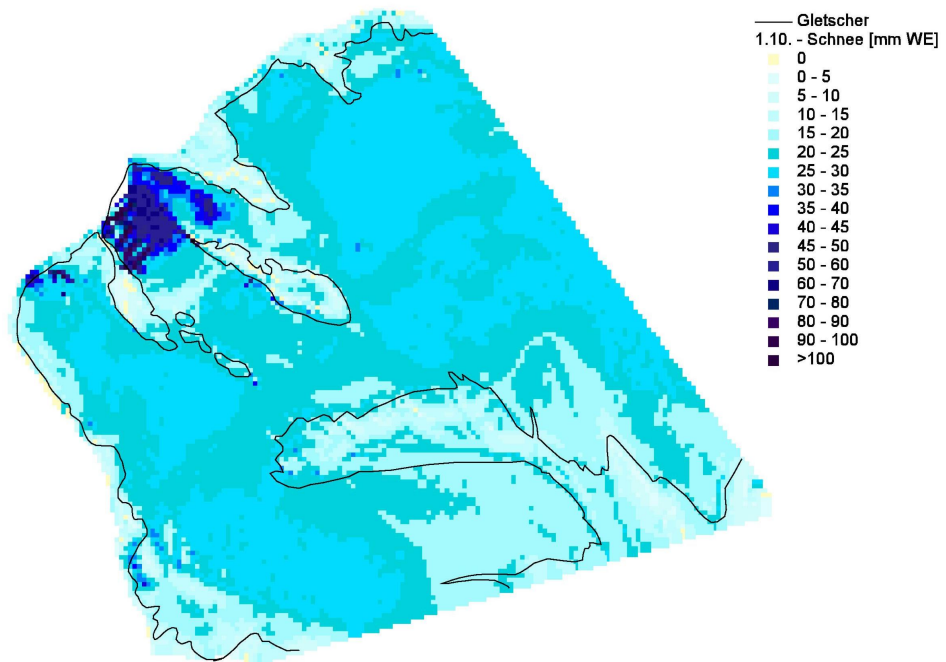


Abbildung 5.10: Anfangsbedingung Schnee für das Kalibrierungsjahr 99/00

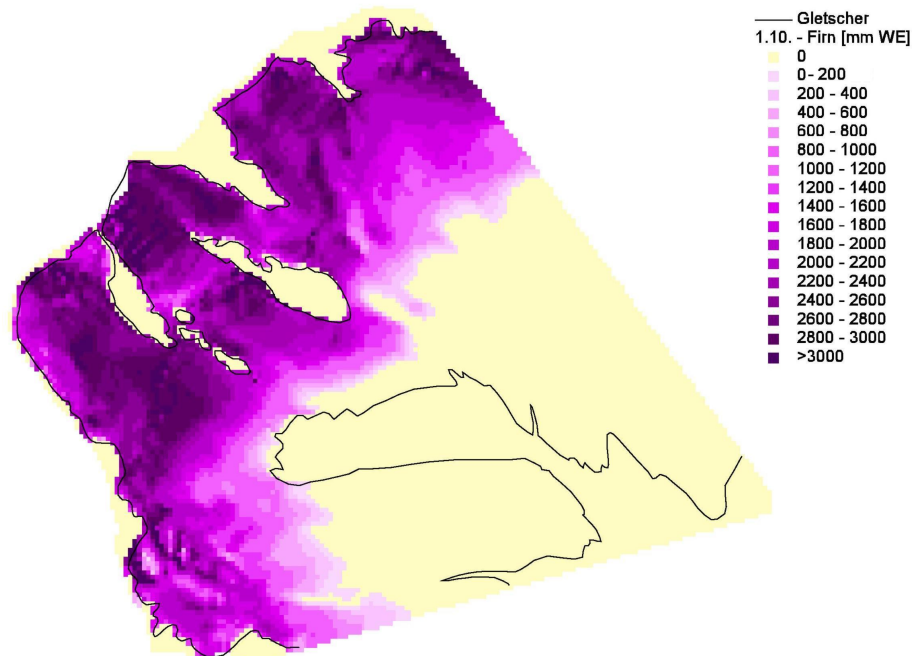


Abbildung 5.11: Anfangsbedingung Firn für das Kalibrierungsjahr 99/00

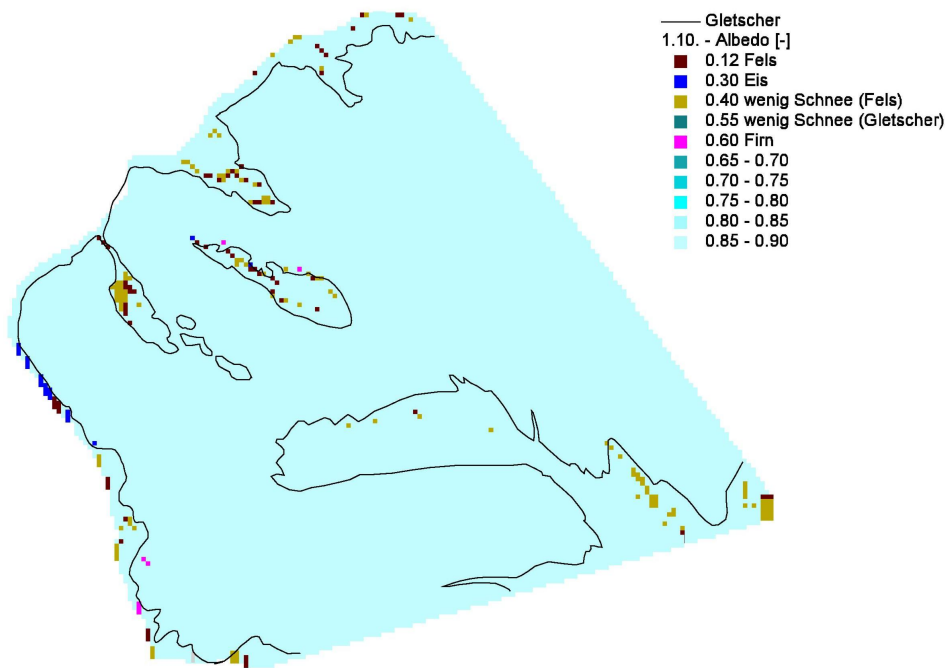


Abbildung 5.12: Anfangsbedingung Albedo für das Kalibrierungsjahr 99/00

5.3 Ergebnisse der Kalibrierung

Es werden zwei Ergebnisse der Kalibrierung gegenübergestellt: Sie werden beide mit dem gleichen Parametersatz (Tabelle 5.1) berechnet, der Unterschied liegt in der Bewölkungsermittlung. Bei der Variante „A“ wird die Bewölkung in der Nacht – wie in Kapitel 4.3 beschrieben – dem letzten berechneten Wert gleichgesetzt, für die Variante „B“ erhält die Bewölkung in der Nacht den konstanten Wert 0.5. Der Vergleich der beiden Varianten soll die Bedeutung der Bewölkungsberechnung verdeutlichen.

Mit dem in Tabelle 5.1 aufgelisteten Parametersatz erhält man die beste Übereinstimmung der berechneten Ausaperungsmuster mit den aus Orthophotos abgeleiteten Schneegrenzen.

Meteorologische Daten (Kapitel 4.2)		
Zunahmerate des Niederschlags mit der Höhe	30	%/km
Grenzfeuchttemperatur	1.2	°C
Schneeumverteilung (Abbildung 4.5)		
minimales Gefälle	10	°
maximales Gefälle	70	°
Korrekturfaktor Gefälle	1.15	-
maximale Krümmung	10	1/m
Energie- und Massenbilanz (Kapitel 3.3)		
Bodenwärmestrom für Punkte am Fels	5	W/m ²
maximaler Wassergehalt	10	%
maximaler Kältegehalt	5	%
Kälteeintragsfaktor	30	%
Albedoberechnung (Kapitel 4.6.1)		
Neuschneealbedo	0.90	-
Altschneealbedo	0.65	-
Abnahmerate der Albedo	$6.5 \cdot 10^{-6}$	m ⁴ /(W ² · h)
Firnalbedo	0.60	-
Eisalbedo	0.30	-
Felsalbedo (kein Einfluss auf Schmelze)	0.12	-
kritisches Schnee-Wasseräquivalent	30	mm
Albedo bei geringem WE am Gletscher	0.55	-
Albedo bei geringem WE am Fels	0.40	-
kritische Schneesumme der letzten 6 Stunden	5	mm
kritisches Schneeealter	100	h

Tabelle 5.1: Modellparameter nach der Kalibrierung

5.3.1 Räumliche Verteilung des Wasseräquivalents

Die Abbildungen 5.13 bis 5.18 zeigen eine Gegenüberstellung der Kalibrierungsergebnisse der Varianten A (Bewölkung in der Nacht ist letzter Tageswert) und B (Bewölkung in der Nacht ist 0.5) zu den Terminen 18.6.2000, 15.8.2000 und 26.8.2000. Es sind das Wasseräquivalent des Schnees (blaue Skala) bzw. des Firns (lila Skala) und die aus den Orthophotos ermittelte Schneegrenze (rote Linie) dargestellt.

Am 18.6. wird von beiden Varianten der Schnee am Gletscher und z.T. auch am Fels überschätzt, der aperer Fleck im unteren Bereich der Schwarzwandzunge ist bei beiden schneebedeckt: A 100-230 mm, B 160-300 mm. Allerdings werden die Ausaperungsmuster auf dem Fels nördlich der Schwarzwandzunge und auch auf den 3 Felsen unterhalb der Hochvernagtspitze ausgezeichnet wiedergegeben. Das deutet darauf hin, dass die Umverteilung des abgelagerten Schnees richtig funktioniert.

Am 15.8. stimmen die Ausaperungsmuster der Variante B gut mit der Beobachtung überein. Dass die Unregelmäßigkeiten der Schneegrenze (besonders über der Mittelzunge) nicht nachgebildet werden, kann an der Rastergröße des Modells und/oder an der Genauigkeit des DGM liegen. In der Variante A liegt die Schneegrenze ca. 100 m höher und der Firn schaut bereits hervor.

Am 26.8. ist bei beiden Varianten der Schnee in der Firnzone bis auf wenige Stellen geschmolzen. Die Firngrenze zwischen Gepatschjoch und Schwarzwandzunge wird von der Variante B etwas besser getroffen als von A. Die aperen Bereiche auf und um die Felsen (zwischen Schwarzwand- und Hochvernagtspitze) werden wieder von A und B gut reproduziert. Hingegen kann keine der Varianten die großen aperen Flächen unterhalb der Schwarzwandspitze und der Hochvernagtwand reproduzieren. Diese lassen sich allerdings nicht aus dem Gelände erklären: Die Flächen sind z.T. flacher als das Umfeld (Gefälle $< 10^\circ$) und haben eine leicht negative Krümmung. Beide Eigenschaften deuten nicht auf eine frühere Ausaperung als in der Umgebung hin. Auch in der Ausrichtung (Süd bis Ost) ist kein Unterschied zu benachbarten Flächen zu entdecken. Aus Orthophotos von Ende August/September (Abbildungen 4.1, 4.20) ist erkennbar, dass der Gletscher in den vorher genannten Bereichen aper ist. Das bedeutet aber, dass bereits die Anfangsbedingung – es liegt dort Firn – nicht richtig ist.

Zusammenfassend kann folgendes über die Kalibrierungsperiode gesagt werden:

- Bei der Variante B (Bewölkung in der Nacht 0.5) liegt zu den betrachteten Zeitpunkten mehr Schnee im Gebiet als bei A.
- Mitte bis Ende Juni wird der Schnee in den unteren Zungenbereichen und am Fels zwischen Schwarzwand- und Schwarzkögelezunge von beiden Varianten überschätzt.
- Der Unterschied zwischen den Varianten ist Mitte August sehr deutlich: Bei A liegt die Schneegrenze 100 m höher als bei B.
- Die bis auf 3200-3300 m hinauf reichenden aperen Flächen im Firnbereich Ende August können vom Modell nicht reproduziert werden. Allerdings ist ihre Lage nicht über Eigenschaften des Geländes (Neigung, Krümmung, Ausrichtung) erklärbar.

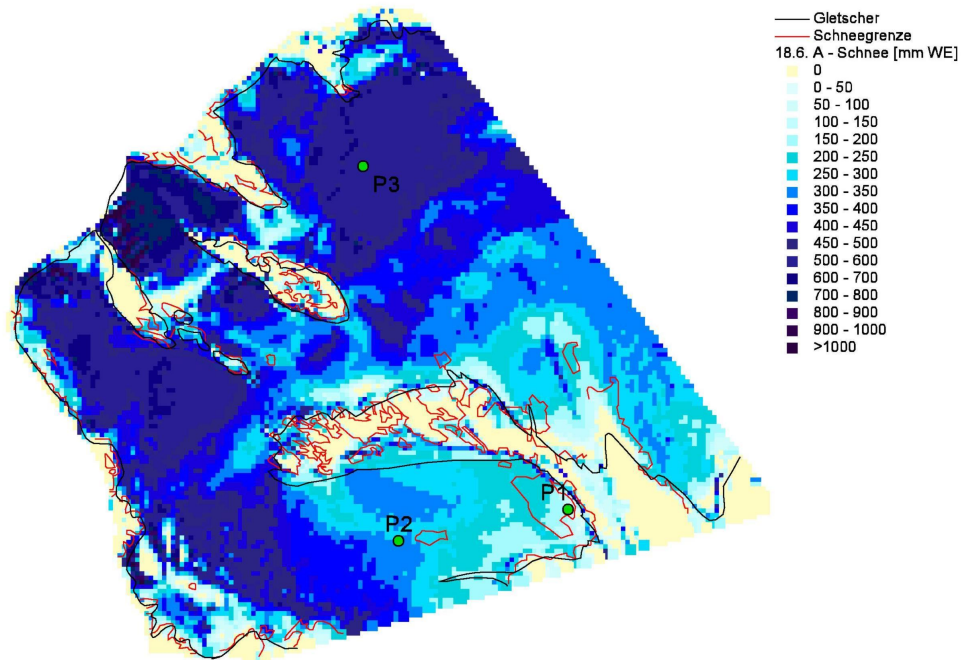


Abbildung 5.13: Kalibrierung 18.6.2000, Variante A

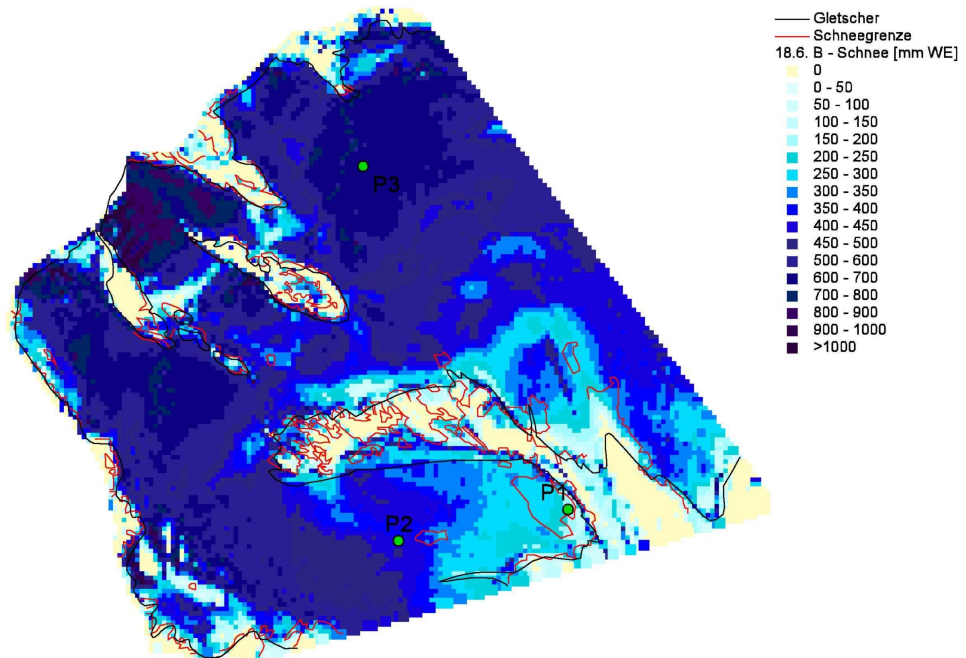


Abbildung 5.14: Kalibrierung 18.6.2000, Variante B

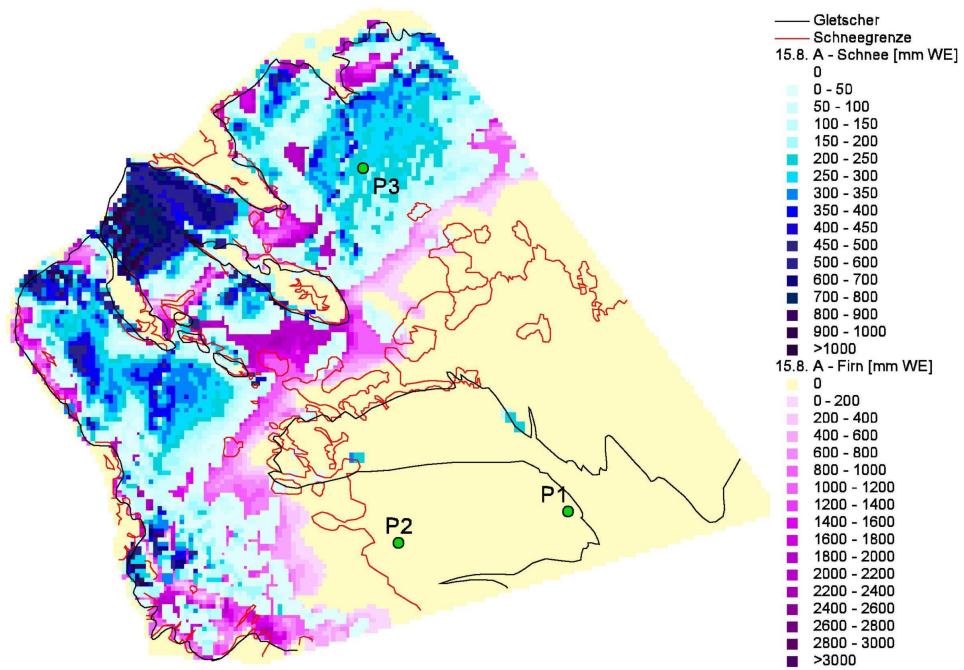


Abbildung 5.15: Kalibrierung 15.8.2000, Variante A

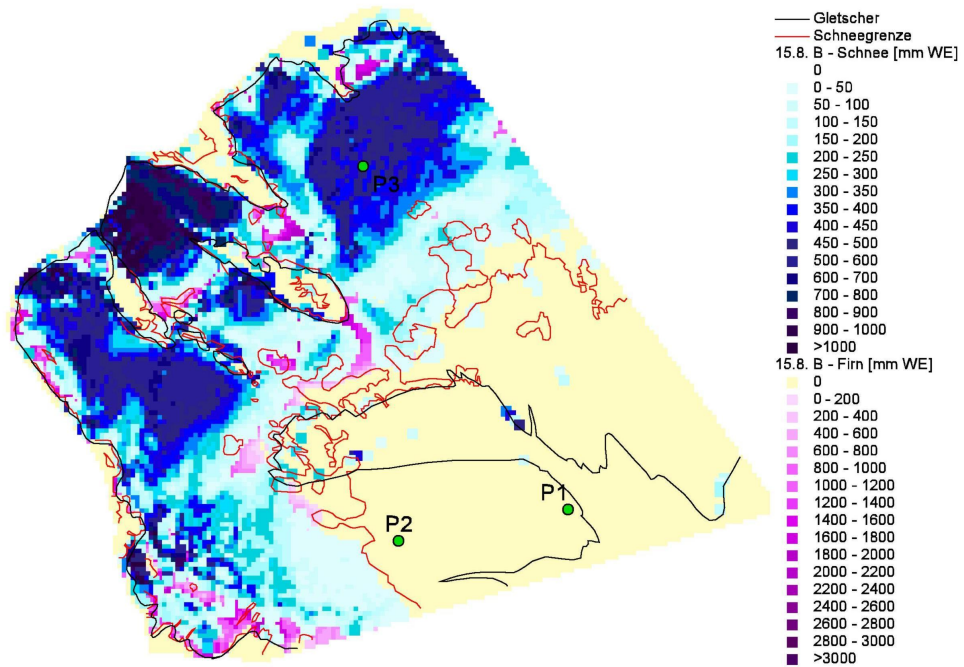


Abbildung 5.16: Kalibrierung 15.8.2000, Variante B

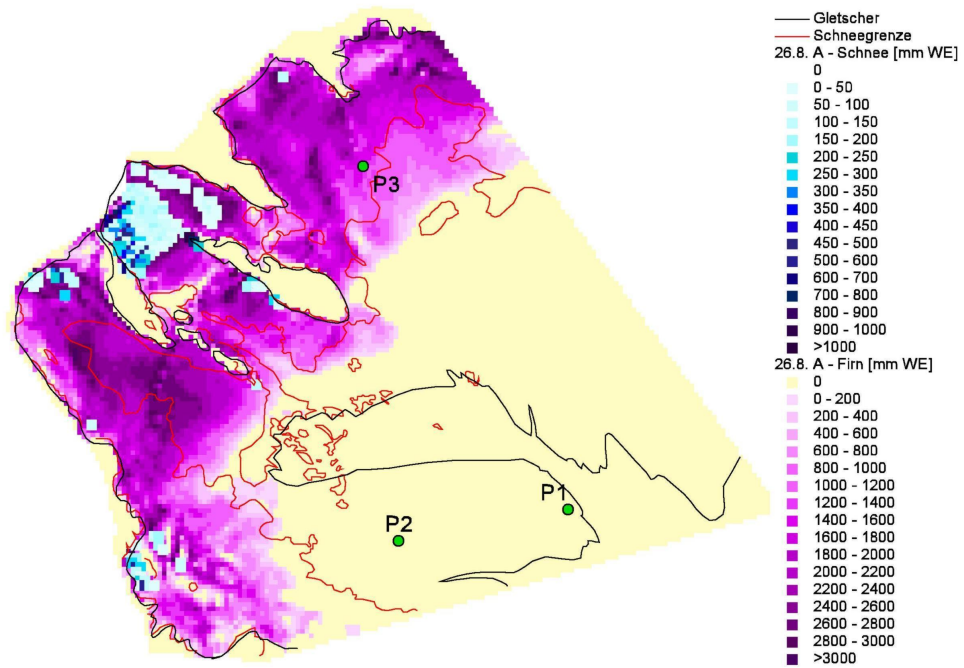


Abbildung 5.17: Kalibrierung 26.8.2000, Variante A

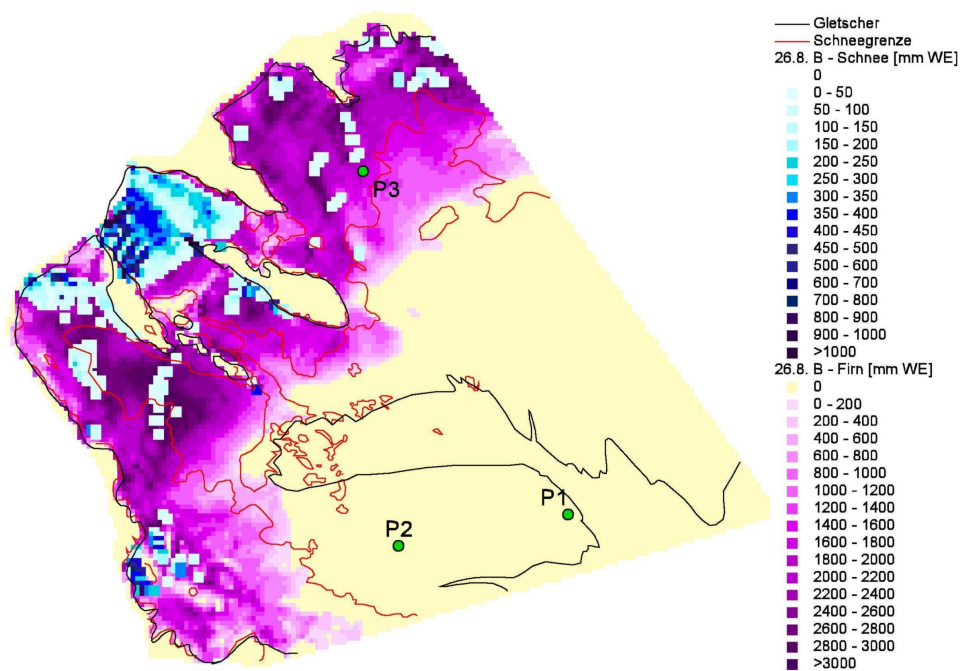


Abbildung 5.18: Kalibrierung 26.8.2000, Variante B

5.3.2 Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke

Bisher wurde die räumliche Verteilung des Schnees bzw. Firns zu verschiedenen Zeitpunkten betrachtet. Nun soll der zeitliche Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke für einige charakteristische Stellen dargestellt werden. Dafür werden 3 Punkte P1, P2 und P3 auf dem Gletscher, deren Lage aus den vorherigen Abbildungen ersichtlich ist, ausgewählt. P1 liegt am unteren Ende der Schwarzwandzunge (2800 m) in jenem Bereich, der am 18.6. schon aper ist. Der zweite Punkt befindet sich auf der gleichen Zunge auf 2975 m Höhe. Der Punkt P3 liegt im Firngebiet unterhalb der Hochvernagt wand auf 3160 m.

Die Abbildungen 5.19 und 5.20 zeigen den Auf- und Abbau der Schneedecke und des Firns für den Kalibrierungszeitraum 1.10.1999 bis 30.9.2000. Die Akkumulationsphase dauert bis Anfang Juni, die Maxima der Schnee-Wasseräquivalente liegen zwischen 3. und 5. Juni und sind bei der Variante B (Bewölkung in der Nacht 0.5) um 4-9% größer als bei A (Bewölkung in der Nacht ist letzter berechneter Tageswert).

In den Abbildungen 5.21 und 5.22 ist die Ablationsperiode dargestellt, die 3 Termine, an denen die räumliche Verteilung des Wasseräquivalents betrachtet wird, sind hervorgehoben. Ein Vergleich der beiden Varianten zeigt, dass bei B der Punkt P1 um 18 Stunden, P2 um 64 Stunden und P3 um 66 Stunden später ausapert. Auffällig ist der Unterschied im Schnee-Wasseräquivalent am 9.8. beim Punkt P3: In der Variante B liegt 42% mehr Schnee.

Die Differenz der Wasseräquivalentwerte (zwischen den Varianten A und B) während der Ablationsperiode für die Punkte P1 bis P3 ist in Abbildung 5.23 dargestellt. Bis Anfang Juli liegt der größte Unterschied beim Punkt P2, danach nimmt die Differenz mit der Höhe zu. Akkumulationsperioden (z.B. 10. - 24.7.) sind durch einen konstanten Unterschied zwischen den Varianten gekennzeichnet.

Zusammenfassend kann gesagt werden:

- Die Variante B (Bewölkung in der Nacht 0.5) begünstigt den Schneedeckenaufbau und verlangsamt den Abbau gegenüber der Variante A (Bewölkung in der Nacht ist der letzte berechnete Tageswert).
- In Akkumulationsphasen bleibt der Unterschied zwischen den Varianten konstant, im Laufe der Ablationsphase nimmt er mit der Zeit annähernd linear zu.
- Bis Anfang Juli und besteht die größte Differenz zwischen den Varianten beim Punkt P2 (2975 m).
- Ab Mitte Juli nehmen die Unterschiede zwischen den Varianten mit der Höhe zu.

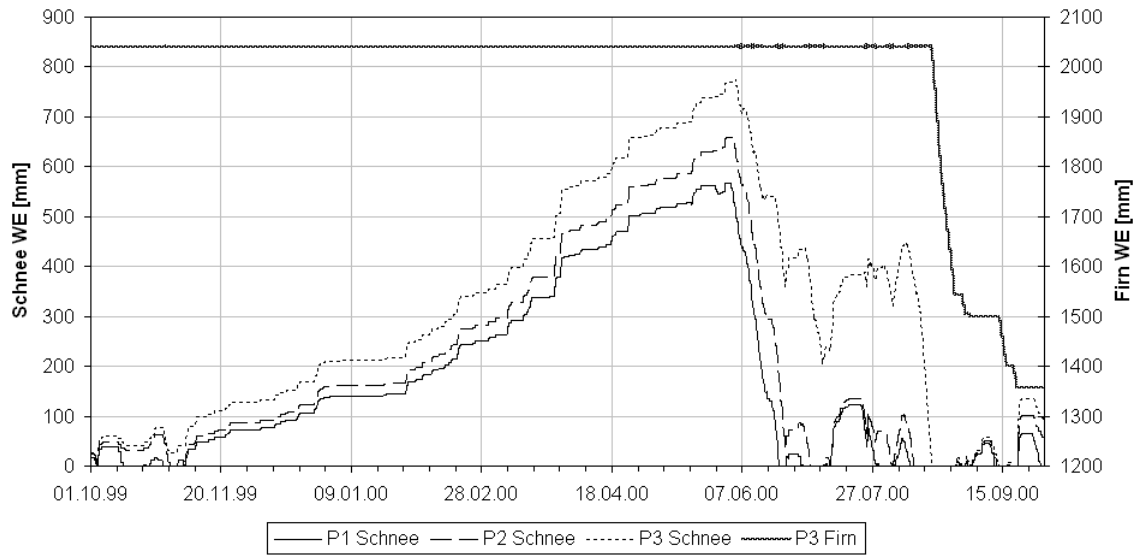


Abbildung 5.19: Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke und des Firms, Variante A

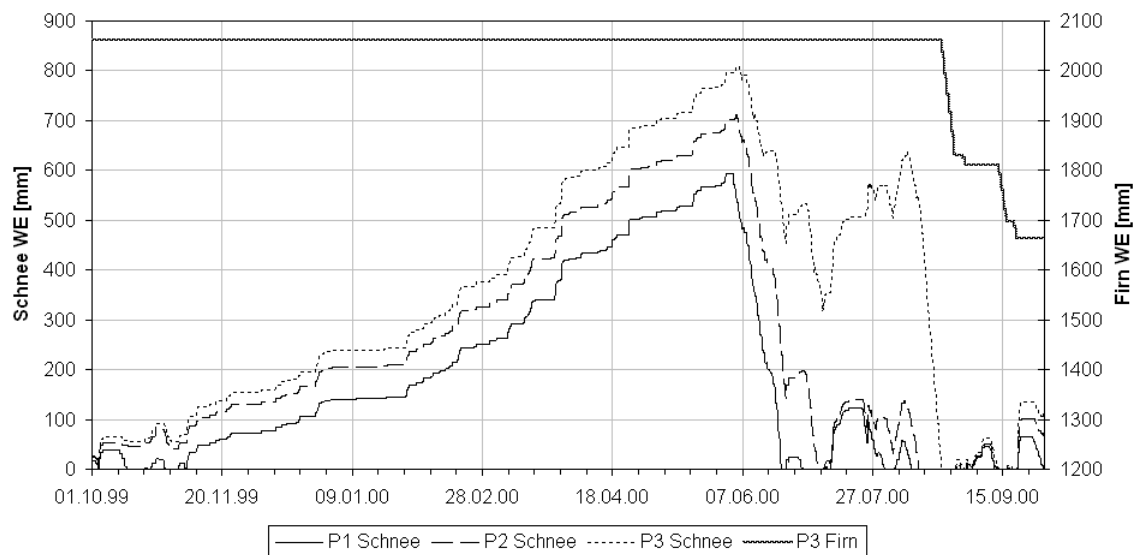


Abbildung 5.20: Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke und des Firms, Variante B

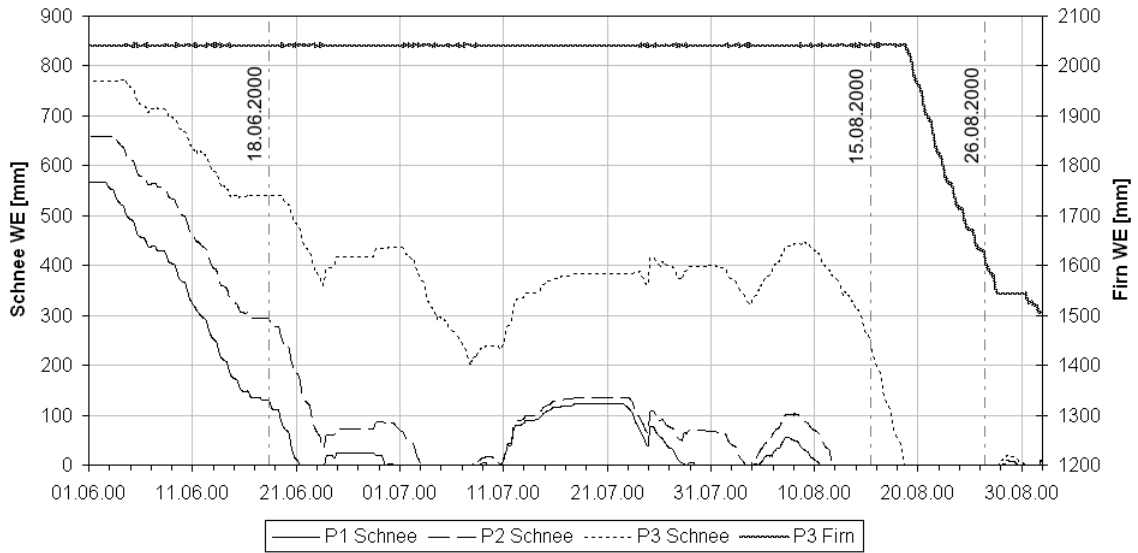


Abbildung 5.21: Ablationsperiode 1.6. - 31.8.2000, Variante A

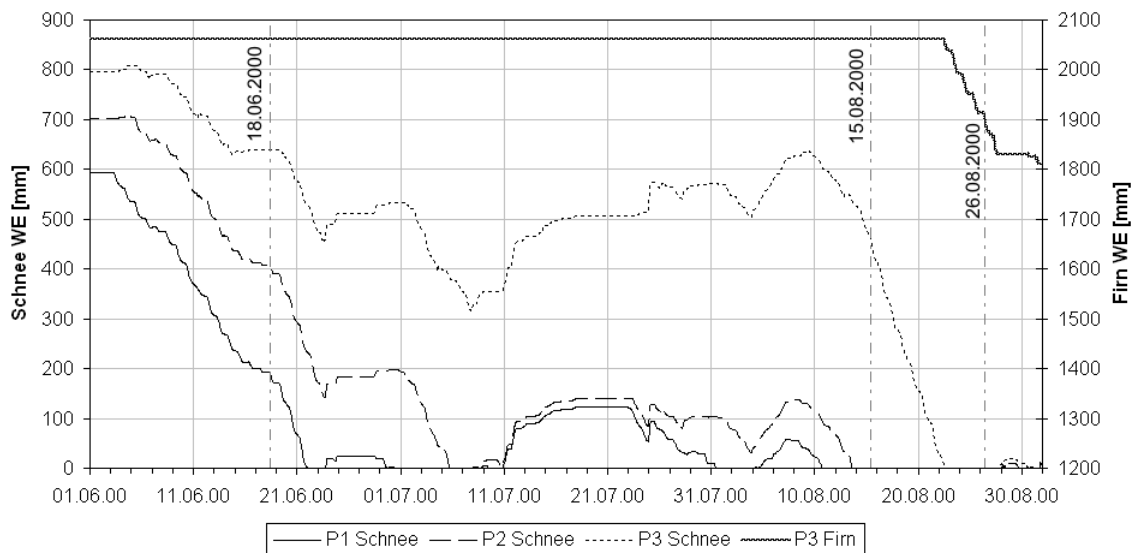


Abbildung 5.22: Ablationsperiode 1.6. - 31.8.2000, Variante B

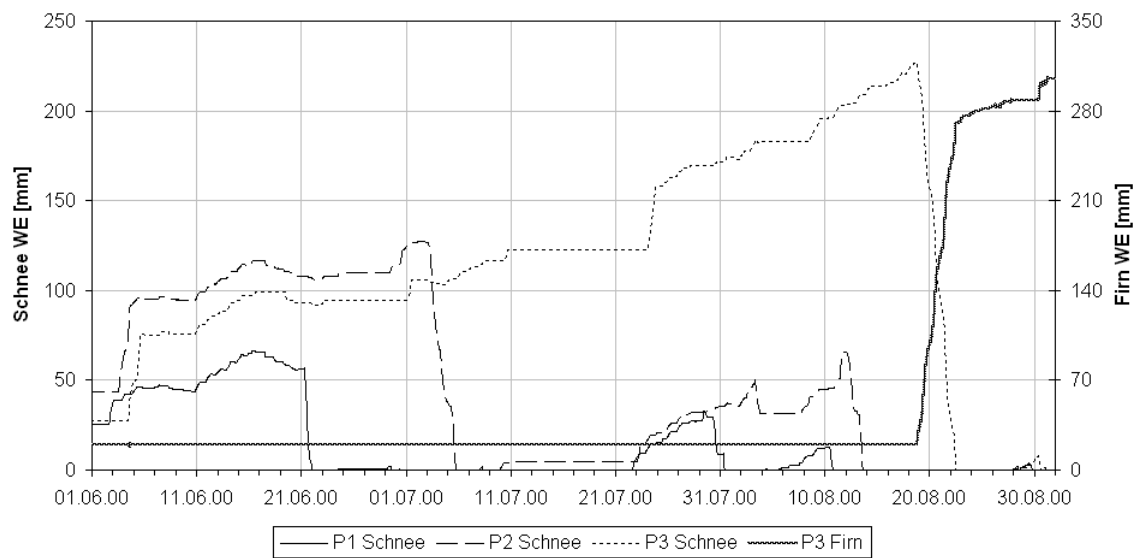


Abbildung 5.23: Zeitlicher Verlauf der Wasseräquivalent-Differenz zwischen den Varianten A und B

5.3.3 Qualitative Sensitivitätsanalyse

Die in Kapitel 4.7 aufgelisteten Modellparameter haben unterschiedliche Auswirkungen auf die Ergebnisse. In einer qualitativen Sensitivitätsanalyse werden ausgewählte Parameter in einem realistischen Rahmen verändert und die Ergebnisse mit denen der Kalibrierung verglichen. Die Berechnungen erfolgen analog zu Variante B.

In Tabelle 5.2 sind die veränderten Parameter den Werten bei der Kalibrierung gegenübergestellt. Die Spalte *Einfluss* enthält eine qualitative Beschreibung der Auswirkung der Veränderung des Parameters, welche aus einem optischen Vergleich der räumlichen Verteilungen der Wasseräquivalente erhalten wird.

Die verwendeten Zeichen haben folgende Bedeutung:

–	sehr wenig Veränderung
+	wenig Veränderung
++	mittlere Veränderung
+++	große Veränderung

Die Spalte *Trendvorzeichen* beschreibt, ob eine Erhöhung des Parameters eine Zunahme (+) oder eine Abnahme (–) des Wasseräquivalents zur Folge hat.

Wie erwartet haben die Parameter der Albedoberechnung die größte Auswirkung. Auf eine Änderung der Grenzfeuchttemperatur reagiert das Modell ebenfalls sehr sensibel. Mittlere bis wenig Einfluss haben das maximale Gefälle und die maximale Krümmung der Schneumverteilungsfunktionen (Abbildung 4.5). Die Auswirkung der Bewölkungsberechnung in der Nacht (Varianten A und B) kann als mittel bis groß (++ bis +++) eingestuft werden.

Im Laufe der Kalibrierung hat sich gezeigt, dass falsche (zu hohe) Messwerte der relativen Luftfeuchtigkeit – über mehrere Tage bis Wochen durchgehend 99.9% – ebenfalls eine mittlere bis große Auswirkung haben.

Die Abbildungen 5.24 und 5.25 zeigen eine Gegenüberstellung der Berechnungsergebnisse mit den Ausgangswerten und einem veränderten Parameter. Da die Darstellung aller Ergebnisse aus Platzgründen nicht möglich ist, werden als Beispiel für große bzw. wenig Veränderung die Parameter Neuschneealbedo und maximaler Kältegehalt ausgewählt.

Parameter	Wert bei Kalibrierung	veränderter Wert	Einheit	Einfluss	Trendvorzeichen
Grenzfeuchttemperatur	(1.2)	0.5	°C	+++	+
max. Gefälle	(70)	50	°	++	+
max. Krümmung	(10)	5	1/m	+	+
Neuschneealbedo	(0.90)	0.85	-	+++	+
Altschneealbedo (*)	(0.65)	0.55	-	+++	+
Abnahmerate Albedo	($6.5 \cdot 10^{-6}$)	$3.0 \cdot 10^{-6}$	$\text{m}^4/(\text{W}^2 \cdot \text{d})$	+++	-
krit. Wasseräquivalent	(30)	20	mm	-	-
krit. Schneesumme 6h	(5)	3	mm/6h	++	-
krit. Schneealter	(100)	50	h	-	+
max. Wassergehalt	(10)	15	%	+	+
max. Kältegehalt	(5)	3	%	+	-
Kälteeintragsfaktor	(30)	50	%	++	+
(*) zusätzlich					
Firnalbedo	(0.60)	0.50	-		
Albedo bei geringem WE am Gletscher	(0.55)	0.45	-		

Tabelle 5.2: Qualitative Sensitivitätsanalyse der Modellparameter

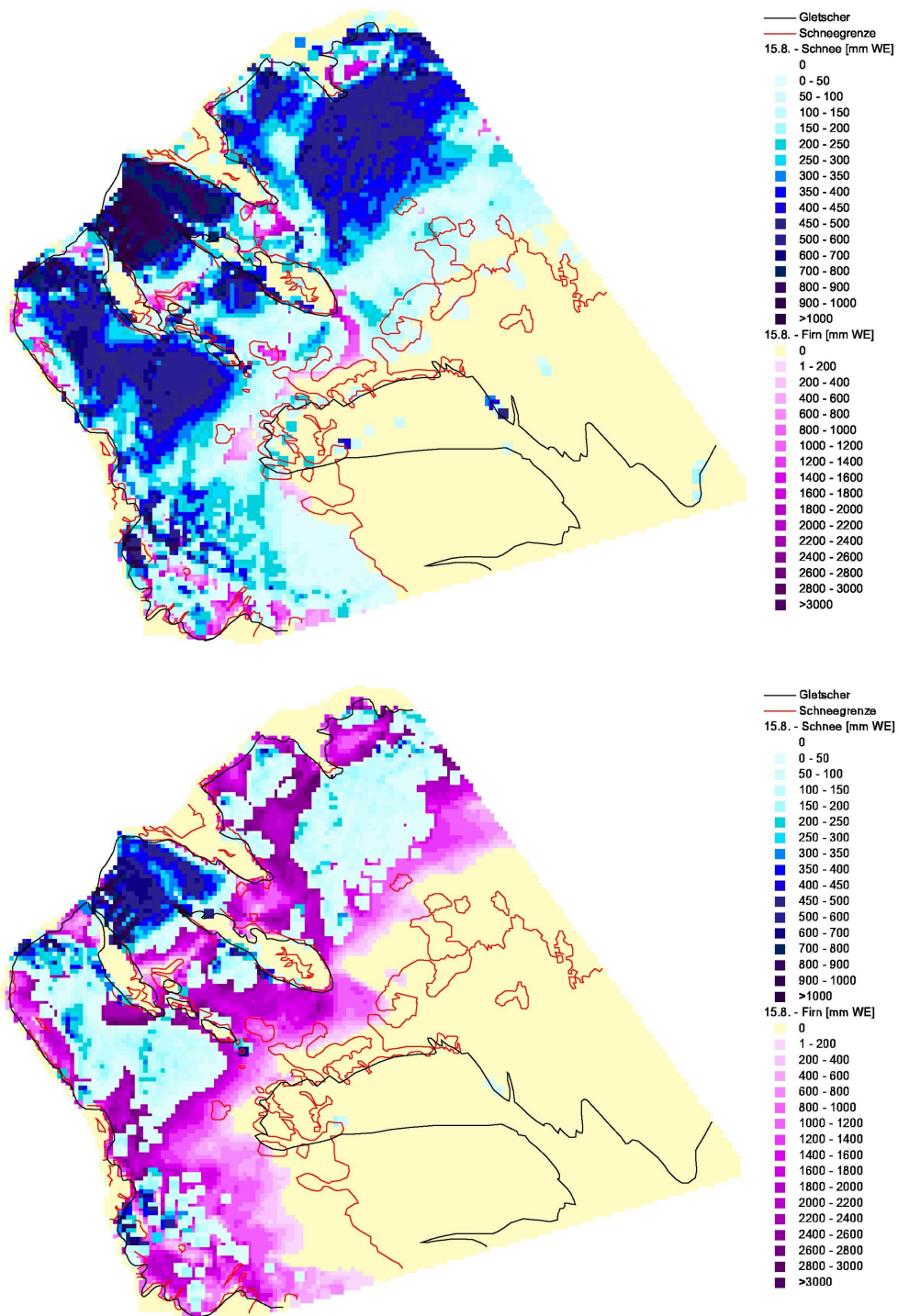


Abbildung 5.24: Sensitivitätsanalyse – Neuschneealbedo, 15.8.00
oben: mit Ausgangswert 0.90, unten: mit verändertem Wert 0.85

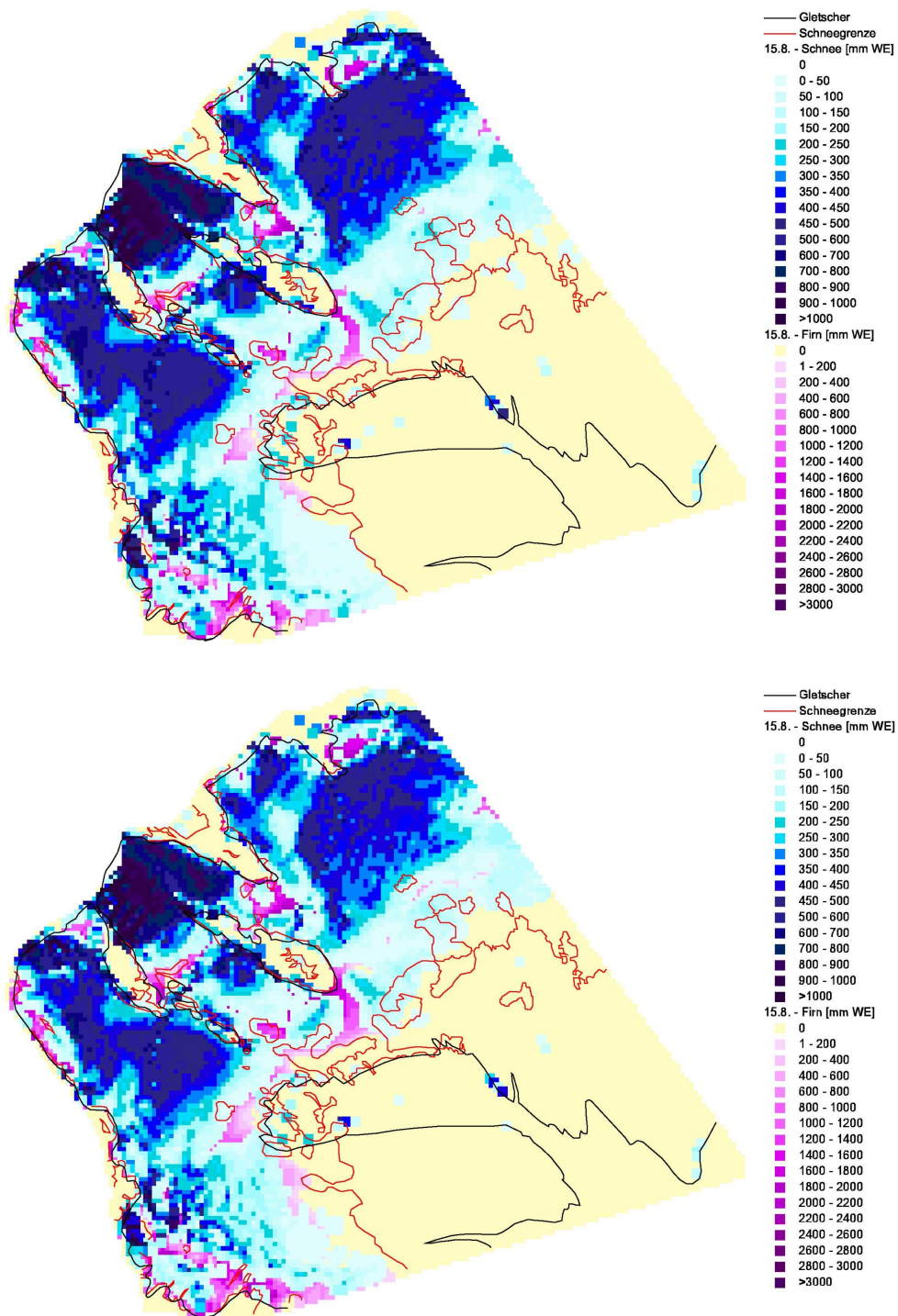


Abbildung 5.25: Sensitivitätsanalyse – maximaler Kältegehalt, 15.8.00
oben: mit Ausgangswert 5%, unten: mit verändertem Wert 3%

6 Verifizierung

Zur Verifizierung steht – wie zur Kalibrierung – nur ein Jahr zur Verfügung, sie erfolgt über den Zeitraum 1.10.2000 bis 30.9.2001. Die Schneegrenzen werden nach der in Kapitel 5.1 beschriebenen Methode an folgenden 3 Terminen aus den Orthophotos ermittelt:

12. Juli 2001
31. Juli 2001
29. August 2001

Die Berechnungen werden mit dem kalibrierten Parametersatz (Tabelle 5.1) erneut auf zwei verschiedene Arten durchgeführt. Der Unterschied zwischen den Varianten liegt in der Ermittlung der Bewölkung in der Nacht.

Variante	Wert der Bewölkung in der Nacht
A	letzter berechneter Tageswert
B	0.5

Tabelle 6.1: Ermittlung der Bewölkung in der Nacht

6.1 Anfangsbedingungen

Aufgrund der fortlaufenden Rechnung (Kapitel 5.2) wird das Ergebnis des letzten Zeitschrittes des Kalibrierungsjahres zur Anfangsbedingung für die Verifizierungsperiode. Die Abbildungen 6.1 bis 6.6 zeigen die Anfangsbedingungen Schnee, Firn und Albedo für beide Varianten.

Bei der Variante B liegt 10 bis 15 mm mehr Schnee, dieser Unterschied entsteht durch die bei der Kalibrierung schon erwähnten Tatsache, dass bei Bewölkung 0.5 in der Nacht der Schneedeckenaufbau gegenüber der Variante A begünstigt wird. Der nicht sehr große Unterschied erklärt sich damit, dass der 1. Oktober noch am Beginn der Aufbauperiode liegt.

Die Differenz in der Größe und Mächtigkeit der Firnzone ist das Ergebnis der unterschiedlich schnellen Ausaperung im Vorjahr und ist nicht unbedeutend.

Die Albedo am 1. Oktober ist bei beiden Varianten gleich, auf dem Gletscher hat sie größtenteils den Wert der Neuschneenalbedo (0.90).

Die Anfangsbedingungen der Varianten A und B unterscheiden sich hauptsächlich in der Ausbreitung und Mächtigkeit der Firnzone.

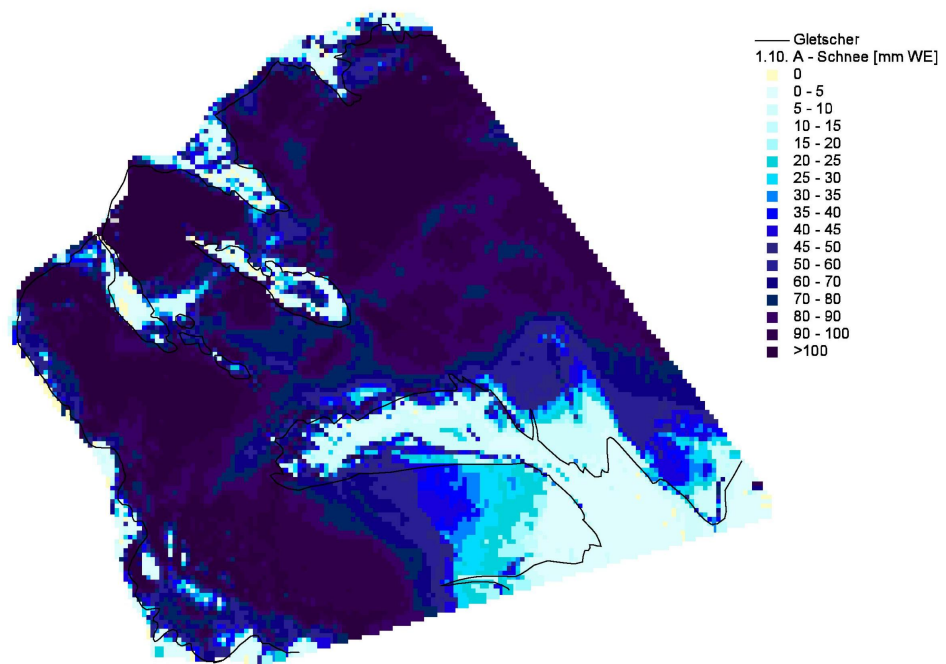


Abbildung 6.1: Anfangsbedingung Schnee für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante A

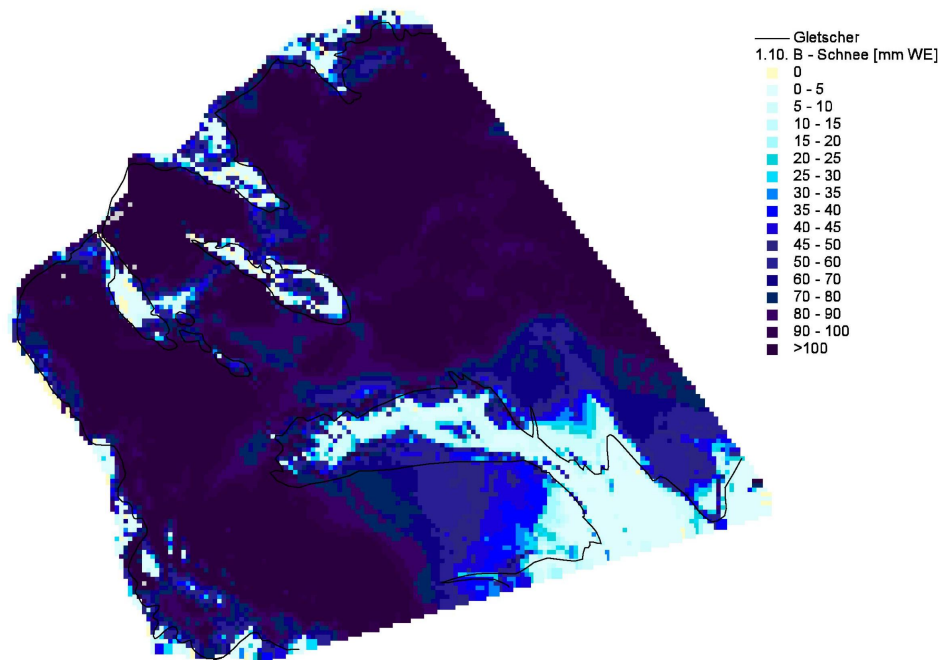


Abbildung 6.2: Anfangsbedingung Schnee für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante B

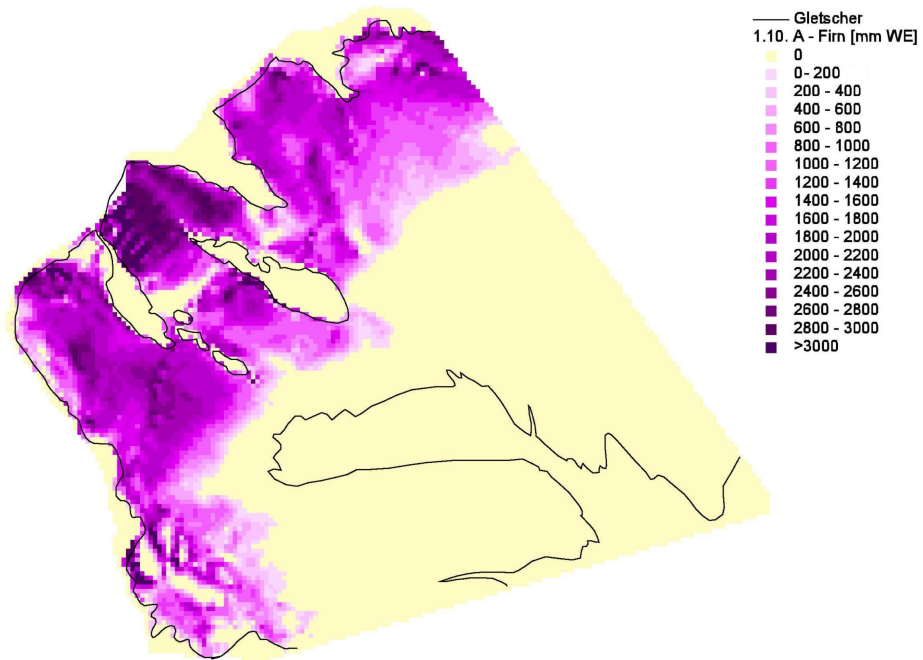


Abbildung 6.3: Anfangsbedingung Firn für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante A

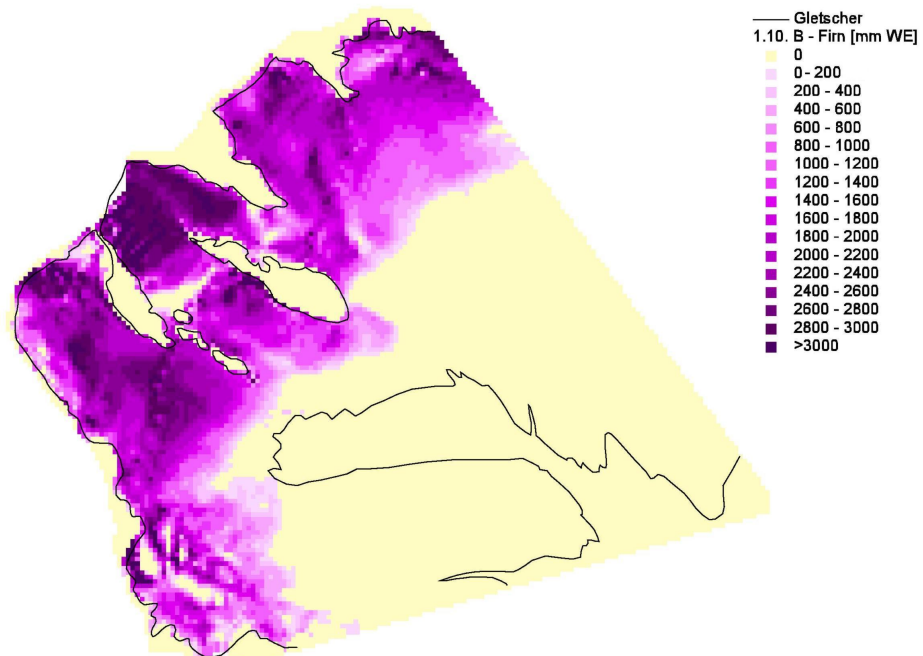


Abbildung 6.4: Anfangsbedingung Firn für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante B

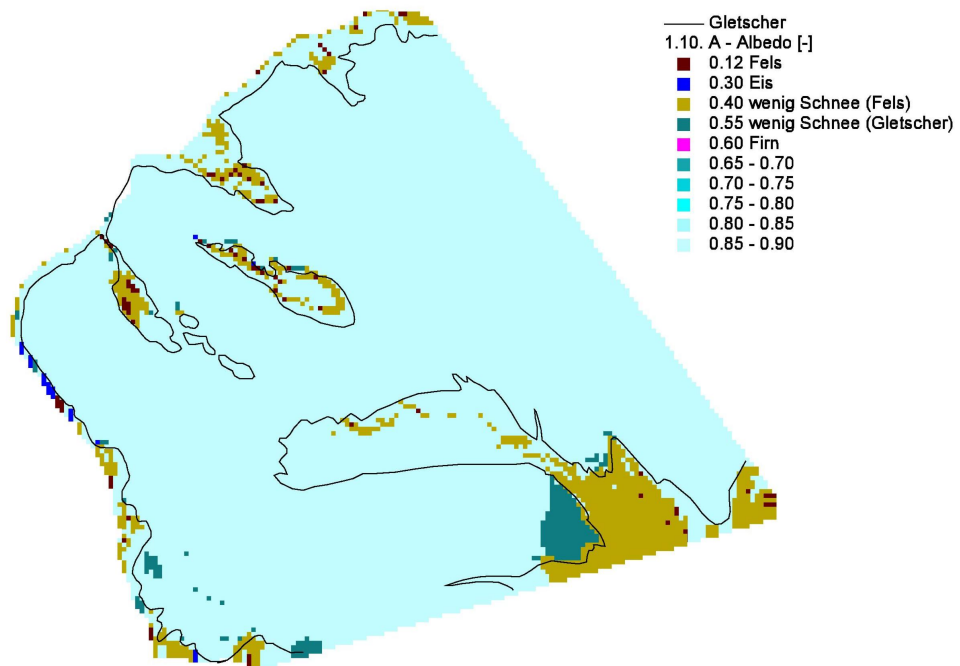


Abbildung 6.5: Anfangsbedingung Albedo für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante A

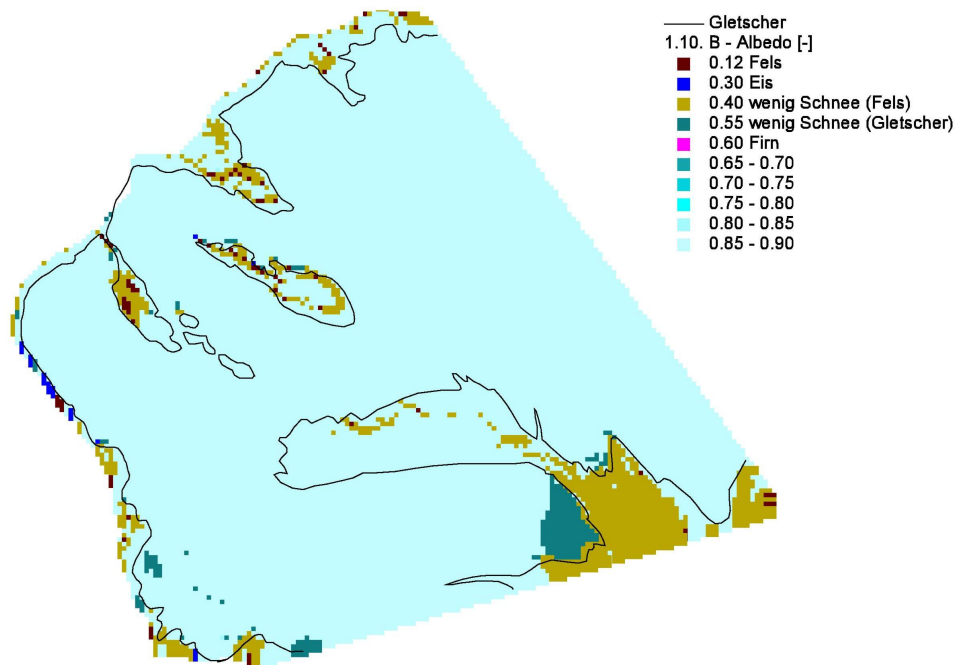


Abbildung 6.6: Anfangsbedingung Albedo für das Verifizierungsjahr 00/01, Variante B

6.2 Ergebnisse der Verifizierung

6.2.1 Räumliche Verteilung des Wasseräquivalents

Die räumliche Verteilung der Wasseräquivalentwerte für Schnee und Firn zu den Zeitpunkten 12. Juli, 31. Juli und 29. August und die aus den Orthophotos abgeleiteten Schneegrenzen sind in den Abbildungen 6.8 bis 6.13 dargestellt.

Am 12. Juli überschätzen beide Varianten das Schnee-Wasseräquivalent am Ende der Schwarzwandzunge bzw. der Mittelzunge und auch am Fels zwischen den beiden Zungen, die Schneegrenze liegt 50-100 m zu tief. Die Ausaperungsmuster auf dem Fels nördlich der Schwarzwandzunge und auch auf den 3 Felsen unterhalb der Hochvernagtspitze werden – wie bei der Kalibrierung – ausgezeichnet wiedergegeben. In der Variante B liegt zu diesem Zeitpunkt im Mittel um 75 mm mehr Schnee, die Differenz zwischen den Varianten nimmt mit der Höhe ab (Abbildung 6.7).

Am 31. Juli liegen bei beiden Varianten die Schneegrenzen zu tief (Tabelle 6.2). Die aperen Bereiche auf den Felsen unterhalb der Hochvernagtspitze und zwischen Schwarzwandspitze und Gepatschjoch stimmen gut mit der Beobachtung überein.

Variante	Schwarzwandzunge	Mittelzunge	Schwarzkögelezunge
Differenz der Schneegrenzen zwischen Beobachtung und Modell			
A	50-100 m	80 m	70 m
B	100-130 m	100 m	80 m
Überschätzung der Schneedecke im Bereich der Schneegrenze			
A	120-220 mm	250 mm	400 mm
B	220-300 mm	350 mm	500 mm

Tabelle 6.2: Differenz der Schneegrenzen zwischen Beobachtung und Modell und Überschätzung der Schneedecke im Bereich der Schneegrenze, 31.7.2001

Am 31. August ist in der Variante A der Schnee mit Ausnahme des Bereichs unter der Hochvernagtspitze bis auf wenige Flecken im Firnbereich weggeschmolzen. Bei der Variante B liegt über Teilen der Firnzone noch eine Schneedecke (20-100 mm), welche im Bereich der Hochvernagtspitze bzw. bei der Schwarzwandspitze und beim Gepatschjoch mächtiger ist (bis 1000 mm).

Die Firngrenze östlich der Schwarzwandzunge ist im Modell bei beiden Varianten bis zu 20 m höher als beobachtet. Hingegen ist nordöstlich des Gepatschjoch und südöstlich der Hochvernagtwand die Firngrenze 20-70 m zu tief.

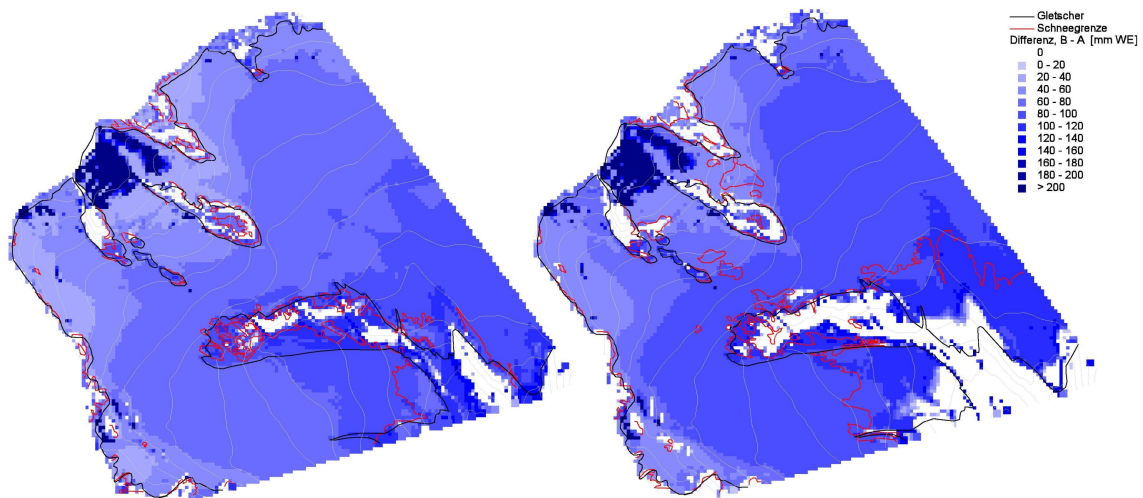


Abbildung 6.7: Differenz der Schnee-Wasseräquivalentwerte am 12.7 (links) und 31.7. (rechts), ermittelt aus den Abbildungen 6.8 und 6.9 bzw. 6.10 und 6.11

Zusammenfassend kann über die Verifizierungsperiode gesagt werden:

- Mitte und Ende Juli wird die Lage der Schneegrenze von beiden Varianten deutlich zu tief errechnet.
- Ende August unterschieden sich die Varianten beim Schnee-Wasseräquivalent deutlich, die Firngrenze wird von beiden gut wiedergegeben. Eine Ausnahme stellen – wie schon bei der Kalibrierung – die Bereiche südlich der Hochvernagt wand und südöstlich der Schwarzwandspitze dar.
- In der Variante B liegt Mitte/Ende Juli 75-80 mm mehr Schnee, Ende August beträgt die Differenz in der Firnzone 300-500 mm.
- Die größte Unterschied in der Lage der Schneegrenze tritt Ende August auf: Bei der Variante A liegt bis auf wenige kleine Bereiche kein Schnee mehr in der Firnzone, während bei B die Firnzone noch ca. zur Hälfte mit Schnee bedeckt ist.
- Der Unterschied zwischen den Varianten nimmt an allen 3 Verifizierungsterminen mit der Höhe ab.

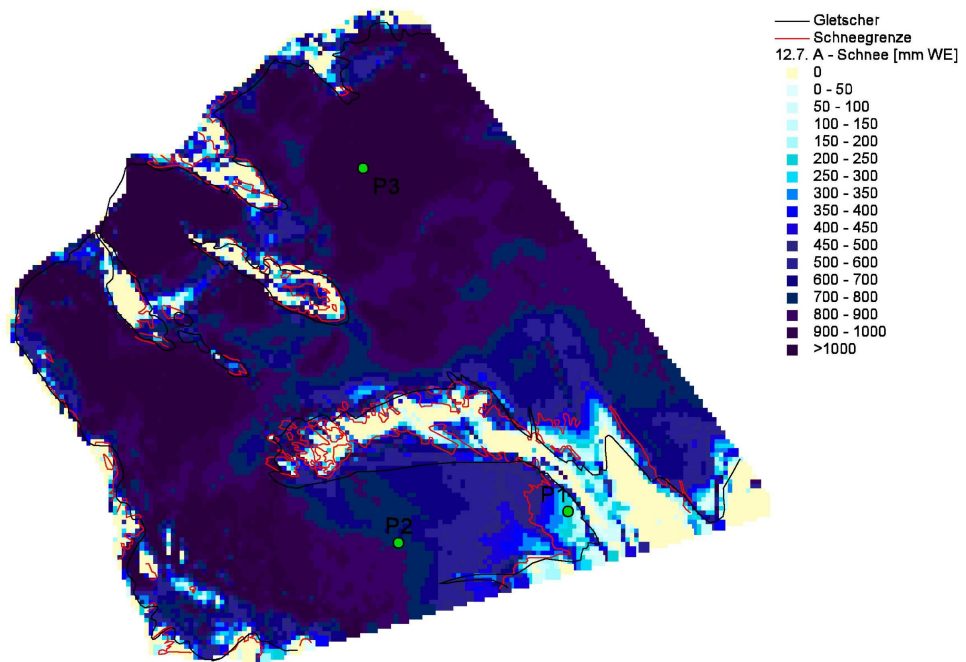


Abbildung 6.8: Verifizierung 12.7.2000, Variante A

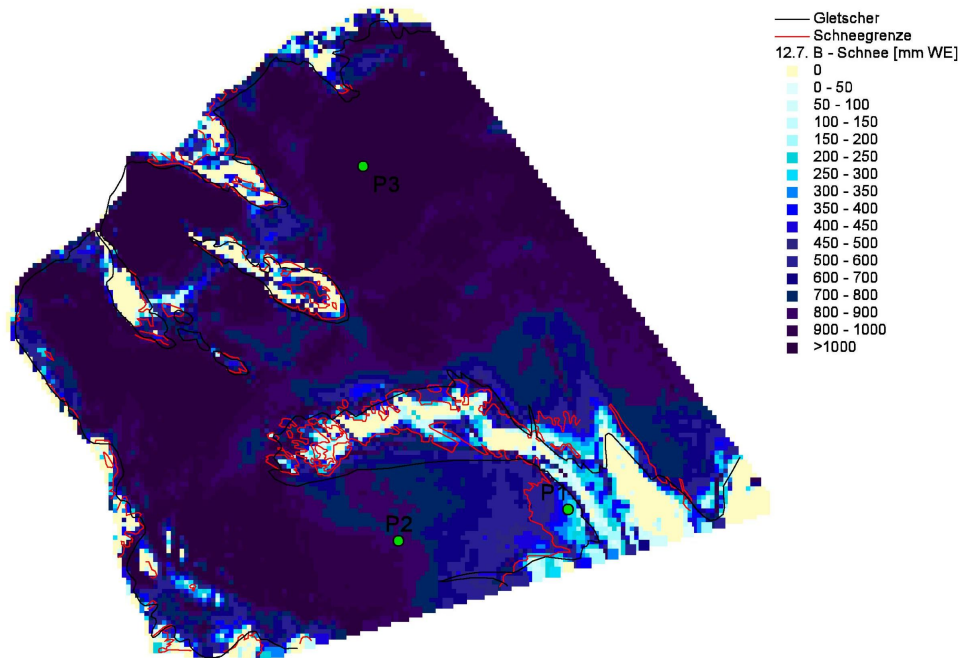


Abbildung 6.9: Verifizierung 12.7.2000, Variante B

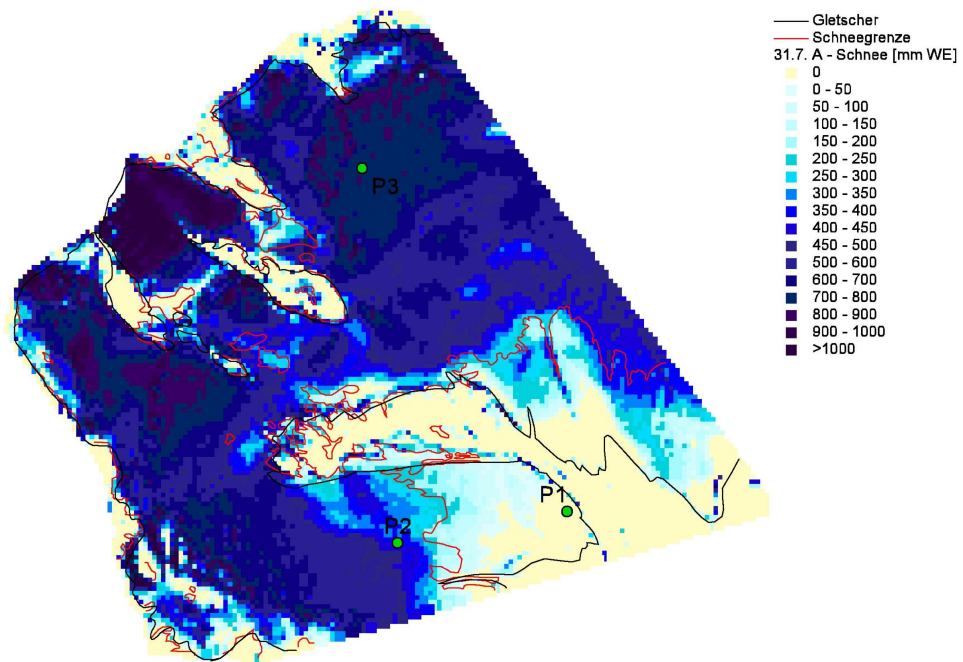


Abbildung 6.10: Verifizierung 31.7.2000, Variante A

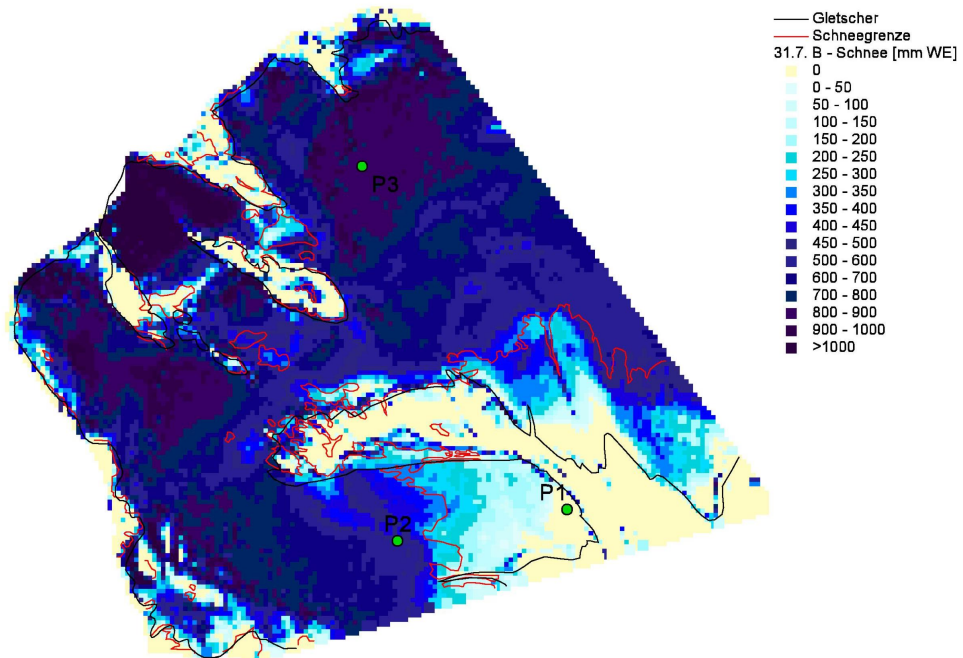


Abbildung 6.11: Verifizierung 31.7.2000, Variante B

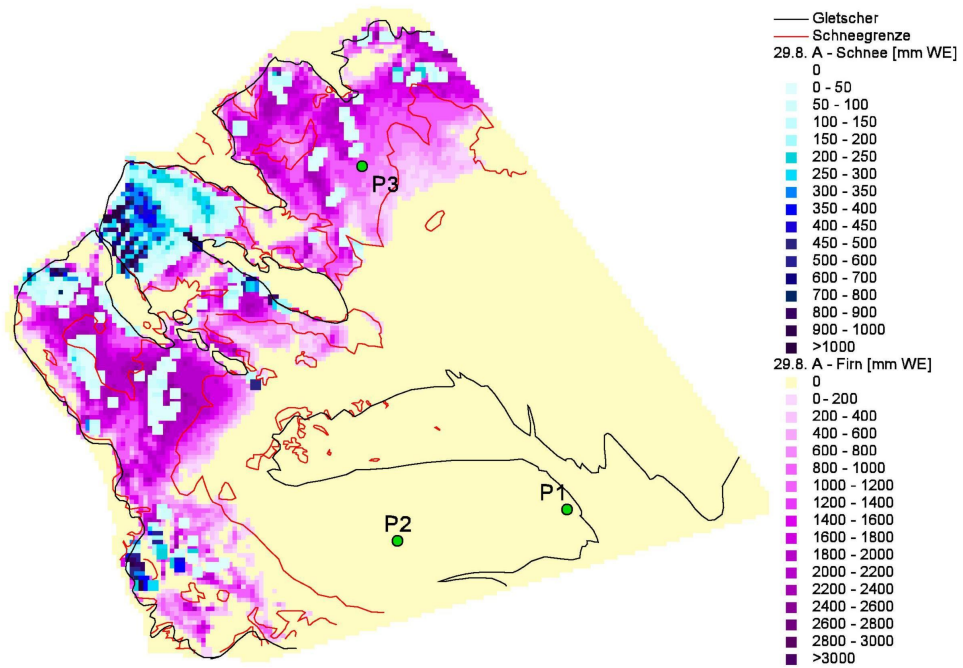


Abbildung 6.12: Verifizierung 29.8.2000, Variante A

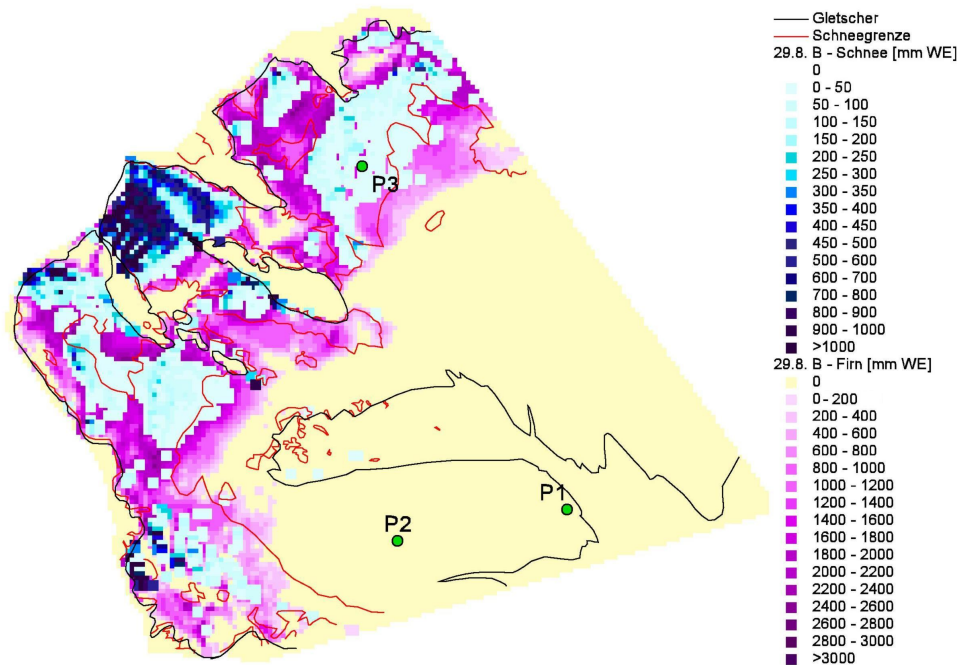


Abbildung 6.13: Verifizierung 29.8.2000, Variante B

6.2.2 Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke

Die Abbildungen 6.15 und 6.16 zeigen den Auf- und Abbau der Schneedecke und des Firms für die Verifizierungsperiode 1.10.2000 bis 30.9.2001 in 3 Punkten. Deren Lage ist aus den vorherigen Abbildungen ersichtlich.

Die Akkumulationsphase dauert bis Ende Juni, die Maxima der Schnee-Wasseräquivalente liegen zwischen 25. und 28. 6. und sind bei der Variante B (Bewölkung in der Nacht 0.5) um 1 - 3.5 % größer als bei A (Bewölkung in der Nacht ist letzter berechneter Tageswert).

In den Abbildungen 6.17 und 6.18 ist die Ablationsperiode dargestellt, die 3 Termine, an denen die räumliche Verteilung des Wasseräquivalents betrachtet wird, sind hervorgehoben. Bei der Variante B apert der Punkt P1 um 65 Stunden, P2 um 7 Tage und P3 um 3 Tage später aus als bei A.

Während der Akkumulationsphase sind die Unterschiede (in den 3 betrachteten Punkten) zwischen den beiden Varianten mit 1 - 3.5 % (14 - 30 mm) relativ gering. Im Laufe der Ablationsperiode nehmen diese Unterschiede bis zum Ausapern des Punktes auf 85 - 130 mm zu (Abbildung 6.14).

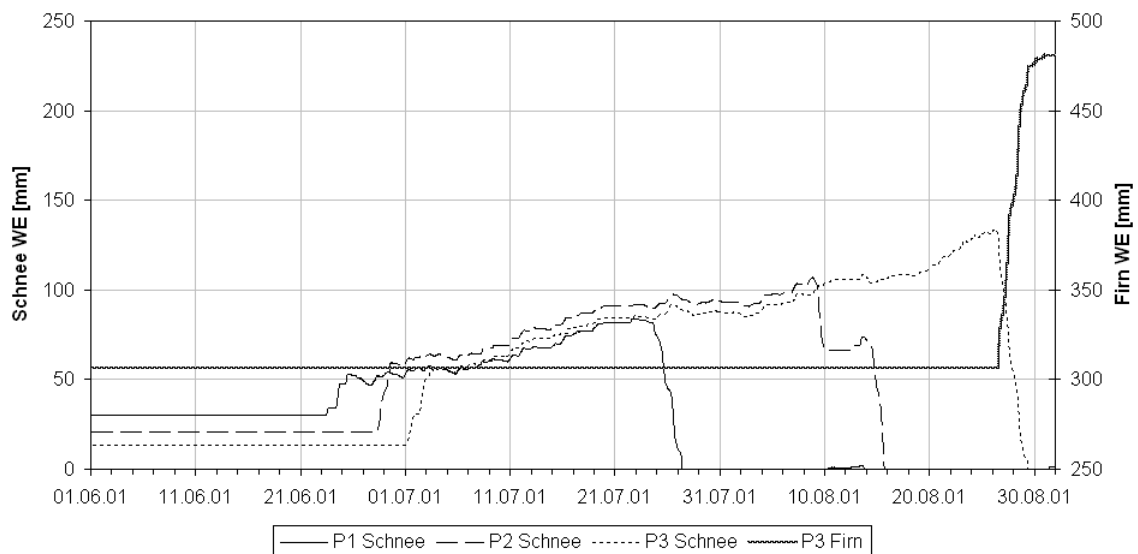


Abbildung 6.14: Zeitlicher Verlauf der Wasseräquivalent-Differenz zwischen den Varianten A und B

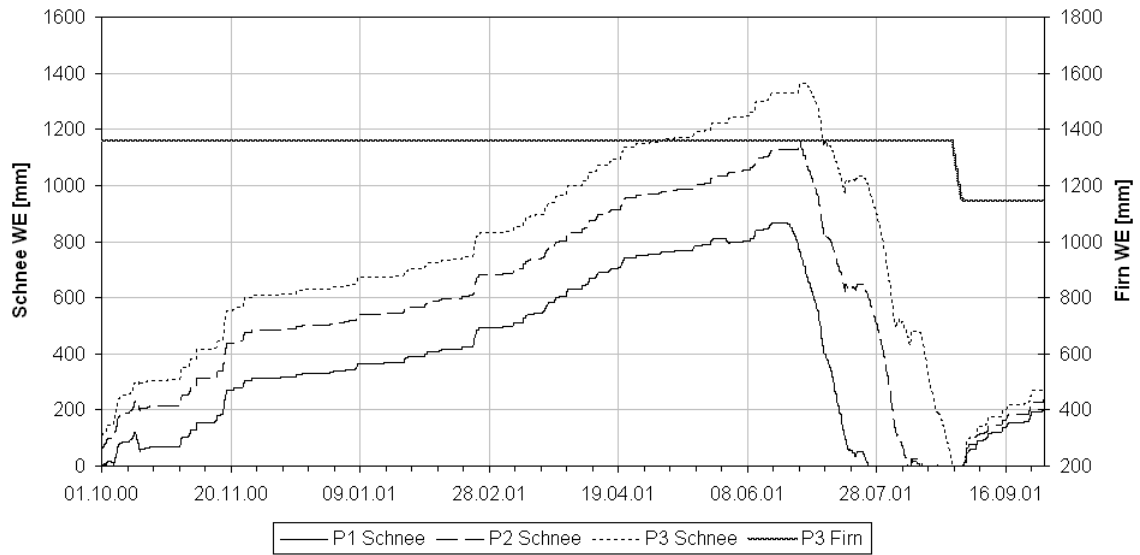


Abbildung 6.15: Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke und des Firms, Variante A

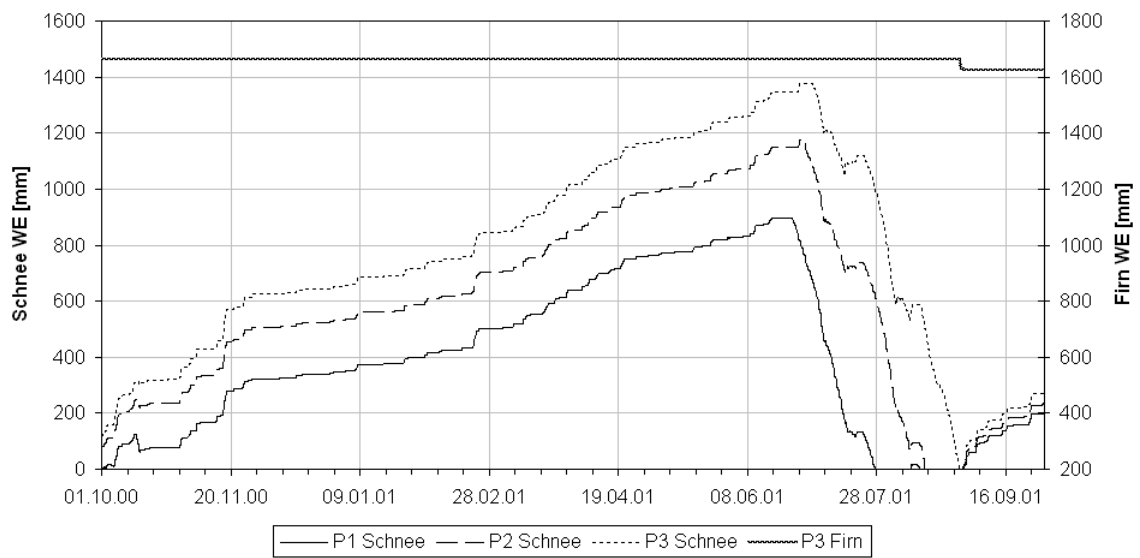


Abbildung 6.16: Zeitlicher Verlauf des Auf- und Abbaus der Schneedecke und des Firms, Variante B

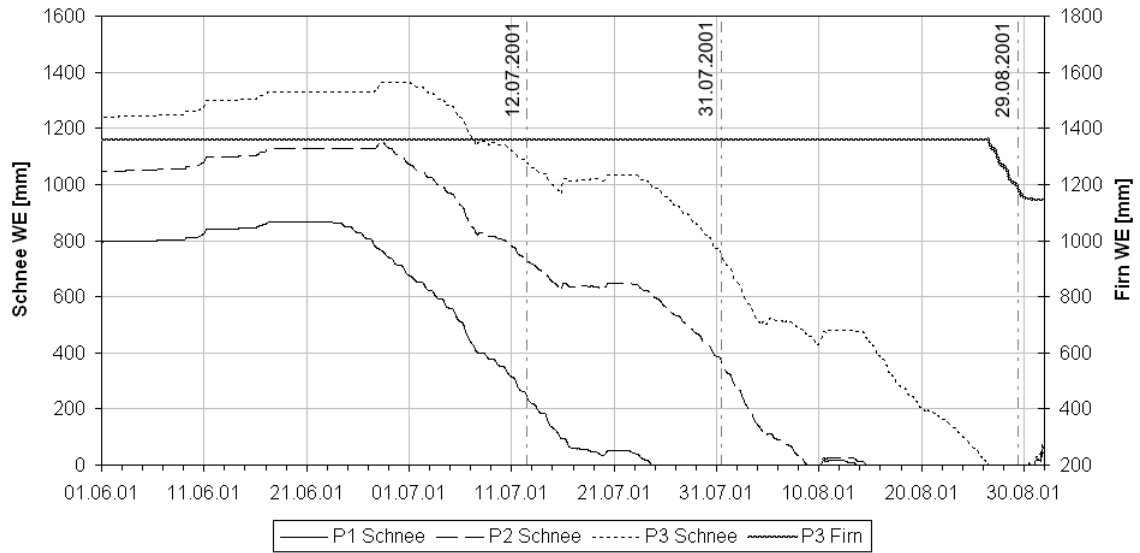


Abbildung 6.17: Ablationsperiode 1.6 - 31.8.2001, Variante A

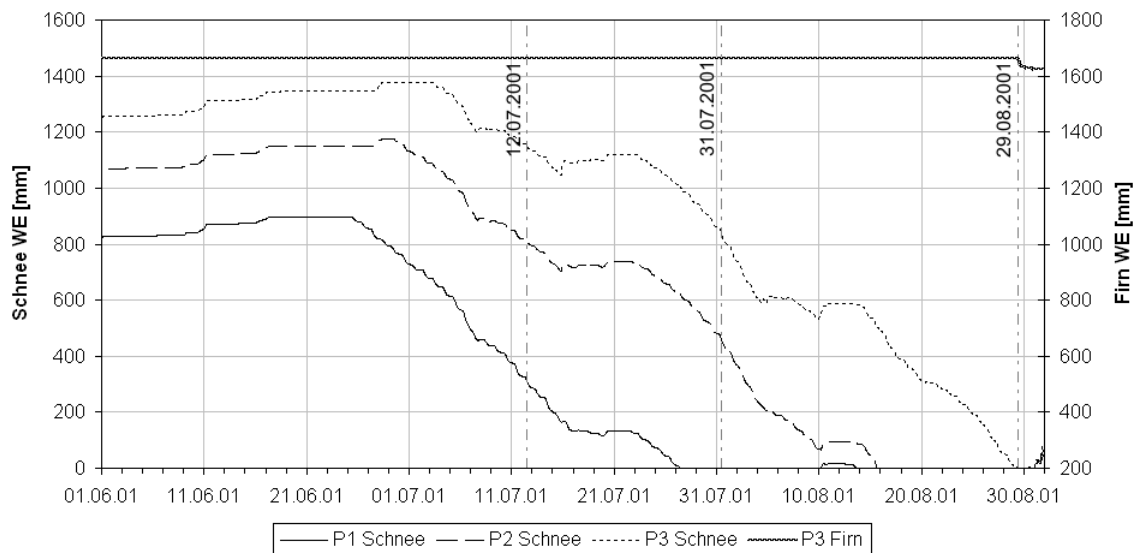


Abbildung 6.18: Ablationsperiode 1.6 - 31.8.2001, Variante B

7 Zusammenfassung der Ergebnisse und Ausblick

Die Kalibrierung und Verifizierung des in Kapitel 4 beschriebenen Schnee- und Eisschmelzmodells erfolgt durch den optischen Vergleich von Ausaperungsmustern. Bilder einer Kamera, die den westlichen Teil des Vernagtferners überblickt (Abbildung 5.1), werden unter Verwendung eines digitalen Geländemodells in Orthophotos, umgewandelt. Aus diesen werden die Schneegrenzen abgeleitet (Kapitel 5.1).

Sowohl die Kalibrierungs- als auch die Verifizierungsperiode beträgt ein Jahr – 1.10.1999-30.9.2000 bzw. 1.10.2000-30.9.2001 – in diesen werden zu jeweils 3 Zeitpunkten der Ablationsphase die errechneten und die beobachteten Schneegrenzen gegenübergestellt (Tabelle 7.1).

Kalibrierung	Verifizierung
18.6.2000	12.7.2001
15.8.2000	31.7.2001
26.8.2000	29.8.2001

Tabelle 7.1: Kalibrierungs- und Verifizierungstermine

Kalibrierung

In der Kalibrierung wird ein Parametersatz ermittelt, mit dem die beste Übereinstimmung der Schneegrenzen erhalten wird (Tabelle 5.1). Eine qualitative Sensitivitätsanalyse (Kapitel 5.3.3) zeigt den unterschiedlich großen Einfluss der Modellparameter: Die größte Auswirkung auf die Ergebnisse hat die Veränderung der Parameter des Albedoansatzes und der Grenzfeuchttemperatur – letztere beeinflusst den Aggregatzustand des Niederschlags. Einen ähnlich großen Einfluss besitzen auch falsche Messwerte der relativen Luftfeuchtigkeit und die Ermittlung der Bewölkung. Um die Bedeutung der Bewölkungsberechnung (Kapitel 4.3) hervorzuheben, werden 2 Varianten verglichen, bei denen sich nur die Ermittlung der Bewölkung in der Nacht – die Modellparameter haben die gleichen Werte – unterscheidet. Bei Variante A hat die Bewölkung in der Nacht den letzten Tageswert, bei Variante B ist sie 0.5.

In der Variante B liegt mehr Schnee, da sie gegenüber der Variante A den Schneedeckenaufbau begünstigt und den Abbau verlangsamt. Bis Anfang Juli ist ein Maximum der Schnee-Wasseräquivalent-Differenz um 3000 m anzufinden, ab Mitte Juli nimmt der Unterschied zwischen den Varianten mit der Höhe zu (Abbildung 5.23).

Ende Juni wird die Schneedecke von beiden Varianten überschätzt, die aperen Flächen der Schwarzwand- und Mittelzunge sind im Modell schneebedeckt (Abbildungen 5.13 und 5.14).

Mitte August wird von der Variante B die Lage der Schneegrenze zufrieden stellend errechnet, bei A liegt diese 100 m höher (Abbildungen 5.15 und 5.16).

Ende August ist bei beiden Varianten der Schnee in der Firnzone bis auf wenige Stellen geschmolzen, die Firngrenze wird von B etwas besser reproduziert. Einige apere Flächen im Bereich der Firnzone können weder von A noch B nachgebildet werden, allerdings sind sie auch nicht über Eigenschaften des Geländes (Neigung, Krümmung, Ausrichtung) erklärbar (Abbildungen 5.17 und 5.18).

Verifizierung

Da am 1. Oktober der Vernagtferner und seine Umgebung meist schneebedeckt sind, wird die Anfangsbedingung des Verifizierungsjahres aus dem letzten Zeitschritt des Kalibrierungsjahres erhalten.

Der Vergleich der Varianten A und B – sie besitzen aufgrund der fortlaufenden Rechnung unterschiedliche Anfangsbedingungen (Abbildungen 6.1 bis 6.6) – wird fortgeführt.

Die Differenz der Wasseräquivalentwerte zwischen den Varianten A und B nimmt während der gesamten Ablationsphase mit der Höhe zu. Es sind geringere Unterschiede in der Schneedecke als bei der Kalibrierung zu beobachten (Abbildungen 5.23 und 6.14), aber die Unterschiede in der Firnzone sind, wie erwartet, größer.

Mitte und Ende Juli wird von beiden Varianten die Schneedecke deutlich überschätzt, die Lage der Schneegrenze ist um 50-130 Höhenmeter zu niedrig (Tabelle 6.2, Abbildungen 6.8 bis 5.16).

Ende August wird die Firngrenze – mit Ausnahme der gleichen Bereiche, wie in der Kalibrierungsperiode – von der Variante B gut nachgebildet (Abbildungen 6.12 und 6.13).

Schlussfolgerungen

Die relative Luftfeuchtigkeit hat bedeutenden Einfluss auf die Schnee- und Eisschmelze: Zu hohe, falsche Messwerte der Luftfeuchte verändern die Ergebnisse in der gleichen Größenordnung wie die Parameter des Albedoansatzes (Tabelle 5.2). Dies bestätigt auch die Beobachtungen der Kommission für Glaziologie am Vernagtferner, dass hohe Luftfeuchtigkeit unter sonst gleichen Bedingungen eine wesentlich höhere Schmelze bewirkt (Weber, 2001).

Die Bewölkung hat eine große Auswirkung auf die Ergebnisse. Sie geht linear in die Berechnung der atmosphärischen Gegenstrahlung (Gleichung 3.1) und quadratisch in die Aufteilung der Globalstrahlung in Direkt- und Diffusstrahlung (Kapitel 3.2) ein. Tagsüber wird die Bewölkung aus dem Verhältnis der gemessenen und möglichen Globalstrahlung errechnet (Kapitel 4.3), in der Nacht – wenn die Globalstrahlung Null ist – muss eine Annahme getroffen werden. Der Vergleich von zwei Möglichkeiten für die Bewölkung

in der Nacht (A: letzter Tageswert, B: 0.5) zeigt, dass sie die Schmelze in der gleichen Größenordnung beeinflussen kann, wie die Parameter des Albedomodells oder die Grenzfeuchttemperatur.

Der Wert 0.5 für die Bewölkung in der Nacht (Variante B) liefert sowohl bei der Kalibrierung als auch bei der Verifizierung bessere Ergebnisse als die Variante A, bei der die Bewölkung den letzten berechneten Tageswert hat. Der Grund dafür liegt darin, dass die Bewölkung in der Nacht bei der Variante A oft Werte nahe oder gleich 1 besitzt, und somit die langwellige Bilanz höher ist.

Ausblick

Trotz der (zu) kurzen Zeiträume der Kalibrierung bzw. Verifizierung – jeweils ein Jahr – können großteils zufrieden stellende Ergebnisse erzielt werden. Um diese zu verbessern, sind weitere Daten – meteorologische Messwerte sowie Photos des Gletschers – erforderlich.

Eine Verbesserung und Weiterentwicklung des Ansatzes zur Ermittlung der Bewölkung wird aufgrund des großen Einflusses der Bewölkung auf die Schneeschmelze als wünschenswert angesehen.

Um das Schnee- und Eisschmelzmodell für Vorhersagemodelle von Flüssen bzw. Flusssystemen nutzen zu können, muss es mit einem Abflussmodell kombiniert werden.

Literaturverzeichnis

- Blöschl, G. (1985): *Einflüsse unterschiedlicher meteorologischer Bedingungen auf die Schneeschmelze*. Diplomarbeit, TU Wien.
- Blöschl, G. (1993): Saisonale Schneeschmelzvorhersagen - Die Problematik der quantitativen Erfassung der Rücklage. *Schriftenreihe der Forschungsinitiative des Verbundkonzerns*, 13, Schneehydrologie - Modellierung der Schneeschmelze in Einzugsgebieten: 67–86.
- Blöschl, G., D. Gutknecht und R. Kirnbauer (1988): Berechnung des Wärmeeintrages in eine Schneedecke - Analyse des Einflusses unterschiedlicher meteorologischer Bedingungen. *Sonderdruck aus Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 32(1/2): 34–39.
- Blöschl, G. und R. Kirnbauer (1991): Point snowmelt models with different degrees of complexity - Internal processes. *Journal of Hydrology*, 129: 127–147.
- Blöschl, G., R. Kirnbauer und D. Gutknecht (1987): Zur Berechnung des Wärmeeintrags an einem Punkt der Schneedecke. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 31(5): 149–155.
- Blöschl, G., R. Kirnbauer und D. Gutknecht (1990): Modelling snowmelt in a mountainous river basin on an event basis. *Journal of Hydrology*, 113: 207–229.
- Blöschl, G., R. Kirnbauer und D. Gutknecht (1991a): Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment - 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water Resources Research*, 27(12): 3171–3179.
- Blöschl, G., R. Kirnbauer und D. Gutknecht (1991b): Distributed snowmelt simulations in an alpine catchment - 2. Parameter study and model predictions. *Water Resources Research*, 27(12): 3181–3188.
- Blöschl, G., R. Kirnbauer, J. Jansa, K. Kraus, G. Kuschnig, D. Gutknecht und C. Reszler (2002): Einsatz von Fernerkundungsmethoden zur Eichung und Verifikation eines Flächendetaillierten Schneemodells. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, Jänner/Februar(1/2): 1–16.
- Braun, L. N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. *Zürcher Geographische Schriften*, 21: 166 pp, zitiert in *Blöschl und Kirnbauer* (1991).

- Brun, E., P. David, M. Sudul und G. Brunot (1992): A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128): 13–22.
- Choudhury, B. J. und A. T. C. Chang (1981): The albedo of snow for partially cloudy skies. *Boundary-Layer Meteorology*, 20: 371–389.
- Dirmhirn, I. und E. Trojer (1955): Albedountersuchungen auf dem Hintereisferner. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 6.
- Endres, J. (2001): *Farborthophotokarte „Vernagtferner 1999“ Aus Amateur-Luftbildern*. Diplomarbeit, Technische Universität München.
- Ertl, W. (2002): Schneekunde. <http://www.obergailtal.at/PDF/Schneekunde.pdf>.
- Escher-Vetter, H. (1980): Der Strahlungshaushalt des Vernagtferners als Basis der Energiehaushaltsberechnung zur Bestimmung der Schmelzwasserproduktion eines Alpengletschers. *Wissenschaftliche Mitteilungen*, 39.
- Escher-Vetter, H. (2000): Modelling meltwater production with a distributed energy balance method and runoff using a linear reservoir approach - Results from Vernagtferner, Oetztal Alps, for the ablation seasons 1992 to 1995. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, 36: 119–150.
- Fitze, P. (2002): Physische Geographie: Atmosphäre. http://www.geo.unizh.ch/phys/teaching/phys_pdf/Phys_Atmosphaere.pdf.
- Gray, D. M. und D. H. Male, (Hg.) (1981): *Handbook of snow - Principles, processes, management & use*. Pergamon Press.
- Heindl, W. und H. Koch (1976): Die Berechnung von Sonneneinstrahlungsintensitäten für wärmetechnische Untersuchungen im Bauwesen. *Gesundheits-Ingenieur*, 97(12), zitiert in *Blöschl* (1985).
- Hock, R. (1999): Distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 45(149): 101–111.
- Kirnbauer, R. (1993a): Datenanforderungen zweier operationeller Schneeschmelzmodelle. *Schriftenreihe der Forschungsinitiative des Verbundkonzerns*, 13, Schneehydrologie - Modellierung der Schneeschmelze in Einzugsgebieten: 111–116.
- Kirnbauer, R. (1993b): Modellkonzeptionen zur operationellen Kurzfristvorhersage der Schneeschmelze. *Schriftenreihe der Forschungsinitiative des Verbundkonzerns*, 13, Schneehydrologie - Modellierung der Schneeschmelze in Einzugsgebieten: 87–110.
- Kirnbauer, R., G. Blöschl und D. Gutknecht (1994): Entering the era of distributed snow models. *Nordic Hydrology*, 25: 1–24.
- Lefebre, F., H. Gallée, J. P. v. Ypersele und W. Greuell (2003): Modelling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland): A study of surface albedo. *Journal of Geophysical Research*, 108(D8), http://www.agu.org/pubs/sample_articles/cr/2001JD001160/2001JD001160.pdf.

- Lieb, G. K. (2001): Schnee und Lawinen. <http://www.kfunigraz.ac.at/geowww/geoskript/Seiten/>.
- Müller, J. K. (1984): *Zum Strahlungshaushalt im Alpenraum*. Dissertation, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich.
- Neuwirth, F. (1982): Beiträge zur Strahlungsmeteorologie Österreichs. Habilitationsschrift, MZA, Wien, zitiert in *Blöschl* (1985).
- Paterson, W. S. B. (2001): *The physics of glaciers*. 3. Aufl., Butterworth Heinemann, Oxford.
- Plummer, M. A. und F. M. Phillips (2003): A 2-D numerical model of snow/ice energy balance and ice flow for paleoclimatic interpretation of glacial geomorphic features. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1389–1406.
- Rabofsky, E., K. Gabl, B. Lackinger, E. Hanausek, J. Hopf, O. Schimpp, P. Scheiber, R. Mayr, H. Wieser, C. Damisch, A. Gayl und W. Phleps (1988): *Lawinenhandbuch*. Tyrolia-Verlag.
- Rau, R. G. (1993): Direkte Messung von Schneedeckenparametern - Messgeräte und Feldmessmethoden. *Schriftenreihe der Forschungsinitiative des Verbundkonzerns*, 13, Schneehydrologie - Modellierung der Schneeschmelze in Einzugsgebieten: 5–27.
- Rubel, F. (2001): Aktuelle österreichische Beiträge zum World Climate Research Programme (WCRP). <http://www-med-physik.vu-wien.ac.at/staff/rub/pub/OGM-2001.pdf>.
- Rubel, F. und M. Hantel (1999): Correction of daily rain gauge measurements. *Nordic Hydrology*, 30(3): 191–208.
- Segal, M., J. R. Garratt, R. A. Pielke und Z. Ye (1991): Scaling and numerical model evaluation of snow-cover effects on the generation and modification of daytime mesoscale circulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(8): 1024–1042, <http://blue.atmos.colostate.edu/publications/pdf/R-112.pdf>.
- Siemer, A. H. (1988): Ein eindimensionales Energie-Massenbilanzmodell einer Schneedecke unter Berücksichtigung der Flüssigwassertransmission. *Berichte des Inst. für Meteorologie u. Klimatologie der Universität Hannover*, 34: 167 S.
- Trofimova, E. (1970): Metod rascheta otrazhayushchej sposobnosti snezhnogo pokrova (Eine Methode zur Berechnung der Reflexionseigenschaften von Schneeoberflächen). *Sredneaziatskij Nauchno Isseledovatelskij Gidrometeorologicheskij Institut, Leningrad*, 52(67): 21–25, zitiert in *Siemer* (1988).
- Tuteja, N. und C. Cunnane (1999): A quasi physical snowmelt runoff modelling system for small catchments. *Hydrological Processes*, 13(12/13): 1961–1975.
- U.S. Army Corps of Engineers (1956): *Snow hydrology, Summary report of the snow investigations*. North Pacific Division, Portland (Oregon).

- Weber, M. (2001): Einfluss der Luftfeuchte auf die Ablation des Vernagtferners - Ergebnisse der Feldmesskampagnen HyMEX98 und HyMEX2000. *Beitrag anlässlich der Tagung DACH-MT 2001 in Wien, Kommission für Glaziologie der BAdW, München*, <http://www.glaziologie.de/download/dach2001.pdf>.
- Weber, M., L. Braun und M. Siebers (2002): Glazialabflüsse am Vernagtferner nach erheblichen Massenverlusten - Schlussbericht Januar 2002. Techn. Ber., Kommission für Glaziologie, BAdW.
- Williams, K. und D. Tarboton (1999): The ABC's of snowmelt: a topographically factorized energy component snowmelt model. *Hydrological Processes*, 13(12/13): 1905–1920.

Anhang A

Liste der verwendeten Abkürzungen

Zeichen	Einheit	Bezeichnung
a	-	Albedo
a_{csz}	-	Clear Sky Zenit Albedo
a_{firn}	-	Firnalbedo
a_{ice}	-	Eisalbedo
a_{io}	-	Albedo bei Wellenlänge $\leq 0.7 \mu\text{m}$
a_{Td}	-	Tagesmittel der Albedo, berechnet
a_{vo}	-	Albedo bei Wellenlänge $\leq 0.7 \mu\text{m}$
a_G, b_G, c_G	-	Koeffizienten für Strahlungsberechnung nach <i>Neuwirth</i> (1982)
a_i	-	Regressionskoeffizienten
a_N	-	Neuschneealbedo
$a_{sp,g}$	-	Albedo für geringe Schnee- bzw. Firnhöhen am Gletscher
$a_{sp,r}$	-	Albedo für geringe Schneehöhen am Fels
a_{rock}	-	Felsalbedo
b	-	Untergrenze der Albedo (Altschneealbedo)
c	$\text{m}^2/(\text{W}\cdot\text{h})$	Grad der Albedoänderung (<i>Trofimova</i> , 1970)
c^*	$\text{m}^4/(\text{W}^2\cdot\text{h})$	Grad der Albedoänderung nach dem quadratischen veränderten Ansatz
c_{pL}	$\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$	spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck
c_i	-	Gerätekoeffizienten für aerodynamischen Korrekturfaktor k
c_p	$\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$	spezifische Wärme von Schnee bzw. Eis
c_v	$\text{kJ}/(\text{m}^3\cdot\text{K})$	spezifische Wärmekapazität
d	m	optische Korngröße
$e_{1,2,3}$	-	Einheitsvektor in Richtung zur Sonne
e_L	mbar	Wasserdampfdruck der Luft
h	°	Sonnenhöhe
\hat{h}	°	korrigierte Sonnenhöhe, berücksichtigt die Lichtstrahlkrümmung in der Atmosphäre
h_{AS}	mm	Schneedeckenausfluss
h_M	mm/d	Schmelzrate

Anhang A Liste der verwendeten Abkürzungen

k	-	aerodynamischer Korrekturfaktor (Niederschlag)
k_G	-	Maß für die Abhängigkeit des Emissionskoeffizienten ϵ_B von der Bewölkung B
k_K	-	„bulk“ Transferkoeffizient für fühlbaren Wärmestrom
k_L	-	„bulk“ Transferkoeffizient für latenten Wärmestrom
n	%	Porenanteil
p	mbar	Luftdruck
r_E	J/kg	Verdampfungswärme Schnee $r_E = 2.50$ MJ/kg Eis $r_E = 2.83$ MJ/kg
t	h bzw. s	Zeit
Δt	h	Zeitintervall
\bar{t}	h	Uhrzeit
t_s	d	Alter der Schneedecke
t_w	h	wahre Ortszeit
v	m/s	Windgeschwindigkeit
w_{crit}	mm	kritisches Wasseräquivalent
x_i	-	Variable
z	h	Zeitgleichung
x, y, z	-	Koeffizienten des Albedomodells nach <i>Siemer</i> (1988)
A	m ³ /s	Abfluss
A_s	%	Schneebedeckung
A, B, C	-	Koeffizienten des ABC-Modells nach <i>Williams und Tarboton</i> (1999)
B	-	Bewölkung
DDF	mm/(°C·d)	Gradtagfaktor
E_O	mbar	Sättigungsdampfdruck bei Temperatur der Oberfläche
H	m	Seehöhe
$H(Q)$	-	Heaviside'sche Einheitsstufenfunktion $H(Q) = \begin{cases} 0 & \text{für } Q < 0 \\ 1 & \text{für } Q > 0 \end{cases}$
HS	cm	Schneehöhe
Q	W/m ²	Netto-Energieflussdichte oberhalb der Schneedecke
Q^*	W/m ²	Strahlungsbilanz
Q_{G_0}	W/m ²	astronomisch mögliche Strahlung
Q_{GA}	W/m ²	Atmosphärische Gegenstrahlung
Q_{KW}	W/m ²	kurzwellige Energiebilanz
Q_{LW}	W/m ²	langwellige Energiebilanz
Q_{uN}	W/m ²	ungeschwächte Normalstrahlungsintensität
Q_A	W/m ²	langwellige Ausstrahlung
Q_B	W/m ²	Bodenwärmestrom
Q_D	W/m ²	direkte Sonnenstrahlung
Q_G	W/m ²	Globalstrahlung

Anhang A Liste der verwendeten Abkürzungen

Q_H	W/m^2	diffuse Himmelsstrahlung
Q_K	W/m^2	fühlbarer Wärmestrom
Q_L	W/m^2	latenter Wärmestrom
Q_N	W/m^2	Wärmeeintrag durch Niederschlag
Q_R	W/m^2	Rückstrahlung von Erdoberfläche
Q_S	W/m^2	Energieinhalt der Schneedecke
Q_T	W/m^2	terrestrische Strahlung
SWE	mm	Schnee-Wasseräquivalent
$T_{b,k}$	$^{\circ}C$	kritische maßgebende Basistemperatur
$T_{L,k}$	$^{\circ}C$	kritische maßgebende Lufttemperatur
T_L	K	Lufttemperatur
T_O	K	Temperatur der Oberfläche
V	-	Volumenanteil
Z	mm	korrigierte Niederschlagsmenge
ΔZ_e	mm	Verdunstungsverluste (Niederschlag)
Z_m	mm	gemessene Niederschlagsmenge
ΔZ_w	mm	Benetzungsverluste (Niederschlag)
α	$W/(m^2 \cdot K)$	Wärmeübergangskoeffizient
β	$^{\circ}$	geographische Breite
γ	1/d	Abnahmerate der Albedo (<i>U.S. Army Corps of Engineers</i> , 1956)
δ	$^{\circ}$	Sonnendeklination
ϵ	-	Emissionskoeffizient für klaren Himmel
ϵ_B	-	Emissionskoeffizient für bewölkten Himmel
ϵ_S	-	Emissionskoeffizient für Schnee
η	-	Konstante im aging curve approach (<i>U.S. Army Corps of Engineers</i> , 1956)
ϑ_0	$^{\circ}C$	Grenztemperatur für Schmelze
ϑ_L	$^{\circ}C$	Lufttemperatur
θ_z	$^{\circ}$	Zenitwinkel
κ	$(mm/W) \cdot m^2 / (^{\circ}C \cdot d)$	empirischer Koeffizient für erweiterte Temperatur-Index Methode (<i>Hock</i> , 1999)
λ	$W/(m \cdot K)$	Wärmeleitfähigkeit
ρ	kg/m^3	Dichte
ρ_L	kg/m^2	Dichte der Luft
σ	$W/(m^2 \cdot K^4)$	Stefan-Boltzmann-Konstante $\sigma = 5.77 \cdot 10^{-8}$
ς	$^{\circ}$	Hilfswert
τ	$^{\circ}$	Hilfswert
ϕ	-	Transformationsbeziehung
φ	$^{\circ}$	ekliptikale Länge
ψ	$^{\circ}$	Winkel zwischen Sonne und (Schnee-)Oberfläche (= Einstrahlwinkel für die betrachtete Fläche)
Λ	$^{\circ}$	geographische Länge
Λ_0	$^{\circ}$	geographische Länge des Bezugsmeridians der Zeitzone, 15° für MEZ