

DIPLOMARBEIT

Simulation von Schnee- und Eisschmelzprozessen im hochalpinen Raum

Ausgeführt am Institut für

Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau

der Universität für Bodenkultur Wien unter der Anleitung von

Ao.Univ.Prof. Dipl.-Ing. Dr. Hubert Holzmann

durch

Gernot Michlmayr

Wien, am 5. Juni 2007

Danksagung

Ich möchte an dieser Stelle meinen Dank all jenen aussprechen, die mich im Laufe meiner Studienzeit unterstützt und begleitet haben: meiner Familie, meinen Freunden, meinen Studienkollegen und den Lehrenden dieser Universität. Von den zahlreichen Menschen die an der Entstehung dieser Arbeit beteiligt waren möchte ich mich bei Gernot Koboltschnig, Michael Lehning und Massimiliano Zappa ganz besonders bedanken, die mir oftmals mit fachlichem Rat und kollegialer Anleitung zur Seite standen.

Besonderer Dank jedoch gilt meinen Eltern Friedi und Harald, die mich den Wert einer akademischen Ausbildung schätzen lehrten und mich während den Jahren meines Studiums in vielerlei Hinsicht unterstützen.

Zusammenfassung

Durch das steigende öffentliche Interesse an langfristigen klimatischen Veränderungen rücken die Alpengletscher durch ihre Funktion als sensible Indikatoren für diese Phänomene ins Zentrum der Aufmerksamkeit. Der drastische Rückgang vergletscherter Flächen im Alpenraum ist gut dokumentiert und wird vielfach als Konsequenz von Änderungen des regionalen Klimas gedeutet.

Zugleich haben Gletscher auch einen großen Einfluss auf den Wasserhaushalt alpiner und subalpiner Gebiete, wo sie in der Lage sind Wasser langfristig als Eis zu binden oder die saisonalen Abflüsse durch die spät einsetzende Gletscherschmelze zu beeinflussen.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit den Prozessen der Schnee- und Eisschmelze im Gebiet des *Goldbergkees*, einem Gletscher der Hohen Tauern. Durch das 1886 gegründete Hochgebirgsobservatorium am Gipfel des *Hohen Sonnblicks* und das seit 1983 kontinuierlich betriebene glaziologische Monitoring auf den Gletschern des *Sonnblick*, einschließlich des *Goldbergkees*, liegen für das Gebiet detaillierte meteorologische bzw. glaziologische Aufzeichnungen vor.

Schnee- und Eisschmelze bestimmen zusammen mit der Akkumulation des festen Niederschlages die Massenänderung eines Gletschers; gleichzeitig wird dabei Wasser freigesetzt, welches als Gletscherabfluss das System verlässt. Für die Berechnung dieser Prozesse wurde das physikalisch basierte Modell *Alpine3D* verwendet. Das Programm ist durch seine besondere Ausrichtung auf Schneedeckenprozesse sowie die vollverteilte Berechnungsweise besonders für die Modellierung alpiner Gebiete geeignet.

Im Rahmen dieser Arbeit soll die Modellbildung mit *Alpine3D* beschrieben werden. Die Modellresultate werden anschließend mit gemessenen Daten verglichen, und anhand eines Evaluierungskonzeptes bewertet. Besonderes Augenmerk wird dabei auf die Simulation der jährlichen Massenbilanz sowie des hydrologischen Abflusses am Gebeitsauslass gelegt.

Zum Schluss sollen die Erfahrungen aus der physikalisch basierten Modellbildung mit *Alpine3D* zusammengefasst sowie ein Ausblick auf mögliche zukünftige Forschungsfelder gegeben werden.

Abstract

With the increasing public interest on long-term climatic developments, glaciers are moving more and more into the centre of our attraction, as they are known to be sensitive indicators for these phenomena. The drastic decrease of glacierized areas in the Alps is well documented and often brought into a close relation to regional climatic changes.

Further glaciers have a considerable influence on the water balance of alpine and subalpine catchments. They are able to bind water as glacier ice on a long-term time scale. Simultaneously they determine seasonal runoff behaviour.

This work investigates snow and ice melt processes on the *Goldbergkees* glacier, located in the *Hohe Tauern* region in Austria. A detailed set of meteorological an glaciological observations are available for the area, because of the 1886 founded climate observatory on the summit of *Hoher Sonnblick* mountain and the intensive glacier monitoring program, which is maintained since the last 24 years on the surrounding glaciers, including *Goldbergkees*.

Snow and glacier melt, together with winter snow accumulation, determine the mass balance of a glacier in the same time, as they lead to glacier runoff events. To calculate these processes the physically based model *Alpine3D* was applied. Its clear focus on snowpack processes and a spatial distributed modelling approach particularly qualify *Alpine3D* for simulations on glacier regions.

This work describes the model setup with *Alpine3D*. A comparison of the obtained results with measured data is given. Special attention is paid to the simulation of the yearly glacier mass balance and the hydrological runoff generation.

Finally the experiences on working with *Alpine3D* are summarized and a short outlook on further potential of physically based modelling of high alpine regions is given.

Inhaltsverzeichnis

1	Einl	eitung		9
	1.1	Proble	mstellung und Zielsetzung der Arbeit	9
	1.2	Struktı	ır	12
2	Met	nodik d	er Modellierung	14
	2.1	Das M	odell als Untersuchungsinstrument in der Hydrologie	14
	2.2	Model	lierung von Oberflächenprozessen mit Alpine3D	17
		2.2.1	Strahlungsintensität, das radiation balance module	21
		2.2.2	Interpolation der meteorologischen Daten, das interpolation module	22
		2.2.3	Berechnung der Schneedeckenprozesse, das snowpack module	24
		2.2.4	Abfluss, das runoff module	30
	2.3	Model	lablauf	33
		2.3.1	Technischer Ablauf	33
		2.3.2	Evaluierungskonzept	44
3	Einz	ugsgeb	piet und Datengrundlage	54
	3.1	Allgen	nein	54
	3.2	Topog	raphische Eigenschaften des Gebietes	58
	3.3	Klimat	tologische Charakterisierung	58
		3.3.1	Temperatur	59
		3.3.2	Niederschlag	63
		3.3.3	Abfluss	67
		3.3.4	Relative Luftfeuchtigkeit	71
		3.3.5	Wind und Windgeschwindigkeit	72

Inhaltsverzeichnis

		3.3.6	Strahlung	74
		3.3.7	Parametrisierung der langwelligen Strahlung	83
	3.4	Glazio	logische Daten, Gletschermonitoring	87
	3.5	Boden	arten, Landbedeckung	89
4	Erge	ebnisse		91
	4.1	Model	lierung punktueller Schneepegeldaten	91
		4.1.1	Haushaltsjahr 2002/2003	91
		4.1.2	Haushaltsjahr 2003/2004	92
		4.1.3	Haushaltsjahr 2004/2005	95
	4.2	Model	lierung der flächigen Verteilung des Schneewasseräquivalents	97
		4.2.1	Haushaltsjahr 2002/2003	98
		4.2.2	Haushaltsjahr 2003/2004	101
		4.2.3	Haushaltsjahr 2004/2005	105
	4.3	Model	lierung der Abflussganglinie am Gebietsauslass	108
		4.3.1	Schmelzperiode 2003	108
		4.3.2	Schmelzperiode 2004	111
		4.3.3	Schmelzperiode 2005	114
5	Zus	ammen	fassung und Diskussion	117
	5.1	Dateng	grundlage und Methode	117
	5.2	Resulta	ate der Mehrfachvalidierung	120
6	Aus	blick		124
7	Lite	raturvei	rzeichnis	128

Abbildungsverzeichnis

2.1	Graphische Darstellung von Alpine3D	19
2.2	Struktur des snowpack module	27
2.3	Flächendaten für Alpine3D	34
2.4	Landbedeckungsklassen	37
2.5	Initialisierung der Landbedeckungsklassen	38
2.6	Empirische Verteilung der Abflussmessungen	51
3.1	Das Goldbergkees-Einzugsgebiet im Sommer	55
3.2	Das Goldbergkees-Einzugsgebiet im Winter	56
3.3	Monatsmittel der Lufttemperatur	59
3.4	Elektronischer Temperaturfühler mit Strahlungsschutz	62
3.5	Ultraschallsonde für die Aufzeichnung der Schneehöhe	64
3.6	Kumulierte Monatssummen des Niederschlags	66
3.7	Schwankungskoeffizient nach Pardé	68
3.8	Allgemeine Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre	75
3.9	Zusammensetzung des Tagesganges der Globalstrahlung	81
3.10	Parameterisierung der langwelligen Strahlung	85
3.11	Pegelmesstellen am Goldbergkees	87
3.12	Messpunkte einer Sondierungskampagne	89
4.1	Schneepegeldaten 2002/2003	93
4.2	Schneepegeldaten 2003/2004	94
4.3	Schneepegeldaten 2004/2005	96
4.4	Änderung des Schneewasseräquivalent (SWE) im Haushaltsjahr 2002/2003	99

Abbildungsverzeichnis

4.5	Differenzen der Schneewasseräquivalentverteilung 2002/2003	100
4.6	Änderung des Schneewasseräquivalent (SWE) im Haushaltsjahr 2003/2004	102
4.7	Differenzen der Schneewasseräquivalentverteilung 2003/2004	103
4.8	Änderung des Schneewasseräquivalent (SWE) im Haushaltsjahr 2004/2005	106
4.9	Differenzen der Schneewasseräquivalentverteilung 2004/2005	107
4.1	0 Abflussperiode 2003	109
4.1	1 Abflussperiode 2003	112
4.1	2 Abflussperiode 2003	115

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung der Arbeit

Die vorliegende Arbeit entstand ausgehend von der Problemstellung der Anwendbarkeit eines physikalisch basiertes Oberflächenprozessmodells auf ein hochalpines Einzugsgiebiet. Mit dem Modell sollten weiters hydrologische und glaziologische Prozesse im Gebiet simuliert werden. Über eine rein technischen Umsetzung dieses Vorhabens hinaus, sollte eine Evaluierung der Modellergebnisse zur Klärung verschiedener Fragen beitragen;

Wie gut lassen sich hydrologische Prozesse im Hochgebirge modellieren?

Wie hoch ist die Qualität einer physikalisch basierten Modellierung im Vergleich zu anderen Modellen?

Welche Faktoren bestimmen die hydrologischen und glaziologischen Prozesse in einem hochalpinen Einzugsgebiet?

Welche Rolle spielt die Schneedecke bzw. das Gletschereis für hydrologische Prozesse?

. . .

Als Grundlage für dieses Vorhaben dient das Einzugsgebiet Goldbergkees am Rauriser Sonnblick in den österreichischen Zentralalpen. Das Gebiet ist zu einem hohen Grad (55%) vergletschert. Der hochalpine Charakter äußert sich aber nicht nur in der starken glazialen Überdeckung, sondern auch in der komplexen Topographie des Geländes, welches, trotz seiner relativ geringen Fläche von etwa $2\frac{1}{2}$ km^2 , eine Höhendifferenz von mehr als 750 m aufweist. Gemeinsam mit den extremen Witterungsbedingungen stellt die steile Topographie hochalpiner Lagen hohe Anforderungen an die Messtechnik zur Aufzeichnung physikalischer Daten. Es existieren daher im gesamten Alpenraum nur wenige Gebiete mit umfangreichen und zuverlässigen Datensätzen zum meteorologischen, hydrologischen und galziologischen Geschehen.

Die Aufzeichnung meteorologischer, hydrologischer und glaziologischer Daten im Sonnblickgebiet steht enger Verbindung mit dem Sonnblickobservatorium. Das seit 1886 durchgehend betriebene Observatorium liegt am Gipfel des Rauriser Sonnblicks auf 3105 m Seehöhe. Es ist Teil des weltweiten GAW-Netzes (global atmospheric watch). Neben den langjährigen meteorologischen Forschungen im Gebiet des Rauriser Sonnblicks durch das Sonnblick-Observatorium wird seit mehreren Jahrzehnten ein umfassendes Monitoring der umliegenden Gletscher betrieben. Die Aufzeichnung hydrologischer Abflussdaten am Gebietsauslass des Einzuggebietes Goldbergkees findet seit Oktober 2002 statt.

Die hohe Abdeckung des Gebietes mit zuverlässigen Daten schafft die Voraussetzung für eine physikalisch basierte Modellierung der Oberflächenprozesse; zusätzlich lassen sich die Modellresultate anhand verschiedener unabhängiger Messungen beurteilen. Eine Mehrfachvalidierung der Modellierung nach dem Vorbild von Koboltschnig (2007) ist dadurch möglich.

Für die Simulation der Oberflächenprozesse wird das Modell *Alpine3D* verwendet. *Alpine3D* wird am schweizer *Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung (SLF)* entwickelt. Bei der Umsetzung des Modells werden vor allem für die Berechnung der Prozesse in der Schnee- und Eisdecke, sowie an der Geländeoberfläche physikaisch basierte Ansätze verfolgt.

Alpine3D ist daher in der Lage die Entwicklung der Schneedecke, sowie glazialer Eismassen detailiert zu beschreiben. Ein weiterer Fokus des Modells liegt auf der Berücksichtigung komplexer Topographien bei der Berechnung des Energieaustausches zwischen der Atmosphäre und der Erdoberfläche. Die unterschiedlichen Charakteristiken einer strahlungsbegünstigten Südhanges

gegenüber einer abeschatteten Kessellage können dadurch berücksichtigt werden. Diese Spezialisierung im Design von Alpine3D eignen das Programm besonders für die Modellierung des Einzugsgebietes Goldbergkees.

Der Wasserhaushalt in einem hochalpinen Einzugsgebiet ist durch eine Vielzahl verschiedener Prozesse determiniert, welche zudem untereinander in Wechselwirkung stehen. Eine getrennte Betrachtung ist daher nicht möglich. Ohne den Prozess aus seinem Zusammenhang nehmen zu wollen, soll ein Hauptaugenmerk dieser Arbeit auf der Betrachtung und Analyse der Schneeund Eisschmelze liegen. Der Übergang des in fester Form vorliegenden Wassers in die flüssige Phase ist einerseits die bedeutendste Senke in der Massenbilanz des Schnees bzw. des Eises. Zugleich liefert die Schmelze in einem hochalpinen Einzugsgebiet, wie dem *Goldbergkees* mit nur etwa 12% Regenniederschlag, den wichtigsten Beitrag an flüssigem Wasser. Somit sind Schmelzvorgänge gleichmaßen für glaziologische, schneekundliche, sogar für klimatologische Betrachtungen relevant. Eine besondere Bedeutung haben sie jedoch im Kontext hydrologischer Untersuchungen. Die Auswirkungen der Schnee- und Gletscherschmelze auf den Wasserkreislauf sollen in deser Arbeit ebenfalls genauer untersucht werden.

Aus den eingangs formulierten Fragestellungen entwickelte sich nach und nach eine klare Positionierung der Arbeit.

Das vorliegende Papier beschreibt den Versuch das **physikalisch basierte Modell** *Alpi- ne3D* auf das stark vergletscherte Einzugsgebiet *Goldbergkees* anzuwenden.

Sämtliche dazu notwendigen Schritte sollen dokumentiert und beschreiben werden. Eine Beschreibung des methodischen Hintergrudes der Modellanwendung soll die Grundlage für eine Diskussion und Bewertung der Modellierung schaffen.

Die Resultate der Modellierung werden anhand verschiedener Messungen bewertet. Ein Konzept zur Mehrfachvalidierung ist dazu erforderlich. Bei der Bewertung werden insbesondes die Prozesse der Schnee- und Eisschmelze, sowie hydrologische Prozesse berücksichtigt.

Die Mehrfachvalidierung soll eine Aussage über die Stärken und Schwächen der Modellierung ermöglichen.

Eine Analyse der Stärken der Modellierung soll die Grundlage für eine **Diskussion über** die Verwertung und weitere Verwendung der Modellresutate bieten.

Aufgrund einer Analyse der Schwächen der Modellierung des *Goldbergkees*-Einzugsgebietes mit *Alpine3D* sollen mögliche Fehlerquellen besprochen werden. Diese Anayse soll eventuell als Ausgangspunkt zur **Diskussion von Verbesserungen des Modells** dienen können.

Vor allem die Evaluierung der hydrologischen Modellierung soll so gestaltet sein, dass ein **Vergleich mit anderen Abflussmodellen** möglich wird. Die Aufbereitung der Resultate sowie die Wahl der Evaluierungsparameter soll konkret einen Vergleich zu den Arbeiten von Koboltschnig (Koboltschnig, 2007; Koboltschnig u. a., 2003) mit dem konzeptionellen Modell *PREVAH* erlauben.

1.2 Struktur

Nach einer kurzen methodischen Einleitung soll im ersten Kapitel ein Überblick über das Modell Alpine3D gegeben werden. Darüber hinaus werde die Arbeiten erläutert, welche zur Vorbereitung der Modellierung sowei zur Aufbereitung der Resultate notwendig waren. Ein kurzer Überblick über die Methoden welche zur Evaluierung der Modellresutate angewandt wurden steht am Ende dieses Kapitels.

Das darauffolgende Kapitel beschriebt das Untersuchungsgebiet "Goldbergkees". Eine topographische Charakterisierung der Region wird gegeben. Sämtliche in der Arbeit verwendeten Messdaten werden ausserdem vorgestellt, wobei auf Messmethode, Genauigkeit der Messungen, Stationsstandorte sowie spezielle Charakteristika der jeweiligen Datensätze eingegangen wird.

Ein eigenes Kapitel ist auch der detaillierten Aufarbeitung und Beschreibung der Ergebnisse gewidmet. Weiters sollen die Resultate der Modellevaluierung dargestellt werden.

In den "Schlussfolgerungen" wird aufgrund der Resutate und der Evaluierung die Qualität der Modellierung diskutiert. In einem darüber hinaus gehenden Ausblick sollen die Möglichkeiten

Kapitel 1 Einleitung

für weiterreichende Untersuchungen und mögliche Anwendungs- und Forschungsfelder, sowie die Konsequenzen dieser Arbeit diskutiert werden.

Kapitel 2

Methodik der Modellierung

2.1 Das Modell als Untersuchungsinstrument in der Hydrologie

Die Hydrologie, als Wissenschaft vom Wasser, seinen Erscheinungsformen und seiner Zirkulation auf und unter der Landoberfläche (Nachtnebel u. a., 2004), sieht sich häufig mit der Tatsache konfrontiert, dass diese Erscheinungsformen des Wassers durch eine Vielzahl komplexer natürlicher Vorgänge bestimmt sind. Eine Untersuchung dieser Prozesse ist daher nicht immer einfach.

In der Hydrologie hat sich durch diesen Umstand das Modell, als Möglichkeit mit dieser Komplexität umzugehen, etabliert. Der Begriff "Modell" umfasst einerseits rechnerisch-mathematische Modelle, aber auch die maßstabsgetreue physische Nachbildung einer hydrologischen Umgebung. Beide Arten kommen in der hydrologischen Praxis zur Anwendung. Im weiteren Verlauf dieser Arbeit soll sich der Terminus "Modell" jedoch nur auf die rechnerisch-mathematische Bedeutung des Wortes beziehen.

Die Methode der hydrologischen Modellbildung kann etwa folgendermaßen dargestellt werden:

 Natürliche Vorgänge werden als Prozesse dargestellt. Prozessen wird eine Regelmäßigkeit unterstellt. Die konkrete Darstellung eines Prozesses erfolgt durch eine logisch-mathematische Beschreibung seiner Regeln.

- Einzelne Prozesse können miteinander in Wechselwirkung treten und sich gegenseitig beeinflussen. Ein natürliches System, wie der Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes, wird
 als eine Verkettung verschiedener Prozesse beschrieben. Die Beziehung der Prozesse zueinander kann ebenfalls logisch formuliert werden.
- Ein Modell ist die Darstellung eines solchen natürlichen Systems durch die mathematische Formulierung seiner Prozesse und deren Zusammenhänge.
- Durch die schon angesprochene Komplexität natürlicher Vorgänge werden diese bei der Modellbildung häufig vereinfacht. Zusätzlich wird durch die Festlegung einer Modelldomäne ein räumlicher bzw. zeitlicher Bereich festgelegt, für den das Modell gelten soll.

Punkt Drei weist darauf hin, dass bei der Modellbildung die Vorgänge in natürlichen Systemen mathematisch übersetzt werden. Dabei werden die Regeln der Prozesse logisch-mathematisch formuliert. Je nach der konkreten Vorgehensweise bei diesem Übersetzungsschritt lassen sich konzeptionelle Ansätze und physikalisch basierte Ansätze unterscheiden.

konzeptionelle Modelle – physikalisch basierte Modelle Orientiert sich ein Modell bei der Beschreibung der Prozesse an den physikalischen Grundlagen dieser Prozesse, etwa den Prinzipien der Mechanik, der Thermodynamik oder der Strömungslehre, so wird es als "physikalischbasiert" bezeichnet. Durch den Bezug auf physikalische Grundlagen haben diese Modelle einen hohen Grad der Allgemeinheit und der Übertragbarkeit auf verschiedene Domänen.

Konzeptionelle Modelle benutzen bei der Prozessbeschreibung empirische Gesetze. Diese werden aus Beobachtungen abgeleitet. Konzeptionelle Modellierung wird oftmals in *Kalibrierung* und *Validierung* eingeteilt: Dabei werden die Modellresultate mit beobachteten Werten verglichen und somit eine schrittweise Annäherung des Modells an die Realität erreicht. Bei der Kalibrierung wird das Modell angepasst, indem die Parameter der Modellgesetze verändert werden. Bei der Validierung wird versucht die Beobachtung mit dem angepassten Modell zu reproduzieren. Es existieren verschiedene Konzepte der Modellanpassung, in denen sich fast immer der oben genannte Ablauf von Kalibrierung und Validierung wiederfindet.

Konzeptionelle Modelle sind häufig einfacher. Komplexe natürliche Vorgänge sollen dabei durch möglichst prägnante Konzepte abgebildet werden. Durch ihren empirischen Charakter erfordert

jedoch streng genommen jede Übertragung auf einen neuen zeitlichen bzw. räumlichen Rahmen eine neue Anpassung mittles Kalibrierung und Validierung.

Die Entscheidung bei der Modellbildung physikalisch basierte Ansätze oder konzeptionelle Grundlagen zu verwenden ist durch eine Vielzahl von Gründen beeinflusst. Einige davon seien im Folgenden genannt.

Komplexität der Prozesse: Bei sehr vielschichtigen und komplizierten Prozessen stoßen physikalische Modelle häufig an ihre Grenzen; etwa dann, wenn die Lösung physikalischer Gleichungen mathematisch zum Problem wird, oder wenn keine physikalische Erklärung für beobachtete Phänomene existiert. Durch empirische Ansätze besteht die Möglichkeit komplexe Vorgänge in relativ einfache Konzepte zu fassen und so darzustellen.

Datenlage: Konzeptionelle Ansätze und physikalisch basierte Ansätze haben unterschiedliche Ansprüche an die verfügbare Datenlage: Physikalisch basierte Modelle benötigen einen fixen und meist umfangreicheren Satz von Eingangsdaten in einer hohen Qualität. Weitere Daten können zur Überprüfung und Bewertung der Ergebnisse herangezogen werden. Konzeptionelle Ansätze hingegen kommen meist mit einer geringeren Zahl von Eingangsparameter aus. Zugleich lässt sich der Einsatz so genannter "Soft Data" (Erfahrungswerte, qualitative Werte, ...) leichter in die Modellbildung integrieren. Zusätzlich zu den Eingangsdaten benötigen konzeptionelle Modelle jedoch einen zweiten umfangreichen Datensatz zur Anpassung des Modells.

Ökonomie der Modellbildung: Den Rahmen für die Erstellung eines Modells spannen häufig ökonomische Überlegungen zur Modellbildung. Dabei sollte der Aufwand einer Modellbildung stets durch deren Ergebnisse gerechtfertigt werden. Die Einflüsse des kleinräumigen Windfeldes auf den Energiehaushalt der Schneedecke und somit auf deren Auf- und Abbau etwa ist vom physikalischen Standpunkt aus unbestritten. Im Rahmen eines mesoskaligen Modells zur Prognose von Hochwässern sind die Folgen der Windbeeinflussung der Schneedecke auf den Hochwasserabfluss derartig gering, dass ein aufwändiger physikalischer Ansatz zur Modellierung dieser Vorgänge nicht gerechtfertigt erscheint.

Technische Gründe: Oft sind es auch technische Gründe, welche die Entscheidung für einen bestimmten Ansatz beeinflussen. So benötigen konzeptionelle Modelle, durch ihre rela-

tive Einfachheit häufig weniger technische Ressourcen wie Rechnerzeit, oder Prozessorleistung.

vollverteilte Modelle – räumlich aggregierte Modelle Neben der theoretischen Fundierung eines Modellansatzes kann auch dessen Flächenbezug zur Unterscheidung verschiedener Arten von Modellen herangezogen werden:

Werden in einem Modell die Prozesse gleichmäßig über die gesamte Raumdomäne berechnet, so wird das als "vollverteilte Modellierung" bezeichnet. Dabei wird jede Teilfläche des Untersuchungsgebietes in der gleichen Auflösung behandelt. Diese Art der Berechnung eignet sich besonders für Simulationen in heterogenen Gebieten, die hohen Anforderungen genügen müssen. Vollverteilte Modellberechnungen sind ressourcenintensiv. Es ergeben sich oft lange Berechnungszeiten und ein hoher Bedarf an Rechnerleistung.

Neben einer vollverteilten Berechnung von Prozessen, besteht die Möglichkeit Teilflächen der Raumdomäne zu aggregieren und einheitlich zu behandeln. Damit werden größere Berechnungseinheiten geschaffen, was zur Laufzeit der Modelle Ressourcen einspart. Für die Aggregation der Teilflächen müssen geeignete Methoden gefunden werden. Ein Beispiel aus der hydrologischen Modellbildung ist etwa die Zusamenfassung einzelner Flächen zu HRUs (hydrological response units). Das sind Gebiete, die sich aufgrund ihrer ähnlichen topographischen und physikalischen Eigenschaften im hydrologischen Sinne ähnlich verhalten.

2.2 Modellierung von Oberflächenprozessen mit Alpine3D

Im folgenden Kapitel soll ein kurzer Überblick über das Computerprogramm Alpine3D gegeben werden, das für die Modellierung des Einzugsgebietes Goldbergkees im Rahmen dieser Diplomarbeit verwendet wurde. Alpine3D ist ein Programm zur Simulation von Oberflächenprozessen, welches aus mehreren Modulen aufgebaut ist. Im Modell werden speziell Prozesse des saisonalen Auf- und Abbaues der Schneedecke berücksichtigt. Gleichzeitig ist es darauf ausgerichtet Gebiete mit extremen Topographien auf einer kleinräumigen Skala aufzulösen. Dadurch kann das Modell vor allem für die Simulation alpiner und hochalpiner Gebiete eingesetzt werden.

Alpine3D ist zu einem hohen Grad physikalisch basiert. Das heißt Elemente des Energiehaushaltes, des Wasserhaushaltes sowie eine Vielzahl weiterer Prozesse der Erdoberfläche werden durch physikalische Gleichungen berechnet.

Das Modellgebiet wird in *Alpine3D* räumlich vollverteilt aufgelöst. Das Gebiet ist im Modell als zweidimensionaler Raster repräsentiert. Die Berechnungen werden im Weiteren für jede Rasterzelle eindimensional durchgeführt. Die Rasterweite kann je nach Anforderung an die Modellierung angepasst werden, sie bewegt sich üblicherweise im Bereich zwischen 10*m* und 200*m*. Durch diese flächenhafte Koppelung von Einzelberechnungen wird der Untersuchungsraum quasi - dreidimensional abgebildet. Dieser Ansatz ermöglicht eine flächig vollverteilte Modellierung. Laterale Wechselwirkungen, etwa in Form von Energie- oder Masseflüssen an der Oberfläche sowie im Untergrund, werden im Modell vernachlässigt. Für die Prozesse in der Atmosphäre ist eine räumliche Berechnung vorgesehen. Das ermöglicht etwa die Berücksichtigung der topographischen Abschattung von Teilflächen durch höhere Gebietsteile oder Umverteilung von Schnee durch Wind.

Ähnlich wie die räumliche Auflösung der Modellierung mit *Alpine3D* kann auch die zeitliche Diskretisierung angepasst werden. Üblich ist eine Berechnung in stündlichen Zeitschritten.

Für die Modellierung mit *Alpine3D* ist ein Satz meteorologischer Daten (Abbildung 2.1: Meteo Input) notwendig. Dieser umfasst beispielsweise Messungen der folgenden Parameter:

- Lufttemperatur (T_{air})
- relative Feuchte der Luft (*H_{rel}*)
- Globalstrahlung (I_{global})
- durchschnittliche Windgeschwindigkeit (v_{Wind})
- Niederschlag (Prec.)
- Von der Atmosphäre emittierte langwellige Strahlung ($I \downarrow_{lw}$). Stehen für die langwellige Strahlung keine direkten Messungen zu Verfügung, so müssen Daten für eine geeignete Parametrisierung akquiriert werden (etwa Lufttemperatur, relative Feuchte und Sonnenscheindauer).

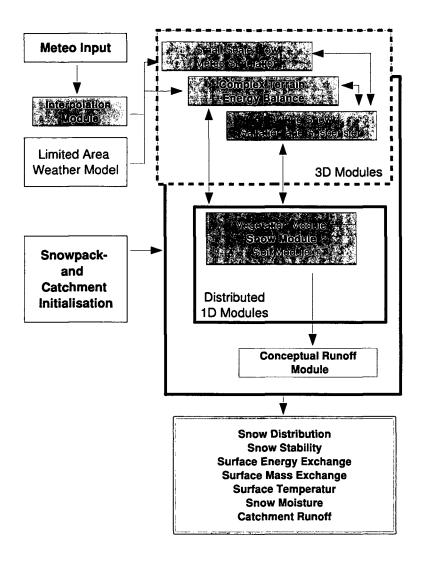


Abbildung 2.1: Graphische Darstellung der Elemente (blau: Initialisierung; rot: Modellberechnungen; gelb: Resultate) von *Alpine3D*. Darstellung verändert, nach Lehning u. a. (2006)

Alpine3D ermöglicht es prinzipiell die Daten mehrerer Messstationen zu interpolieren (Abbildung 2.1: Interpolation Module) und damit einen verteilten meteorologischen Input zu generieren. Für die Interpolation stehen eine Reihe mathematischer Verfahren (Inverse Distance Weighting, Kriging, ...) zur Verfügung. Die einfallende Strahlung wird aus den Messdaten in einem eigenen Strahlungsbilanz-Modul berechnet, wobei hier Strahlungsabschattung, indirekter Strahlungseintrag oder auch veränderte Strahlungsabsorption durch unterschiedliche Oberflächenexpositionen berücksichtigt werden (Abbildung 2.1: Complex Terrain Energy Balance)

Alternativ kann der meteorologische Modellinput auch aus einem vorgeschalteten Wettermodell (Abbildung 2.1: *Limited Area Weather Model*) bezogen werden. Eine Koppelung von *Alpine3D* an das mikroskalige Windmodell ARPS etwa wird verwendet, um die Verfrachtung von Schnee durch Wind zu modellieren. Arbeiten zur Winddrift auf den Sonnblickgletschern finden sich in der Diplomarbeit von Mott (2007).

Durch ein Vegetationsmodul kann noch die Veränderung der meteorologischen Parameter an der Pflanzendecke berücksichtigt werden, bevor es zu einer Interaktion mit der Erdoberfläche kommt. Für die verteilte Berechnung der Oberflächenprozesse ist das Schneedeckenprogramm Snowpack in *Alpine3D* implementiert (Abbildung 2.1: *Distributed 1D Modules*). Zur Modellierung der hydrologischen Prozesse wurde ein konzeptionelles Abflussmodul in *Alpine3D* integriert, in dem aus den verteilten, rasterbasierten Berechnungen der Abfluss für ein Einzugsgebiet innerhalb der Modelldomäne aggregiert werden kann.

Neben meteorologischen Eingangsdaten sind zur Modellinitialisierung auch Angaben über den Zustand des Untersuchungsgebietes zum Zeitpunkt des Modellstarts notwendig. Dazu muss die Landnutzung definiert werden. Für Flächen die zum Initialisierungszeitpunkt schneebedeckt sind, muss der Aufbau der Schneedecke vorgegeben werden (Abbildung 2.1: *Snowpack and Catchment Initialisation*).

Durch die modulare Struktur des Programms kann *Alpine3D* an die jeweiligen Anforderungen, welche an eine Modellierung gestellt werden, angepasst werden. Durch die vorwiegend hydrologische, bzw. schneehydrologische Ausrichtung der vorliegenden Arbeit ergab sich die für die Modellierung benutzte Modellkonfiguration. Im Folgenden sollen die verwendeten Module genauer erklärt werden.

2.2.1 Strahlungsintensität, das radiation balance module

Die Strahlungsbilanz einer Oberfläche im alpinen Gelände ist wesentlich durch die Topographie beeinflusst. Ausschlaggebend sind dabei die Inklination, das ist die Neigung der Fläche zur Horizontalen, und die Exposition, also die Ausrichtung in eine Himmelsrichtung. Außerdem spielt der Einfallswinkel der Strahlung auf eine Fläche, sowie die Einflüsse umliegender Areale eine Rolle. Die verschiedenen Strahlungsarten unterliegen dabei unterschiedlichen Einflüssen. Im radiation balance module wird die Veränderung der eintreffenden Strahlung durch die oben genannten Faktoren berechnet (Lehning u. a., 2006).

Die gesamte an der Erdoberfläche eintreffende kurzwellige Strahlung wird als Globalstrahlung bezeichnet (siehe Kapitel 3.3.6). Die Globalstrahlung lässt sich weiter in die direkte Globalstrahlung und diffuse Himmelsstrahlung aufteilen. Die Komponente der direkten Strahlung ist vor allem durch topographische Faktoren beeinflusst. Aus der Ausrichtung der Fläche und dem Sonnenstand ergibt sich der Einfallswinkel der direkten Strahlung. Je mehr dieser von 90° abweicht, desto größer ist die Abschwächung der Globalstrahlung.

Neben dem Einfallswinkel der direkten Strahlung kann die Strahlungsbilanz auch durch die umliegende Topographie beeinflusst werden. Die Abschattung einer Fläche durch umliegende Gebiete verringert die Intensität der eintreffenden Strahlung etwa nennenswert. Bei stark geneigten Topographien ist der Eintrag von reflektierter kurzwelliger Strahlung aus umliegenden Flächen ebenfalls nicht zu vernachlässigen.

Auch in der Bilanz der langwelligen Strahlung schlägt sich die Interaktion topographischer Flächen nieder. Durch den Eintrag von Wärmestrahlung aus umliegenden Arealen kann ein Teil der Abstrahlung wieder kompensiert werden, was dazu führt, dass in Tal- oder Kessellagen die langwellige Strahlungsbilanz positiver ausfällt als in exponierten Lagen.

Eine Berechnung der hier beschriebenen Effekte geschieht durch die Ermittlung des Einfallswinkels der direkten Strahlung aus Sonnenstand, Exposition und Inklination. Aus dem Einfallswinkel kann die resultierende Abschwächung dieser Strahlunsfraktion errechnet werden. Die Interaktion zwischen zwei verschiedenen Flächen wird durch den sog. *view factor* beschrieben. Diese Maßzahl gibt Aufschluss über den Anteil der von einer Fläche emittierten Strahlung,

der von einem entfernten Beobachtungspunkt aus "gesehen" werden kann. Je mehr eine Fläche zum Beobachtungspunkt hin orientiert ist, desto höher ist der Anteil der am Beobachtungspunkt eintreffenden Strahlung; der view factor dieser Fläche ist hoch. Besteht keine Sichtverbindung zwischen Beobachtungspunkt und einer Fläche, so ist der view factor Null. Durch das Berechnen des view factor einer Fläche zum restlichen Gebiet, kann die Interaktion der Strahlungsbilanz dieser Fläche mit der Umgebung aufgeklärt werden.

Zum Berechnen des view factor gibt es verschiedene mathematische Verfahren. Im Allgemeinen handelt es sich aber um eine sehr ressourcenintensive Prozedur, da für die Modellierung des Strahlungshaushaltes die view factors aller Flächen zueinander berechnet werden müssen. Gleichzeitig müssen die Strahlungs- und Reflexionseigenschaften unterschiedlicher Oberflächenarten in der Berechnung berücksichtigt werden.

2.2.2 Interpolation der meteorologischen Daten, das interpolation module

In Kapitel 2.2 findet sich eine Auflistung aller meteorologischen Parameter, welche als Eingangsdaten für eine Modellierung mit *Alpine3D* notwendig sind. Für die genannten Größen ist zumindest eine repräsentative Messung im Untersuchungsgebiet notwendig. Liegen für ein Untersuchungsgebiet mehrere Messungen an unterschiedlichen Punkten vor, so kann diese Überbestimmtheit für eine räumliche Interpolation der Daten genutzt werden. Dabei wird versucht aus den Punktmessungen eines Parameters Aussagen über dessen flächenhafte Verteilung zu treffen. Dafür stehen mehrere verschieden mathematische Verfahren zur Verfügung.

Im Programmfluss von *Alpine3D* besteht die Möglichkeit die Interpolation solcher Mehrfach-Messungen durch das *interpolation module* vorzunehmen. Im Folgenden sollen kurz die im *interpolation module* verwendeten Methoden beschrieben werden. Eine detaillierte Diskussion dieser Verfahren findet sich bei Gurtz u. Zappa (2004) oder Schulla (1997).

Inverse Distance Weighting (IDW): Die *Inverse Distance Weighting*-Methode, oder kurz *IDW*, ist ein deterministisches Verfahren, welches den Wert an einem Punkt aus dem gewichteten Mittel der umgebenden Messstationen ermittelt. Die Gewichtung wird dabei so vergeben, dass näher gelegene Stationen stärker bewertet werden als weiter weg gelegene

Messstellen. Jene Messung die dem Punkt am Nächsten liegt übt daher den meisten Einfluss auf das Interpolationsergebnis aus; mit wachsender Entfernung zum gesuchten Punkt nimmt die Bedeutung einer Messung ab. Das Interpolationsresultat errechnet sich aus der Summe aller gewichteten Messwerte des Untersuchungsgebietes.

Die Methode des *IDW* erzeugt eine glatte Oberfläche ohne Diskontinuitäten. Die interpolierten Werte können bei diesem Verfahren nicht höher bzw. niedriger als die lokalen Maxima bzw. Minima des Messnetzes werden. Durch die Mittelung liegen sie betragsmäßig stets zwischen den Messwerten. Ein Nachteil dieser Interpolationsmethode sind sog. "Fettaugen" in der resultierenden Oberfläche. Diese entstehen, wenn an Stützstellen stark vom Trend abweichende Werte durch kleinräumige Minima oder Maxima ausgeglichen werden.

Zugleich handelt es sich um ein erwartungstreues Verfahren. Das bedeutet, dass die Werte an den Stützstellen des *IDW* stets den gemessenen Werten an diesen Punkten entsprechen.

Kriging: Als *Kriging* werden eine Reihe von Verfahren bezeichnet denen ein geostatistischer Ansatz zugrunde liegt. Beim *Ordinary Kriging* werden dafür die folgenden Annahmen getroffen:

- Die räumliche Verteilung einer Variable ist nur durch den Zufallsanteil bestimmt.
- Der Mittelwert der räumlich verteilten Variablen ist etwa gleich groß; daraus folgt, dass der mittlere Fehler etwa Null ist. Diese Forderung wird auch als Stationarität 1.
 Ordnung bezeichnet.
- Die Varianz ist eine Funktion der Distanz zu den Messstellen. Je geringer die Distanz ist, desto geringer ist auch die Varianz der interpolierten Variablen. Eine graphische Darstellung dieser Beziehung zwischen Distanz und Varianz wird als Variogramm bezeichnet.

Variogramme können empirisch bestimmt, aber auch theoretisch hergeleitet werden. Sie drücken die Variabilität einer Variable in einem bestimmten Distanzbereich zu einer Messung aus. Je näher eine Messstelle liegt, desto geringer ist die Varianz, je größer die Entfernung, desto größer auch die mögliche Abweichung der Variable vom Messewert. Eine

ausführliche Beschreibung dieser Verfahren kann bei Nachtnebel u. a. (2004) nachgelesen werden.

Detrended Inverse Distance Weighting (DTIDW): Die räumliche Verteilung vieler meteorologischen Parametern unterliegen systematischen Schwankungen. Das heißt, die Mittelwerte der Messungen zeigen einen bestimmten Trend und die Forderung nach Stationarität 1. Ordnung ist nicht erfüllt. So weisen etwa Temperatur oder Niederschlag einen stark höhenbedingten Trend auf. Bei der Detrended Inverse Distance Weighting-Methode wird dieser Trend in einer Residuenanalyse bestimmt und bei der Interpolation der Messdaten berücksichtigt. Durch diesen Zwischenschritt wird wiederum nur der Zufallsanteil im Inverse Distance Weighting aufgeteilt.

Neben dem *DTIDW* kann selbstverständlich auch bei allen anderen Interpolationsmethoden eine Trendbereinigung vorgenommen werden. Dem entsprechend gibt es also auch *detrended Kriging*. Das Vorgehen ist prinzipiell dasselbe, wie beim *DTIDW*.

2.2.3 Berechnung der Schneedeckenprozesse, das snowpack module

Zur Berechnung der Schneedeckenprozesse wird das Modell Snowpack verwendet. Snowpack liegen überwiegend physikalische Gleichungen zugrunde. Das Modell wurde ursprünglich für den Lawinenwarndienst entwickelt und später modifiziert, sodass es für die flächenverteilte Berechnung der Schneedeckenprozesse in Alpine3D herangezogen werden konnte. Ein besonderer Fokus von Snowpack liegt daher auf der Simulation des Schneedeckenaufbaus, den Metamorphoseprozessen des Schnees und der Entstehung von Schwachschichten wie etwa Oberflächenreif. (Bartelt u. Lehning, 2002; Lehning u. a., 2002b,a)

Für das Modell wurde eine Reihe von Differenzialgleichungen aufgestellt, durch welche die relevanten Vorgänge in der Schneedecke beschrieben werden können. Die Lösung dieser Differenzialgleichungen erfolgt auf numerischem Weg. Dabei wird von der Methode der Finiten Elemente (FEM) Gebrauch gemacht.

Die Randbedingungen für die Lösung der Modellgleichungen werden durch die an der Schneedeckenoberfläche anstehende freie Atmosphäre sowie den Boden unter dem Schneekörper vorgegeben.

Obwohl es sich bei der Schneedecke um ein sehr komplexes System handelt, können für die Modellierung einige vereinfachende Annahmen getroffen werden. Zunächst wird die Schneedecke für die Berechnungen als eindimensionale Säule idealisiert. Die Z-Achse, und damit auch die Säulenachse verlaufen normal zur Geländeoberfläche am berechneten Punkt. Als Konsequenz aus der gesetzten Eindimensionalität der Schneedeckenprozesse ergibt sich, dass sämtliche Geschwindigkeiten parallel zum Hang Null sind. Ein Kriechen der Schneedecke, wie auch ein lateraler Wasserfluss wird vernachlässigt. Gleichzeitig sind sämtliche Gradienten in lateraler Richtung Null. Es kommt zu keinem Energie oder Wasserdampfaustausch parallel zur Geländeoberfläche. Die Schneedecke wird durch eine Abfolge von Schichten beschrieben. Jede Schicht kann durch ihren volumetrischen Anteil an Wasser, Eis und Luft $(\theta_w, \theta_i, \theta_v)$ charakterisiert werden. Hinsichtlich der Energieerhaltung wird im snowpack module der Ansatz verfolgt, dass alle drei Phasen zu einem bestimmten Zeitpunkt keinen Temperaturunterschied untereinander aufweisen. Wasser-, Luft- sowie Eistemperatur innerhalb einer Schneeschicht können daher durch eine Gesamttemperatur beschrieben werden. Diese Temperatur wird in der Literatur (Bartelt u. Lehning, 2002) zu dem Modell als bulk temperatur bezeichnet. Die mechanische Beanspruchung der Schneedecke wird im Modell gänzlich durch das Eiskristallgitter aufgenommen. Wasser oder Luft erfüllen keine tragende Wirkung in der Schneedecke.

Im Sinne einer streng kontinuumsmechanischen Beschreibung dieses Drei-Phasen Systems, müsste für jede dieser Phasen eine Gleichung der Massenerhaltung, eine Gleichung der Impulserhaltung und eine Gleichung der Energieerhaltung gelöst werden. Es läge ein System von neun Gleichungen zur Beschreibung der Schneedecke vor. Durch die im vorangegangenen Absatz angeführten Annahmen kann dieses Gleichungssystem jedoch reduziert werden.

Die drei Energieerhaltungsgleichungen reduzieren sich durch die Annahme einer einheitlichen Temperatur der einzelnen Phasen zu einer globalen Energiebilanz für jede Schneeschicht. Durch das Vernachlässigen der Tragwirkung der Luft und vor allem des Wassers im Schneekörper fällt für diese Phasen das Formulieren einer Impulserhaltungsgleichung weg. Für die feste Phase,

also das Eiskristallgitter, muss durch die Annahme eines geeigneten Koordinatensystems keine Gleichung für die Massenerhaltung aufgestellt werden.

Mit Kenntnis der zugrunde liegenden Annahmen und Gleichungen kann die Kapazität, das ist der Umfang der Prozesse die beschrieben werden können, des Schneedeckenmoduls umrissen werden. Diese schließt sämtliche Auf-, Um- und Abbauprozesse der Schneedecke mit ein. Modelliert werden auch der Wasserhaushalt des Schneeköpers, sowie die mechanische Setzung.

Nicht durch das Modell erfasst wird der Ein- oder Austrag von Schneemassen durch Winddrift oder präferenzielle Ablagerung als Folge der Überlagerung von Wind- und Niederschlagsereignissen. Auch die Umverteilung von Schnee durch Lawinen im Modellgebiet wird nicht erfasst. Die Massenverlagerung durch den Wind kann jedoch durch das Hinzuschalten eines eigenen Drift-Moduls (Abbildung 2.1: *Drifting Snow, Saltation and Suspension*) mit berücksichtigt werden.

Den Wassertransport in der Schneedecke sieht das Modell als Fluss durch ein poröses Medium an. Durch die Eindimensionalität der Modellierung werden hangparallele Komponenten des Wassertransportes vom Modell vernachlässigt.

Gleichungen der Schneedeckenprozesse

Im Folgenden soll eine kurze Beschreibung der oben genannten Modellgleichungen gegeben werden. Eine Ausführliche Herleitung der genannten Gleichungen findet sich bei Bartelt u. Lehning (2002) und Lehning u. a. (2002b).

Globale Temperaturgleichung: Die Forderung nach Erhaltung der Energie führt zur globalen Temperaturgleichung.

$$P_s(z,t) c_s(\theta,z,t) \frac{\partial T_s(z,t)}{\partial t} - k_e(\theta z,t) \frac{\partial^2 T_s(z,t)}{\partial z^2} = Q_{pc}(z,t) + Q_{sw}(z,t) + Q_{mm}(z,t), \quad (2.1)$$

Die Terme auf der linken Gleichungsseite beschreiben den Temperaturtransport, welcher von der spezifischen Wärmekapazität c_s und der Wärmeleitfähigkeit k_e der jeweiligen Schneeschicht abhängt. P_s ist die Schneedichte.

Atmosphäre

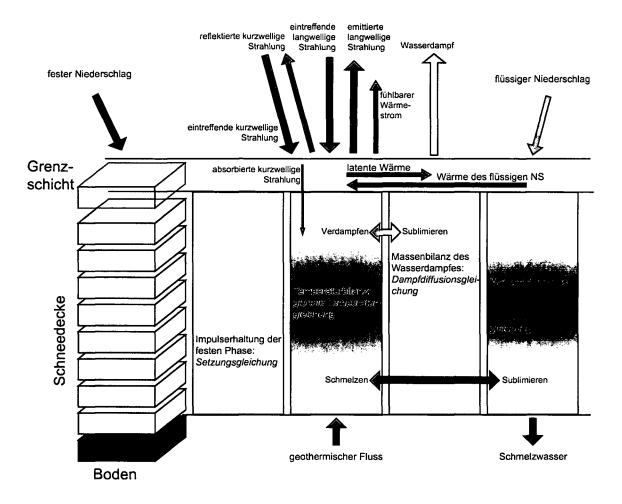


Abbildung 2.2: Struktur des Schneedeckenmoduls: Die Schneedecke wird als eindimensionale Säule beschrieben, welche unten durch den Boden und oben durch die Atmosphäre begrenzt ist. Die Abbildung zeigt die vier Differentialgleichungen mit denen die Prozesse der Schneedecke beschreiben werden: globale Temperaturgleichung (rot), Dampfdiffusionsgliechung (gelb), Setzungsgleichung (hellblau) und Wassertransportgleichung (dunkelblau). Zusätzlich sind die Randbedingungen, sowie die Interaktion zwischen den einzelnen Gleichungen dargestellt.

Auf der rechten Seite finden sich mehrere Quelle-Senke Terme. Q_{pc} bezeichnet die Energiezufuhr oder -entnahme durch das Schmelzen bzw. Wiedergefrieren des Schneewassers. Der Energieeintrag durch die in die Schneedecke eindringende kurzwellige Strahlung wird in Q_{sw} berücksichtigt. Ebenfalls als Energiequelle bzw. -senke wirkt die Sublimation von Wasserdampf an der Oberfläche der Eiskristalle in der Schneedecke. Diese Sublimationswärme wird durch den Parameter Q_{mm} beschrieben.

Setzungsgleichung: Die Gleichung der vertikalen Setzung der Schneedecke als Folge ihres Eigengewichtes, kann aus der Forderung nach Erhalt des Gesamtimpulses in der Schneedecke hergeleitet werden. Die Gleichung

$$\frac{\partial \sigma_s(z,t)}{\partial z} + \rho_s(z,t) g \cos \phi = 0, \qquad (2.2)$$

beschreibt dabei das Gleichgewicht zwischen dem Eigengewicht der Schneedecke als Produkt aus der Schneedichte $\rho_s(z,t)$ und der Graviatation g und den im Kristallgitter wirkenden Normalspannungen $\frac{\partial \sigma_s(z,t)}{\partial z}$. Der Winkel ϕ entspricht der Hangneigung am berechneten Punkt. Die eigentliche Setzung, also die Verformung des Schnees entlang der z-Achse kann aus der Normalspannung σ_s und der Schneeviskosität η_s berechnet werden. Der Schnee wird hierbei als viskoelastisches Material angesehen. Deformationen der Schneedecke sind irreversibel. Die Viskosität einer Schneeschicht ist abhängig von deren Dichte, der Temperatur und der Form der Schneekörner.

Dampfdiffusionsgleichung: Die Gleichung für die Dampfdiffusion ergibt sich aus der Massenerhaltung der gasförmigen Phase in der Schneedecke. Die Luft, welche sich in den Hohlräumen zwischen den Eiskristallen befindet, ist mit Wasserdampf gesättigt. Der Dampfdruck entspricht daher dem Sättigungsdampfdruck bei gegebener Schneetemperatur. Durch Diffusion der Luft aufgrund von Druck- oder Temperaturgradienten im Schnee kommt es zum Transport der Dampfpakete. Die Größe J_ν quantifiziert diesen Massenfluss und kann durch das Fick'sche Gesetz für nicht-isotherme Prozesse berechnet werden.

Gleichzeitig wird die Freisetzung bzw. das Ausscheiden von Wasserdampf durch Phasenübergänge an der Eisoberfläche in einem Quelle-Senke Term M_{mm} berücksichtigt. Die Masseänderung M_{mm} entspricht dem Energieterm Q_{mm} der globalen Temperaturgleichung 2.1.

Die Gleichung für die Dampfdiffusion entspricht daher

$$\theta_a(z,t)\frac{\partial(P_v)}{\partial t} + \theta_a(z,t)\frac{\partial J_v}{\partial z} = M_{mm}(z,t),$$
 (2.3)

Wassertransportgleichung: Der Transport des flüssigen Wassers durch die Schneedecke kann gemäß der Formulierung

 $\frac{\partial \theta_w}{\partial t} - \frac{\partial J_w}{\partial z} = M_{pc},\tag{2.4}$

beschrieben werden. Diese Wassermassenbilanz entspricht weitgehend der Dampfdiffusionsgleichung (2.3). $\frac{\partial \theta_w}{\partial t}$ entspricht der volumetrischen Änderung des Wassers, der Term $\frac{\partial J_w}{\partial z}$ beschreibt den Wasserfluss durch das Kontrollvolumen und M_{pc} ist wiederum ein Quelle-Senke Term in dem das Ausscheiden von Wasser aus der Bilanzgleichung durch Schmelzen und Wiedergefrieren beschreiben werden kann.

Der volumetrische Strom J_w kann dabei durch verschiedene Ansätze berechnet werden. Erfüllt das Wasser den gesamten Porenraum des Schnees so kann das Gesetz von Darcy zur Anwendung gebracht werden. Der Wassergehalt der Schneedecke liegt aber meist unter $\theta_w = 15\%$, sodass keine gesättigten Verhältnisse vorliegen. Der Wassertransport wird daher über $\dot{\theta}_f = \frac{\partial \left(\theta_w - \theta_r\right)}{\partial t}$ berechnet. θ_r ist dabei der residuale Wassergehalt. Liegt der aktuelle Wassergehalt θ_w unter diesem Wert, so ist keine Wasserbewegung möglich. Bei Wassergehalten darüber wird dieser Überschuss aus der jeweiligen Schneeschicht ausgetragen.

Randbedingungen

Um die oben aufgelisteten Differenzialgleichungen zur Beschreibung der Schneedeckenprozesse eindeutig lösen zu können, ist es notwendig, Randbedingungen zu definieren. In Abbildung 2.2 sind diese Randbedingungen dargestellt.

Einen großen Einfluss hat die Energiebilanz an der Schneeoberfläche. Diese wird durch die einbzw. ausgehende langwellige Strahlung q_{lw} beeinflusst. Die eingehende kurzwellige Strahlung

scheint direkt in der globalen Temperaturgleichung auf und muss daher bei der Formulierung der Randbedingungen nicht mehr berücksichtigt werden.

Ein weiterer Energiefluss ist der fühlbare Wärmestrom q_{sh} an der Oberfläche des Schneekörpers. Latente Wärme q_{lw} wird über Wasserdampf aus der Schneedecke ausgetragen und ist daher stark an die Dampfdiffusion gekoppelt. Der latente Wärmefluss hängt stark vom Sättigungsdefizit der bodennahen Atmosphäre, also der Differenz zwischen aktuellem Dampfdruck und Sättigungsdampfdruck, ab. Diese ist durch Lufttemperatur und relative Feuchte bestimmt. Aus dem Sättigungsdefizit kann weiter auf die Abstrahlung latenter Wärme durch die Schneeoberfläche geschlossen werden.

Eine letzte Energiequelle stellt der flüssige Niederschlag q_{rr} dar; durch den Regen wird Wärme in die Schneedecke eingetragen.

$$k_s \frac{\partial T_s(z=h,t)}{\partial z} = q_{lw} + q_{sh} + q_{lh} + q_{rr}, \qquad (2.5)$$

Aus der Summe dieser Energieterme ergibt sich durch die Wärmeleitfähigkeit der Wärmegradient an der Schneeoberfläche. Durch diese Randbedingung ist die globale Temperaturgleichung der Schneedecke eindeutig definiert.

Der Massenfluss von Wasserdampf an der Grenzfläche zwischen Schnee und Atmosphäre kann über eine lineare Beziehung aus dem latenten Wärmefluss gewonnen werden.

Der feste Niederschlag stellt keine Randbedingung im engeren Sinne dar. Bei Schneefall wird ab einer bestimmten Neuschneemenge dem FE-Raster ein Element hinzugefügt. Die Charakertistika des frisch gefallenen Schnees, wie Dichte, Korngröße, Sphärizität, Dendrizität oder Albedo müssen bei der Allokation dieses neuen Elementes festgelegt werden.

Flüssiger Niederschlag geht direkt in die Wassertransportgleichung ein.

2.2.4 Abfluss, das runoff module

Die Modellierung des Abflusses in *Alpine3D* ist in dem konzeptionellen *runoff module* realisiert. Neben der Beschreibung des Wassertransportes im Untergrund, ist das runoff module auch in

der Lage Interzeption, also die oberflächliche Wechselwirkung zwischen Niederschlagswasser und Pflanzendecke, Oberflächenabfluss und Abflusskonzentration zu modellieren. Verschiedene hydrologische Konzepte kommen dabei zur Anwendung.

Hinsichtlich der Abflussmodellierung wird zunächst unterschieden ob eine Zelle zum Modellzeitpunkt schneebedeckt oder aper ist. Bei einer schneefreien Zelle stammt der Modellinput aus dem direkten, flüssigen Niederschlag. Gleichzeitig wird die Interzeption, also der Wasserrückhalt durch den oberflächlichen Bewuchs, in die Modellierung mit einbezogen. Diese Form des Wasserrückhaltes spielt hingegen bei schneebedeckten Gebieten keine Rolle. Dafür retentiert dort die Schneedecke selbst Wasser. Diese Speicherung ist im Schneedeckenmodul (vgl. Kapitel 2.2.3) berücksichtigt und wird aus diesem Grund bei der eigentlichen Abflussmodellierung nicht mit einbezogen.

Der Wassertransport im Untergrund wird durch die Verkettung mehrer linearer Speicher berechnet. Bei einem linearen Speicher ist der Abfluss proportional zum aktuellen Speicherinhalt. Er ist im Allgemeinen durch

$$S = k Q_{out}, (2.6)$$

determiniert. Dabei sind Q_{out} der Abfluss aus dem Speicher (z.B. in m^3/sec oder $mm/km^2/sec$), S der Speicherinhalt zu einem bestimmten Zeitpunkt und k die Speicherkonstante. Aus der Bedingung, dass die Differenz aus Zufluss und Abfluss der Volumsänderung im Speicher entsprechen (Massenerhaltung bei konstanter Dichte)

$$Q_{inc} - Q_{out} = \frac{dS}{dt},\tag{2.7}$$

folgt, die allgemeine Speichergleichung:

$$Q_{out} = Q_{inc} - k \frac{dQ_{out}}{dt}.$$
 (2.8)

Diese Differentialgleichung kann analytisch gelöst werden und ist damit eindeutig bestimmt.

Durch eine serielle Schaltung mehrere linearer Speicher mit unterschiedlichen Speicherkonstanten kann die hydrologische Wirkung des Untergrundes konzeptionell beschrieben werden. Dazu werden mehrere Stufen des Rückhalts gegeneinander abgetrennt und durch lineare Speicher be-

schrieben. Im Abflussmodul von *Alpine3D* werden die folgenden Speicher definiert, welche auch in dieser Reihenfolge seriell angeordnet sind:

Interzeption: Über bewachsenen Flächen wird ein Teil des Niederschlages an den Blattoberflächen der Vegetation zurückgehalten und verdunstet. Dieser Anteil nimmt nicht am Abflussgeschehen Teil. Die Pflanzeninterzeption ist stark von der Art des Bewuchses und
dem phänologischen Entwicklungszustand der Pflanzen abhängig und kann bei einer dichten Vegetationsdecke bis zu mehrere *mm* des Niederschlages ausmachen.

Zusätzlich zählt auch der sog. Muldenrückhalt zur Interzeption: Das ist jener Teil des Niederschlages, der sich oberflächlich in kleineren Mulden und Senken sammelt und durch Verdunstung wieder als Wasserdampf in die Atmosphäre abgegeben wird.

Die Interzeption wird jedoch nur bei schneefreien Flächen wirksam.

Oberflächenabfluss: Diese Abflussart dominiert allgemein bei Böden mit geringer Durchlässigkeit. Das sind dichte Böden, Fels sowie gefrorene Böden, aber auch wassergesättigte Böden oder Oberflächen nach einem längeren Niederschlagsereignis, bei dem die Infiltrationskapazität überschritten wurde. Diese Abflussart tritt häufig während Niederschlägen oder während der Schneeschmelze auf, sobald sich eine bestimmte Wassermenge an der Erdoberfläche angesammelt hat. Der Oberflächenabfluss gehört zu den schnellen Abflussarten und zeichnet sich daher durch eine betragsmäßig kleine Speicherkonstante k aus.

Interflow: Den *Interflow*, oder *oberflächennahen Abfluss* bildet jenes Wasser, das in den obersten Bodenschichten zum Abfluss gelangt. Der Interflow spielt vor allem in alpinen Gebieten, mit geringmächtiger Bodenbedeckung eine große Rolle.

Baseflow: Die Wasserspeicherung in den tieferen Schichten des Untergrundes wird als Baseflow bzw. Basisabfluss bezeichnet. Dieser kann wiederum unterteilt werden in den schnellen und den langsamen Basisabfluss (Quick Baseflow bzw. (Slow) Baseflow). Eine physikalische Trennung dieser beiden Abflussarten ist nicht eindeutig gegeben. Dieser Ansatz beruht vielmehr auf empirischen Grundlagen. Die Speicherzeiten für den schnellen Basisabfluss liegt im Bereich weniger Tage. Ab einem bestimmten Schwellenwert wird das Wasser an den langsamen Basisabfluss übergeben, welcher eine charakteristische Speicherzeit von mehreren Wochen hat.

Das Abflussmodul in *Alpine3D* bietet auch die Möglichkeit, dem Wassertransport im Untergrund nachgeschaltet, den Transport in oberflächlichen Gerinnen als "*Flood Routing*" zu modellieren. Für die Modellierung des Einzugsgebietes Goldbergkees spielt diese Abflussform jedoch keine Rolle. Es sei an dieser Stelle daher wiederum auf Gurtz et. al. (2004) Gurtz u. Zappa (2004) verwiesen.

2.3 Modellablauf

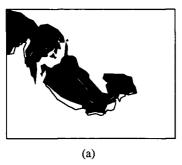
Im folgenden Abschnitt soll auf die praktische Anwendung von *Alpine3D* zur Modellierung des Einzugsgebietes Goldbergkees am Rauriser Sonnblick eingegangen werden. Zunächst soll kurz der technische Ablauf beleuchtet werden, wobei ein Überblick über Modellinput, -initialisierung und -ausgabe gegeben werden soll. Weiters soll das Evaluierungskonzept beschrieben werden, mit dem der Vergleich zwischen den gemessenen Daten und den Modellresultaten ermöglicht wurde.

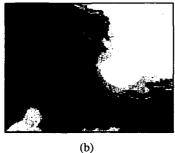
2.3.1 Technischer Ablauf

Durchführung einer Modellierung wird häufig in

- Pre-Processing
- Processing
- Post-Processing

eingeteilt (so beispielsweise in Schulla (1997)). Dabei orientiert sich dieses Schema an den technischen Schritten, die zur Vorbereitung der Modellierung, zur Berechnung selbst, sowie zur anschließenden Aufarbeitung der Ergebnisse notwendig sind.





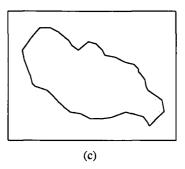


Abbildung 2.3: Zur Initialisierung der Modelldomäne müssen die Landbedeckung (a), das digitale Geländemodell (b), sowie die Einzugsgebietsgrenzen (c) jeweils als Flächendaten an das Modell übergeben werden

Preprocessing

Zum Preprocessing zählen sämtliche Arbeitsschritte, die der eigentlichen Berechnung voraus gehen. Dazu gehören die Datenaufbereitung, die Modellinitialisierung, sowie die Definition von Randbedingungen und Modellparametern.

Meteorologische Daten Eine Auflistung der notwendigen meteorologischen Daten wurde schon in Kapitel 2.2 angeführt. Alle Datensätze, außer der der langwelligen Strahlung, sind als Messung verfügbar. Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit, relative Feuchte und Globalstrahlung werden stündlich am Sonnblick-Observatorium gemessen; für den Niederschlag gibt es stündliche Daten der Messstation am Observatorium, sowie Monatssummendaten von zwei Totalisatoren im Einzugsgebiet. Im Rahmen der Arbeit von Koboltschnig (2007) wurde aus diesen Monatsdaten über die zeitliche Verteilung des Niederschlages am Sonnblick-Observatorium ein Stundendatensatz erzeugt. Dadurch stehen für das Einzugsgebiet zusätzlich zwei Messreihen für die Niederschlagsinterpolation zur Verfügung.

Für die eintreffende langwellige Strahlung liegen im Untersuchungsgebiet keine direkten Messungen vor. Als Alternative bot sich eine Parametrisierung an. Dabei wurde auf die Messungen

Parameter	Messungen	Stationen
Tair	1	Sonnblick-Observatorium
Vwind	1	Sonnblick-Observatorium
rel.Hum.	1	Sonnblick-Observatorium
I_{global}	1	Sonnblick-Observatorium
ŇS	3	Sonnblick-Observatorium (stündl.), Rojacherrinne
		(Totalisator), Pegelstelle (Totalisator)
Sund.	1	Sonnblick-Observatorium

Tabelle 2.1: Liste aller als Modellinput verwendeter Messreihen. Sämtliche Messungen vom Sonnblick-Observatorium liegen als stündliche Daten vor.

von Sonnenscheindauer (Sund.), relativer Feuchte (rel.Hum.) und Lufttemperatur (T_{air}) zurückgegriffen (siehe Tabelle 2.1). Ein Datensatz für die eintreffende langwellige Strahlung wurde gemäß der in Kapitel 3.3.7 vorgestellten Methodik erzeugt.

Räumliche Daten Als Input für die Modellierung sind weiters Raumdaten erforderlich. Sie zeigen die räumliche Struktur des Untersuchungsgebietes wie auch dessen räumlich verteilte, zeitlich konstante Eigenschaften. Wichtigste Datengrundlage sind ein digitales Höhenmodell sowie die Landnutzung. Durch die Raumdaten wird zugleich auch die Modelldomäne, also die Ausdehnung des im Modell behandelten Gebietes definiert. Ausserdem geben die räumlichen Daten auch die Auflösung der Modellrechnung vor.

Für die vorliegende Arbeit wurde eine rechteckige Modelldomäne mit einer Länge von $3.15 \, km$ und einer Breite von $2.45 \, km$ gewählt; die Fläche beträgt somit etwa $7.72 \, km^2$. Eine Darstellung des Modellgebietes zeigt Abbildung 2.4.

Das digitale Höhenmodell (*DHM*) deckt das gesamte Gebiet durch einen gleichförmigen Raster ab, wobei jede Rasterzelle durch eine Höhenangabe repräsentiert ist. Informationen zur Rasterweite sowie zur Georeferenzierung (die Lage des beschreibenen Gebietes in einem übergeordneten Koordinatensystem) werden mit dem *DHM* übergeben. Das *DHM* liefert also eine genaue Beschreibung der Geländeoberfläche. Aus dem *DHM* lassen sich durch einfache mathematische Methoden eine Reihe von Sekundärdaten erzeugen. Diese Methoden werden oft als *TAN*

(topographical analysis) bezeichnet. Basierend auf den im *DHM* definierten Raster lassen sich Neigung und Exposition (Ausrichtung) der einzelnen Zellen berechnenen. Eine Bestimmung der orographischen Verhältnisse ist durch Analyse des *DHMs* ebenfalls möglich. Dadurch können Einzugsgebietsgrenzen und Fließwege im Gelände gefunden werden.

Eine Definition der Einzugsgebietsgrenzen im Rasterformat ist für die Initialisierung des Runoff-Moduls (siehe Kapitel 2.2.4) notwendig. Dabei muss die Zellgröße, wie auch die Ausdehnung des Rasters mit denen der restlichen topographischen Daten übereinstimmen.

Eine Landbedeckungskarte beschreibt allgemein die Art der Oberfläche im Gebiet. Dabei werden verschieden Oberflächenformen zu Landnutzungsklassen zusammengefasst (siehe Kapitel 3.5). Aus der Landnutzung einer Fläche lassen sich auch Schlüsse über deren physikalische Beschaffenheit ziehen. Im Rahmen dieser Arbeit dient die Landnutzung vor allem der Definition der Gletscherfläche, sowie zur Beschreibung von Firn- und Altschneefeldern auf dem Gletscher.

Abbildung 2.4 zeigt die Landbedeckung im Einzugsgebiet.

Scheedeckeninitialisierung Für die Berechnung der Oberflächenprozesse muss für das gesamte Untersuchungsgebiet der Anfangszustand der Schneedecke und Gletscher, sowie der schneefreien Geländeoberfläche definiert werden. Dabei müssen für den Boden die volumetrischen Anteile von Festmaterial, Wasser und Luft, die spezifische Wärme sowie die Wärmeleitfähigkeit, und die durchschnittliche Korngröße des Festmaterials angegeben werden. Für die Schichten der Schneedecke und des Eises müssen darüber hinaus Dendrizität (Grad der Verästelung) und Spärizität (Rundungsgrad) der Schneekörner, sowie ein Schneemarker, welcher die Entwicklung der Schneeschicht beschreibt, bekannt sein. Die Definition des Anfangszustandes erfolgt entsprechend der Landbedeckung: Für jede Landbedeckungsklasse ist eine einheitliche Initialisierung vorgesehen. Eine Übersicht der Landbedeckungsklassen und der Verhältnisse zu Beginn der Modellierung gibt Tabelle 2.5.

Es wurden zwei Hauptklassen definiert: "Gletscher" für die Gebietsteile mit glazialer Überdeckung und "Fels" für alle anderen Flächen. Die Hauptklasse "Gletscher" wurde in drei weitere Klassen unterteilt:

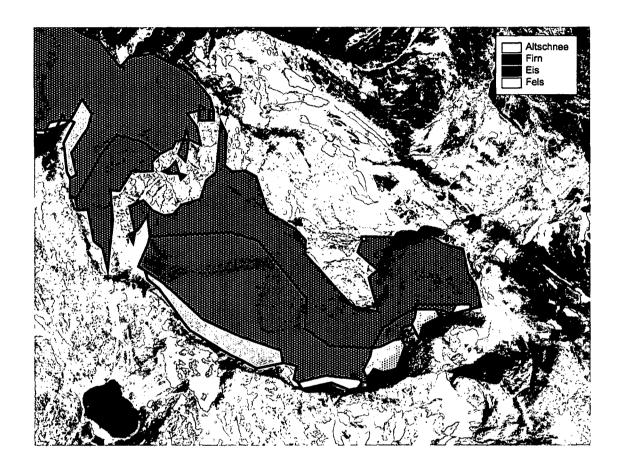


Abbildung 2.4: Landbedeckungsklassen im Modellgebiet

LUS ^a	Schichtung	h^b	θ_{Eis}	O Wasser	θ_{Luft}	θ_{Boden}	r _{grain} c	dd^d	spe	Marker
Fels	Fels	9.00 m	0.00	0.02	0.08	0.90	900 mm			
	Neuschnee	0.15 m	0.20	0.00	0.80	0.00	1 mm	1.00	0.50	0
Eis	Fels	2.00 m	0.00	0.02	0.08	0.90	900 mm			
	Eis	10,50 m	0.95	0.00	0.05	0.00	5 mm	0.00	1.00	22
	Neuschnee	0.15 m	0.20	0.00	0.80	0.00	1 mm	1.00	0.50	0
Firn	Fels	2.00 m	0.00	0.02	0.08	0.90	900 mm			
	Eis	10,50 m	0.95	0.00	0.05	0.00	5 mm	0.00	1.00	22
	Firn	0.25 m	0.65	0.00	0.70	0.00	0.00	1.00	22	
	Neuschnee	0.15 m	0.15	0.00	0.80	0.00	1 mm	1.00	0.50	0
Altschnee	Fels	2.00 m	0.00	0.02	0.08	0.90	900 mm			
	Eis	10,50 m	0.95	0.00	0.05	0.00	5 mm	0.00	1.00	22
	Firn	0.20 m	0.65	0.00	0.00	0.00	1.7 mm	0.00	1.00	22
	Altschnee	0.25 mm	0.30	0.00	0.00	0.00	1.3 mm	0.00	1.00	2
	Neuschnee	0.15 m	0.20	0.00	0.80	0.00	1 mm	1.00	0.50	0

Abbildung 2.5: Die definierten Landbedeckungsklassen, sowie deren Zustand zu Modellierungsbeginn

^aLandbedeckungsklasse

^bSchichthöhe

 $[^]c$ Korngröße

^dDendrizität

^eSphärizität

Schneeentwicklung:

^{0...} Neuschnee;

^{2...} Schmelzform;

^{22...} Schmelzen, Wiedergefrieren.

- Die Landbedeckung "Eis" deckt jene Flächen ab, an denen das glaziale Eis oberflächlich ansteht. "Eis" findet sich vor allem in Gebietsteilen mit standortbedingt hohen Schmelzraten (südliche Exposition, geringe geographische Höhe) und wenig Niederschlagsdeposition.
- Gletscherteile auf denen durchschnittlich mehr Schnee verbleibt, als während der Ablationsperiode schmilzt werden durch die Landbedeckungsklasse "Firn" repräsentiert. Firn ist verdichteter Altschnee, welcher im Laufe der Zeit zu Gletschereis umgewandelt wird. Firnflächen stellen gleichzeitig das Nährgebiet des Gletschers dar.
- Als Landbedeckungsklasse "Altschnee" werden jene Flächen ausgewiesen auf denen erhebliche Schneemengen die Sommermonate überdauern. Vor allem strahlungsgeschützte Lagen (nördliche bzw. nordwestliche Expositionen) oder Lagen mit einem hohen zusätzlichen Schneeeintrag durch Winddrift, präferentielle Ablagerung oder Lawineneintrag werden durch die Landnutzungsklasse "Altschnee" ausgewiesen.

Aus Abbildung 2.5 geht hervor, dass das Gletschereis gleich wie der Schnee als poröses Medium mit 5 % luftgefüllter Poren initialisiert wird. Durch diese Initialisierung können die schneephysikalischen Eigenschaften des Gletschereises im Modell dargestellt werden.

Im Modell wird die Bewegung des flüssigen Wassers im Gletschereis gemäß der Wassertransportgleichung des snowpack module berechnet (Vgl. Abschnitt 2.2.3). Im Eis bildet sich in der Realität jedoch häufig ein komplexes System präferentieller Fließwege aus, wodurch seine Eigenschaften hinsichtlich Wassertransport von dem eines porösen Meduims abweichen. Um diese Abweichung und die Konsequenzen auf den Schmelzwassertransport im Eis möglichst gering zu halten wird der Gletscher mit einer relativ kleinen Schichtdicke von etwa 10m initialisiert. Vor allem bei der Berechnung des Abflusses sollte diese Abweichung des Modells von der Realität nochmals untersucht werden.

Zusätzlich wird für alle Landnutzungsklassen an der Oberfläche eine geringmächtiger Neuschneedecke ausgewiesen, da zu Modellierungsbeginn, am 1.Oktober 2002 im gesamten Gebiet schon Niederschläge verzeichnet worden waren.

Speicher	Parameter	Wert	
Perkolation	Versickerungsgeschwindigkeit	$0.1 \ mm/h$	
Oberflächenabfluss	Schwellenwert	150.00 mm	
	Speicherkoefizient	7.00 h	
Interflow	Speicherkoeffizient	75.00 h	
Baseflow	Speicherkoeffizient	2500.00 h	
Quick Baseflow	Schwellenwert	150.00 mm	
	Speicherkoeffizient	750.00 h	

Tabelle 2.2: Hydrologische Parameter der Modellierung: Speicherkoeffizienten und Schwellenwerte der einzelnen Bodenspeicher

Hydrologische Parameter Für die konzeptionelle Berechnung des Abflusses (siehe Kapitel 2.2.4) müssen im Rahmen des Preprocessing die Parameter für die einzelnen Speicher festgelegt werden. Die täglichen Schwankungen des Pegelganges können dabei über den Oberflächenabfluss gesteuert werden; der Interflow wirkt sich auf die mittelfristigen Anteile der Abflussganglinie aus. Saisonale Komponenten des Abflussgeschehens sind vor allem durch die langfristigen Speicher des Basisabflusses determiniert. Die Anpassung der Konstanten erfolgte schrittweise: Dabei dienten die Ergebnissen der Modellierungen von Koboltschnig (2007) als guter Anhaltspunkt für die hydrologischen Kennwerte des Einzugsgebietes. Ausgehend von diesen Werten erfolgte eine laufende Evaluierung der Abflusssimulation und Anpassung der Konstanten. Die dabei angewandte Methodik der Evaluierung der Modellergebnisse wird im Folgenden noch genauer beschrieben.

Interpolationsparameter Liegen im Rahmen des meteorologischen Datensatzes für einen Parameter mehrere Messungen im Untersuchungsgebiet vor, so besteht die Möglichkeit durch räumliche Interpolation aus den Punktmessungen flächenverteilte Daten zu erzeugen. Mehrere solcher Routinen sind im Interpolationsmodul von *Alpine3D* implementiert (Vgl. Kapitel 2.2.2). Die Interpolation der Messreihen erfolgt zur Laufzeit, sodass im Rahmen des Preprocessings alle dafür notwendigen Parameter definiert werden müssen.

Im Rahmen der Modellierung des Einzugsgebietes Goldbergkees stehen für den Niederschlag

mehrere Messungen an verschiedenen Punkten im Gebiet zur Verfügung. Eine Interpolation der Daten zur Erzeugung flächiger Gebietsniederschläge sollte im Rahmen der Modellierung vorgenommen werden. Als Interpolationsmethode wurde *IDW* (*Inverse Distance Weighting*) gewählt. Die Zahl der interpolierten Stationen ist 3.

Für die restlichen Parameter liegen keine zusätzlichen Messungen vor. Eine Interpolation kann nicht vorgenommen werden.

Processing

Der eigentliche Modellablauf, das Einlesen der Inputdaten, die Durchführung aller nötigen Berechnungen und das Schreiben der Ausgabedaten wird als *Processing* bezeichnet.

Bei der Modellierung mit Alpine3D erfolgt das Processing ohne weitere Eingriffe (Lehning u. a., 2006). Die im Preprocessing aufbereiteten Eingabedaten werden automatisch eingelesen und zugeordnet. Sämtliche zur Modellsteuerung notwendigen Parameter (Auszuführende Module, Datum des Modellierungsbeginns, Anzahl der zu berechnenden Zeitschritte, Interpolationsparameter, hydrologische Parameter, Spezifikation der Ausgabedaten) müssen im Vorfeld in einer Steuerdatei zusammengestellt werden. Sie werden zur Laufzeit des Programms automatisch eingelesen, und der Programmablauf entsprechend ausgeführt.

Die Simulation der Domäne des gesamten Modellierungszeitraumes erfolgte in Form eines Grid-Processings: Durch die objektorientierte Programmarchitektur von Alpine3D und einer Umsetzung des Modells in der Programmiersprache C++ mit Implementierung verschiedener Tools, wie MPI (Message Passing Interface) oder PVM (Parallel Virtual Machine), können die Rechenoperationen auf mehrere Einzelprozessoren aufgeteilt werden. Dadurch ergeben sich wesentlich kürzere Modellzeiten als dies auf einem einzelnen Rechner möglich wäre. Die Zeit für einen kompletten Modelllauf mit den beschribenen räumlichen und zeitlichen Auflösungen (12348 25m*25m-Zellen und 26305 1h-Zeitschritte) beträgt mit Grid-Processing auf 12 Prozessoren etwa 10h-15h.

Das Schreiben der Ausgabedaten erfolgt laufend während dem Modellprocessing. Eine erste Selektion der Ausgabedaten erfolgt schon im Rahmen der vorbereitenden Arbeiten, in deren Rah-

men der Modelloutput definiert werden muss. In der Regel muss eine zweite Selektion während dem Postprocessing vorgenommen werden.

Alpine3D bietet die Möglichkeit mehrere verschiedene Arten von Ausgabedaten zu generieren:

Punktdaten: Für einzelne Punkte im Untersuchungsgebiet (*special-points*) wird der gesamte Umfang aller während der Berechnung anfallenden Ergebnisse als Zeitreihen ausgegeben. Der Output umfasst dabei unter anderem die zeitliche Veränderung der Schneetiefe, des Schneewasseräquivalents, des Schneedeckenaufbaues, der Temperatur an und unter der Oberfläche, des gesamten Strahlungshaushaltes und der volumetrischen Zusammensetzung der einzelnen Schneeschichten. Zur Visualisierung dieser Daten steht das Tool *SN-GUI* zur Verfügung. Die Punkte an denen eine solche Datenausgabe erfolgen soll, müssen im Preprocessing definiert werden und werden beim Modellstart an *Alpine3D* übergeben.

Flächenverteilte Daten: Die Schneetiefe, das Schneewasseräquivalent, der volumetrische Wassergehalt und die Temperatur an der Oberfläche, die langwellige, sowie die kurzwellige Strahlungsbilanz und auch die Albedo jeder Zelle im gesamten Gebiet werden in definierten zeitlichen Abständen als Flächendaten vom Modell ausgeschrieben.

Daten der hydrologischen Modellierung: Die hydrologische Modellierung durch das *runoff module* liefert neben der Abflussganglinie am Gebietsauslass auch den zeitlichen Verlauf sämtlicher Speicherstände. Sämtliche Ausgaben haben in der Regel die Größenordnung mm/h. Eine Umrechnung etwa in m^3/h ist über die Einzugsgebietsgröße $A_{Einzugsgeb}$. leicht möglich.

Postprocessing

Die Ergebnisse eines Modelllaufes müssen anschließend in einer geeigneten Form dargestellt und ausgewertet werden. Diese Arbeiten nach der eigentlichen Modellierung werden Postprocessing genannt. Zum Postprocessing zählen die Selektion von Daten, das Ordnen dieser ausgewählten Ergebnisse und das Sichern. Weiters fällt unter Postprocessing das Visualisieren von

Resultaten, sowie das Berechnen und Ableiten weiterer Daten aus dem primären Modelloutput.

Für die vorliegende Arbeit waren im Rahmen des Postprocessing im Wesentlichen die folgenden Schritte notwendig:

- Die Ergebnisse des Modelllaufes wurde nach abgeschlossener Berechnung gesichert.
- Aus der primären Modellausgabe, wie sie im vorangegangenen Absatz beschrieben wurde, wurden die folgenden Daten extrahiert:
 - Zeitliche Entwicklung der Schneetiefe und des Schneewasseräquivalents an den Standorten der Schneepegel (Vgl. Abschnitt 3.4) über die gesamte Modellierungsperiode
 - Verteilung der Schneetiefe im Gebiet zum Zeitpunkt der maximalen Ablation (1. Oktober) sowie zum Zeitpunkt der maximalen Akkumulation (1. Mai) für jedes Jahr
 - Verteilung des Schneewasseräquivalents (SWE) im Gebiet zum Zeitpunkt der maximalen Ablation (1. Oktober) sowie zum Zeitpunkt der maximalen Akkumulation (1. Mai) für jedes Jahr
 - Abflussgang an der Pegelmessstelle in [mm/h]
- Relikte der Initialisierung mussten von den Punktdaten der Schneetiefe und des SWE abgezogen werden: Durch die Initialisierung einer etwa 10 m dicken Schnee- bzw. Eisschicht in den vergletscherten Bereichen sind sämtliche Werte um einen konstanten Betrag auf der z-Achse verschoben. Durch eine einfache Subtraktion der Zeitreihe mit der Schneehöhe bzw. dem SWE zu Modellierungsbeginn lässt sich dieser Fehler bereinigen.

Ferner wurden die Punktdaten der Schneepegelstandorte graphisch dargestellt.

 Aus den verteilten Schneetiefen- und SWE-Daten wurde durch Subtraktion des Standes zu Saisonende vom Saisonanfang jeweils die Jahresbilanz erstellt. Aus diesen Bilanzdaten ist die Änderung der Schneetiefen und SWEs während einer bestimmten Zeitspanne (Haushaltsjahr, Ablationsperiode, ...) ersichtlich. Wiederum hat diese Darstellungsform den Vorteil, dass sie unabhängig von der Initialisierung bzw. den Entwicklungen der vorangegangenen Saisonen ist. Die Bilanzdaten wurden in einem GIS (Geographisches Informationssystem) bearbeitet und visualisiert. Durch die Visualisierung werden die Akkumulations- bzw. Ablationsmuster der einzelnen Saisonen gut erkenntlich und beurteilbar.

Die Abflussdaten wurden in Form einer Pegelganglinie, sowie als Summenlinie visualisiert. Eine Berechnung des Mittelwerts und der Standardabweichung aus den Resultaten der hydrologischen Modellierung wurde ebenfalls sofort durchgeführt. Eine erste Sichtung der Ergebnisse, sowie eine Plausibilitätskontrolle waren somit unmittelbar nach erfolgtem Modelllauf möglich.

2.3.2 Evaluierungskonzept

Um die Güte einer Modellierung bestimmen zu können, werden die berechneten Ergebnisse mit tatsächlichen Beobachtungen verglichen. Durch diese direkte Gegenüberstellung kann die Übereinstimmung der Simulation mit der Realität direkt überprüft werden. Ferner lassen sich dadurch Maßzahlen ableiten, welche eine Aussage über die Modellierungsgüte treffen. Das Evaluierungskonzept für die Modellvalidierung von Alpine3D im Rahmen dieser Arbeit soll im Folgenden vorgestellt werden.

Schneepegeldaten

Im gesamten Einzugsgebiet befinden sich 6 fix angebrachte Schneepegel, von denen monatlich die Höhe der Schneedecke abgelesen wird (siehe Abschnitt 3.4). Die Schneehöhe bezieht sich dabei immer auf die Gletscheroberfläche zu Beginn des entsprechenden Haushaltsjahres (1. Oktober).

Durch die Deklaration der die Schneepegel enthaltenden Rasterzellen als *special points*, wird das Modell veranlasst, die Daten zur Schneetiefe an den jeweiligen Punkten auszugeben. Die Werte werden viermal täglich geschrieben. Durch eine Bearbeitung im Rahmen des Postprocessing sind diese Resultate direkt mit den monatlichen Messungen graphisch vergleichbar.

Bei der Evaluierung der modellierten Schneehöhen anhand von Pegeldaten ist zu beachten, dass sowohl Messung als auch die Simulation mit Ungenauigkeiten behaftet sind, welche bei der Beurteilung der Übereinstimmung der beiden Ganglinien beachtet werden muss:

- 1. Durch die Aufteilung des Modellgebietes in gleichförmige Rasterzellen, beziehen sich die Berechnugsergebnisse nicht auf einen einzelnen Punkt sondern auf eine Rasterzelle mit einer flächigen Ausdehnung. Für das Einzugsgebietes Goldbergkees ist diese Ausdehnung 25 m * 25 m (Rasterweite für die Modellierung). Die in der Simulation berechneten Schneehöhen sind dadurch als Mittelwerte über die gesamte Rasterfläche anzusehen. Die Varianz der Schneetiefe im alpinen Gelände kann auch auf kleinen Raum sehr groß werden. Als grober Schätzwert für die derart zugrunde liegende Ungenauigkeit werden an dieser Stelle ±15 cm angenommen
- 2. Die Genauigkeit von Schneehöhenmessungen mittels fixen Pegeln wird in Kapitel 3.4 genauer diskutiert. Die wichtigsten Ursachen für die Messfehler einer Schneepegelmessung sind einerseits die Beeinflussung des bodennahen Windfeldes sowie der Energiebilanz durch die Pegelstange (Rau, 1993). Hinzu kommen die Ablesegenauigkeit und die zufälligen Schwankungen des Schneedeckenaufbaus, welche bei einer Punktmessung nicht eleminiert werden können. In der Literatur wird der Fehler einer Schneepegelablesung mit ±5 10 cm beziffert.
- 3. Während das Modell die Schneehöhenentwicklung als Ergebnis der simulierten Prozesse darstellt, repräsentiert die Messung eine Schneedecke unter realen Umständen. Dabei spielen auch Einflüsse eine Rolle, welche im Modell nicht mit einbezogen werden. Die zwei wichtigsten Faktoren, welche die Schneedeckenhöhe zusätzlich beeinflüssen sind die Winderosion bzw. -deposition am Pegel und die Schneeverfrachtung durch Lawinenereignisse. Beim Vergleich der Messungen mit Modellresultaten muss daher darauf geachtet werden, dass eine möglichst geringe Beeinflüssung der Messung durch solche "externe" Einflüsse gegeben ist.

Die erwartete Ungenauigkeit aus den Faktoren (1) und (2) beträgt bei additiver Überlagerung etwa $\pm 20 - 25 \, cm$. Die Abweichung der realen Schneetiefe von der Simulation durch externe

Einflüsse (3) kann bedeutend höher sein. Eine gezielte Auswahl von Schneepegel, welche möglichst wenig solchen Einflüssen ausgesetzt sind, ist daher erforderlich.

Schneewasseräquivalent; Flächenverteilung im Gebiet

Um die berechneten Schneehöhen- bzw. Schneewasserwertverteilung im Untersuchungsgebiet evaluieren zu können, werden die Daten der Gletschersondierung, welche zweimal jährlich stattfinden, herangezogen. Bei diesen Messkampagnen wird die Mächtigkeit der Schneedecke durch Punktmessungen mit speziellen Schneesonden ermittelt. Aus vielen Einzelmessungen in einer hohen räumlichen Dichte, kann durch Interpolation eine zweidimensionale Schneeverteilung geschätzt werden. Begleitend zu den Sondierungen wird (an einer geringeren Anzahl von Standorten) die Schneedichte durch das Anlegen von Schneeprofilen bestimmt. Auch aus diesen Parametern wird anschließend durch geeignete Interpolationsverfahren eine zweidimensionale Verteilung abgeleitet. Aus den Raumdaten der Schneedichte und den Raumdaten der Mächtigkeit lässt sich direkt eine Verteilung des Schneewasseräquivalents ermitteln.

Das Schneewasseräquivalent, also die Menge des in der Schneedecke vorhandenen Wassers in $[mm\ WS]$ ist vor allem für hydrologische Fragestellungen häufig aussagekräftiger als die eigentliche Mächtigkeit der Schneedecke.

Aus den vom Modell geschriebenen Ausgaben zur Verteilung der Schneedeckenparameter im Untersuchungsgebiet werden während dem Postprocessing Daten gewonnen, welche die relative Veränderung dieser Parameter im Laufe eines Haushaltsjahres beschreiben.

Ein glaziologisches Haushaltsjahr bezeichnet den Zeitraum von 1. Oktober eines Jahres bis 1. Oktober des Folgejahres. Diese Definition wurde so gewählt, da für die meisten Alpengletscher der 1. Oktober der Termin der maximalen Ausaperung ist. Zu diesem Zeitpunkt werden alle Pegelstände "eingenullt", das heißt die Gletscheroberfläche zu diesem Termin ist das Bezugsniveau für alle Messungen während des folgenden Haushaltsjahres. Durch diese Konvention sind alle Messungen der Schneedeckenmächtigkeit ebenfalls relative Daten in Bezug auf ein Haushaltsjahr. Eine direkte Vergleichbarkeit der Messungen mit den Modellresultaten ist dadurch gegeben.

Eine Visualisierung der beschriebenen Raumdaten lässt sich in einem GIS leicht bewerkstelligen. Entsprechende GIS Pakete ermöglichen über die Visualisierung hinaus auch das Bearbeiten und Verändern der Originaldaten.

Durch Subtraktion der gemessenen Daten von den modellierten lässt sich die Abweichung der Berechnungen von den Messungen einfach darstellen. Diese Differenzenplots oder Fehlerplots geben eine guten Überblick über die räumliche Verteilung der Modellgüte. Gebiete die vom Modell gut erfasst werden zeigen eine niedrige Abweichung der Messung von den Berechnungsresultaten, Flächen mit einer niedrigeren Übereinstimmung sind durch eine hohe Abweichung im Differenzenplot gekennzeichnet.

Neben der Visualisierung der Differenz zwischen Modellresultat und Messresultat für die Schneetiefen- bzw. SWE-Verteilung in Form von Fehlerplots kann dieses Evaluierungskriterium auch statistisch behandelt werden. Neben Mittelwert und Standardabweichung des Modellfehlers lässt sich auch eine empirische Verteilung bestimmen.

Während bei den Differenzenplots der Fehler jeder einzelnen Rasterzelle farblich codiert als Karte dargestellt wird (unterstützt durch ein GIS), wird bei der statistische Auswertung die kumulierte Abweichung behandelt. Dadurch geht die Information der räumlichen Verteilung des Fehlers verloren. Gleichzeitig besitzt die statistische Auswertungsmethode einen hohen Grad an Vergleichbarkeit mit den Fehleruntersuchungen anderer Modellresultate (z.B.: aus anderen Haushaltsjahren).

Wie schon im vorangegangenen Kapitel über die punktuellen Schneetiefendaten, sollen auch hier abschließend noch Überlegungen zur erwartbaren Genauigkeit der Modellresultate und zu den einzelnen Fehlerquellen angestellt werden:

Mehr noch als die Messung der Schneedeckenmächtigkeit mittels fixen Schneepegeln ist die Messung durch Sondierung mit Ungenauigkeiten behaftet: Die Ablesegenauigkeit bei dieser Methode beträgt etwa $\pm 5\,cm$. Bei der Sondierung wird die Aluminiumsonde in die Schneedecke gestoßen, bis das anstehende Gletschereis ein weiteres Eindringen des Gestänges unmöglich macht. Befinden sich in der Schneedecke jedoch dickere Eislamellen, so kann der Widerstand den diese dem Sondenkopf entgegensetzen fälschlicherweise als Indikator für die Gletscheroberfläche angesehen werden. Der gemessene Flurabstand entspricht somit nicht der tatsächlichen

Schneedeckenmächtigkeit. Eine weitere Fehlerquelle ist die Verbiegung der Sonde beim ihrem Weg durch die Schneedecke. Durch die derart begründete Abweichung von der Hangnormalen kann die Tiefe der Schneeauflage überschätzt werden.

Der aus allen diesen Faktoren resultierende Fehler beträgt etwa $\pm 15\,cm$.

Die anschließende Interpolation der Punktmessungen zur Gewinnung von Flächendaten lässt ebenfalls keine exakte Genauigkeit zu. Nachdem es sich bei allen Interpolationsmethoden um mathematische Schätzungsverfahren handelt wird die Verteilung zwischen den Messpunkten berechnet und ist dadurch auch mit einem Fehler behaftet.

Die Interpolationsgenauigkeit soll an dieser Stelle mit $\pm 30\,cm$ angegeben werden.

Entsprechend Punkt (3) im vorangegangenen Kapitel spielen auch bei der Evaluierung der modellierten Verteilungen der Schneedeckenparameter die "modellexternen" Faktoren, also jene Einflüsse, die im Modell nicht berücksichtigt werden, eine Rolle. Auch hier sind es in erster Linie die Winddrift und die Lawinendeposition, die Abweichungen zwischen Messung und Modell in bestimmten Gebietsteilen verursachen. Eine Analyse dieser Einflüsse ist daher im Rahmen der Evaluierung ebenfalls erforderlich.

Abfluss am Gebietsauslass

Der zentrale Parameter für die hydrologische Modellierung ist der Abfluss am Gebietsauslass. Unter Einhaltung bestimmter Voraussetzungen (orographisches Einzugsgebiet entspricht dem hydrologischen Einzugsgebiet, unterirdischer Abfluss vernachlässigbar, Austrag von Schnee aus dem Einzugsgebiet vernachlässigbar, Evapotranspiration vernachlässigbar...) entspricht der Oberflächenabfluss am Gebietsauslass der gesamten Wassermenge, die das hydrologische System eines Einzugsgebietes verlässt. Der Abfluss wird üblicherweise in $[m^3/h]$, [l/h] oder auch als spezifischer Abfluss in [mm/h] angegeben.

Das Abflussmodul von Alpine 3D liefert den Abfluss in tabellarischer Form auf stündlicher Basis. Dabei werden die Werte in der Einheit [mm/h] geschrieben.

Die Messung des Abflusses am Gebietsauslass erfolgt durch eine Pegelmessstation (siehe Kapitel 3.3.3). Über einen Pegelschlüssel kann diese Wasserstandsmessung mit dem volumetrischen Durchsatz in Verbindung gebracht werden. Kontinuierliche Pegelmessungen können so zu Abflussganglinien umgeformt werden.

Abflussmessungen sind nicht ganzjährig vorhanden, da ein Betrieb des Messgerätes nur in einem eisfreien Abflussprofil möglich ist. Die Messperiode und somit auch die Möglichkeit zur Evaluierung der Modellresultate ist auf die Zeit der Schneeschmelze beschränkt (meist Juli bis Oktober).

Ein direkter Vergleich der modellierten Ganglinie mit der Messung gibt Aufschluss über die Plausibilität der Berechnungen. Gleichzeitig bietet ein solcher Vergleich die Möglichkeit einer qualitativen Analyse der Modellresultate. Der Grad der Wiedergabe von Hoch- bzw. Niedrigwasserzeiten, die Erfassung des Basisabflusses sowie prinzipielle Über- oder Unterschätzung des Abflusses sind dadurch ersichtlich.

Durch Berechnung der Fläche unter der Abflussganglinie kann der kumulierte Abfluss dargestellt werden. Das ist die Wassermenge, die in einem gewissen Zeitintervall das Pegelprofil durchfließt. Eine Gegenüberstellung der kumulierten Abflüsse gibt im wesentlichen Aufschluss darüber, wie gut die Gesamtwassermenge des Oberflächenabflusses vom Modell getroffen wird.

Eine Bewertungsgrundlage stellen auch der Vergleich der mittlere Abflüsse und der Standardabweichungen der beiden Ganglinien dar. Diese Parameter können für eine quantitative Bewertung der Modellergebnisse herangezogen werden.

Eine exaktere Methode die Modelleffizienz der Abflusssimulation zu quantifizieren ist die Bestimmung der Nash-Sutcliffe Model Efficiency R² bzw. der Explained Variance eV (Schulla, 1997).

Bei der Nash-Sutcliffe Model Efficiency werden die Residuen der Modellresultate (d.i. die Abweichung der Modellierung von der Messung) mit der Streuung der Einzelmessungen um den

Mittelwert der gemessenen Reihe (auch Reststreuung) in Verhältnis gesetzt.

$$R^{2} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{n} \varepsilon_{t}^{2}}{\sum_{t=1}^{n} (x_{t} - \overline{x})^{2}}$$
 (2.9)

mit ε_t Residuen der Berechnung (Abweichung gemessen - modelliert) zum Zeitpunkt t

x_i Messung zum Zeitpunkt t

 \bar{x} Mittlerer gemessener Abfluss

 R^2 ist einheitslos und deckt einen Bereich von $-\infty$ bis +1 ab. Dabei entspricht ein R^2 von +1 einer vollständigen Übereinstimmung der beiden Reihen; bei zunehmender Abweichung nimmt der Wert des *Nash-Sutcliffe-*Kriteriums sehr rasch ab.

Die Explained Variance hingegen setzt nicht die Residuen selbst sondern deren Streuung (Abweichung der Einzelwerten vom Mittelwert) in Verhältnis zur Reststreuung.

$$eV = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{n} (\varepsilon_t - \mu_{\varepsilon})^2}{\sum_{t=1}^{n} (x_t - \bar{x})^2}$$
 (2.10)

mit ε_t Residuen der Berechnung (Abweichung gemessen - modelliert) zum Zeitpunkt t

 μ_{ε} Mittel der Residuen

x_i Messung zum Zeitpunkt t

 \bar{x} Mittlerer gemessener Abfluss

Im Gegensatz zu R^2 werden bei der eV systematische Unter- bzw. Überschätzungen der Modellierung erkannt und deren Einfluss auf die Bewertung eleminiert. Diese systematischen Fehler werden daher bei der eV nicht berücksichtigt. Durch einen Vergleich der beiden Gütekriterien lassen sich so die Einflüsse von systematischen und zufälligen Fehlern in der gesamten Abweichungen zwischen Modell und Messung feststellen: Liegt eV deutlich über R^2 , so ist von einem starken systematischen Modellfehler auszugehen. Sind beide Werte etwa gleich groß so ist der begangene Modellfehler hauptsächlich zufällig verteilt.

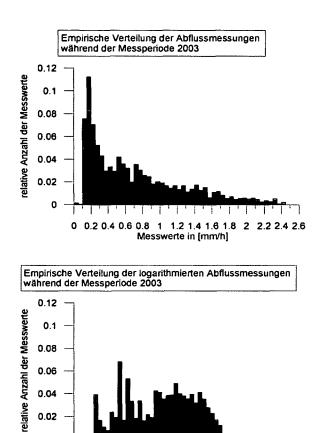


Abbildung 2.6: Empirische Verteilung der Abflussmessungen: Es zeigt sich, dass sich durch das Logarithmieren der gesamten Stichprobe eine symmetrischere Streuung ergibt.

-0.8

0.8

1.6

2.4

0

log. Messwerte

0.02 0

-2.4

-1.6

Systematische Über- bzw. Unterschätzungen der modellierten Abflüsse gegenüber der Messreihe können graphisch als Ordinatenfehler betrachtet werden: Die Berechnungsergebnisse liegen auf der y-Achse systematisch zu hoch oder zu niedrig.

Gleichzeitig können die Ergebnisse der Abflussmodellierung aber auch eine systematische Verschiebung auf der x-Achse aufweisen: Treten Hoch- bzw. Niederwasserspitzen gegenüber der Messung zu früh oder zu spät auf, so deutet dies auf einen systematischen Zeitachsenfehler hin.

Durch eine Verschiebung der simulierten Reihe um $\pm N$ Zeitschritte und Bestimmung der Effizienzmaße R^2 und eV für jede Verschiebung lässt sich dies leicht bestimmen: Sind die Effizienzmaße bei N=0 maximal, so liegt kein systematischer Zeitachsenfehler vor. Bei maximalen Werten für N<0 oder N>0 ist von einem solchen Fehler auszugehen.

Streng genommen gehen die beiden Modell-Effizienzmaße R^2 und eV von normalverteilten Stichproben aus. Die Werte einer Abflussganglinie entsprechen jedoch im Normalfall nicht einer solchen Stichprobe (siehe Abbildung 2.6). Schon die Tatsache, dass der Abfluss keine negativen Werte annehmen kann, während das obere Ende der Skala (theoretisch) offen ist zeigt, dass eine symmetrische Streuung um das Mittel vermutlich nicht gegeben ist. Vielmehr ist die Streuung der Werte unter dem Mittel (Niederwasser) geringer als jener über dem Mittel (Hochwasser), sodass eine empirische Häufigkeitsverteilung üblicherweise einen steiler ansteigenden linken und einen flach abfallende rechten Kurvenast aufweist.

Eine Bestimmung der Modelleffizienz einer solcherart verteilten Reihe hat zur Folge, dass jene Werte, die über dem Mittel liegen in die Gütebewertung stärker einfließen. Eine geringe Leistung des Modells bei der Simulation der Hochwasserabflüsse wird schlechter bewertet als eine vergleichbar geringe Leistung im Niedrigwasserbereich.

Dem Problem, dass die Voraussetzung der Normalverteilung der Stichproben nicht erfüllt ist, lässt sich durch Logarithmieren der gesamten Abflussreihe begegnen. Durch das Verwenden der Logarithmen der einzelnen Werte wird der Einfluss hoher Beobachtungswerte geschwächt und die Häufigkeit homogener um das Mittel verteilt.

Zugleich schafft die Gegeüberstellung der logarithmischen Gütekriterien $\log R^2$ und $\log eV$ mit den linearen Maßzahlen R^2 bzw. eV die Möglichkeit die Modelleffizienz im Hochwasserbereich

mit der gesamt Modelleffizienz zu vergleichen: Sind R^2 und eV höher als $\log R^2$ und $\log eV$, so ist die Modelleffizienz für Hochwässer besser als für den Gesamtabfluss. Diese Information kann bei Modellläufen hinsichtlich einer Hochwasserprognose nützlich sein.

In Summe sollen nun für die Abflussganglinie einer Schmelzperiode die folgenden Modelleffizienzparameter ermittelt werden (Schulla, 1997):

Explained Variance (eV)	log. Explained Variance (log eV)				
Nash-Sutcliffe Model Efficiency (R ²)	log. Nash-Sutcliffe Model Efficiency (log R ²)				

Sämtliche Parameter sollen auch für die Verschiebung um jeweils einen Zeitschritt von $N_{lower} = -12h$ bis $N_{upper} = 12h$ berechnet werden. Es ergeben sich also für jede Abflussreihe 25*4 = 96 Effizienzparameter.

Kapitel 3

Einzugsgebiet und Datengrundlage

3.1 Allgemein

Der 3105 m hohe Rauriser Sonnblick (auch Hoher Sonnblick) ist einer der markantesten Erhebungen der Goldberggruppe, eines Teiles der Alpen an der Grenze zwischen den Bundesländern Salzburg und Kärnten, im Zentrum der Hohen Tauern. Etwa 30 km östlich des Großglocknermassives gelegen ist sein Gipfel Teil des Alpenhauptkammes.

Während die Nordwand steil in Richtung des Rauriser Achentales abfällt, ließen glaziale Einflüsse an der Südost-, sowie an der Südwestseite ausgeprägte Kare entstehen. Beide Seiten sind auch heute oberhalb von etwa 2400 m noch zu einem Großteil vergletschert, wobei der westliche Teil dieser zusammenhängenden Eisfläche als Fleißkees, der östliche, größere Teil als Goldbergkees bezeichnet wird. Ersteres entwässert in den Möll Fluss und in weiterer Folge in die Drau. Der Abfluss aus dem Goldbergkees gelangt in die Rauriser Ache und später in die Salzach.

Das im Rahmen dieser Arbeit betrachtete Gebiet wird durch eine auf 2350 m gelegenen Pegelmessstation unterhalb des Gletschertors des Goldbergkees definiert. Jene Fläche, die gemäß der orographischen Wasserscheiden zum Abfluss an diesem Pegel beiträgt soll im Weiteren als "Einzugsgebiet Goldbergkees" bezeichnet werden. Im Nordwesten verläuft diese Wasserscheide vom Gipfel des Sonnblicks über einen breiten Bergsattel, der Fleißscharte bis zum benachbarten Gipfel des Goldbergkopfes. Dieser Sattel entspricht gleichzeitig der Trennlinie zwischen den beiden Gletschern im Sonnblickmassiv. Vom Goldbergkopf verläuft die Einzugsgebietsgrenze

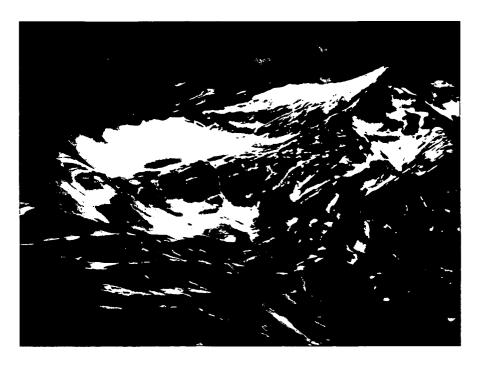


Abbildung 3.1: Das Goldbergkees-Einzugsgebiet im Sommer

entlang eines etwa 2.5 km langen Grates in Richtung Osten, von dem sie dann steil in Richtung der Pegelstelle abfällt. Die Messstelle befindet sich einige hundert Meter unterhalb des Gletschertores am Auslass eines, durch Moränen aufgestauten Sees. Von diesem tiefsten Punkt geht die orographische Grenze über mehrere kleine Gebirgsgrate nach Nordwesten zurück zum Gipfel des Sonnblickes. Mehrere steile Rinnen kanalisieren hier den Niederschlag in Richtung des Einzugsgebietes.

Obwohl heute nur noch 55% der Fläche vergletschert sind, ist das gesamte Areal morphologisch durch glaziale Einflüsse geprägt. Bedingt durch starke Erosion des Gebirges in Form von Gletscherschliff und Karbildung im oberen Teil, werden in niederen Höhenlagen Geschiebe und Sedimente vorwiegend als Moränen abgelagert. Auch der Wasserhaushalt wird in deutlicher Weise durch die teilweise Vergletscherung des Gebietes beeinflusst. Je nach klimatischen Bedingungen können Niederschläge dabei mittel- oder langfristig als Eis gebunden oder aber auch

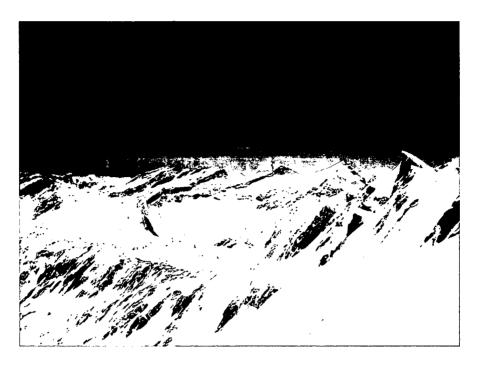


Abbildung 3.2: Das Goldbergkees-Einzugsgebiet im Winter

freigesetzt werden. Doch nicht nur die Retention des Wassers, sondern auch die Abflusskonzentration zeigt markante Unterschiede zu nicht eisbedeckten Flächen. Im Wesentlichen kann dabei von einer kontinuierlicheren Wasserspende ausgegangen werden, als bei anderen hochalpinen Flächen (Hock, 2005).

Neben natürlichen Einflüssen, prägten auch antropogene Aktivitäten das Gebiet der Goldberggruppe, rund um den *Hohen Sonnblick*. Besondere Bedeutung erlangte die Region aufgrund ihrer Goldvorkommen, welche dem Gebirge auch seinen Namen gaben. Der Abbau des goldhaltigen Erzes führte zu einer Erschließung mit Seilbahnen und einer ganzjährigen Besiedelung der Berge bis in große Höhen. Diese Infrastruktur sollte auch genutzt werden, als im Zuge eines Meteorologiekongresses 1879 in Rom der Bau eines Höhenobservatoriums am Gipfel des Hohen Sonnblicks beschlossen wurde. Die Errichtung dieser Beobachtungsstation 1886 begründete die nunmehr über 120-jährige Geschichte der Klima- und Wetterforschung am Hohen Sonn-

blick.

Dieser Datensatz meteorologischer Beobachtungen ist sowohl in Länge, als auch in seiner Qualität im Alpenraum einzigartig. Im Zuge der in den letzten Jahren immer mehr in den Vordergrund tretenden Diskussion um die Veränderung des Klimas gewinnen die Daten des Sonnblick-Observatoriums zusätzlich an Bedeutung. Bei der Verwendung eines derartig langen Datensatzes muss beachtet werden, dass sich die technische Weiterentwicklung der Messgeräte, im Laufe der Zeit veränderte Messanordnungen und andere methodische Hintergründe in den Daten niederschlagen. Um eine Vergleichbarkeit der Beobachtungen zu gewährleisten müssen diese Inhomegenitäten zunächst bereinigt werden.

Für die Jahre 1961 bis 1990 liegt ein solcher homogenisierter Datensatz vor. Eine ausführliche Diskussion der Beobachtungen aus diesem Zeitraum findet sich bei Auer u. a. (2002). Im Rahmen dieser Arbeit wird der 30-jährigen Datensatz herangezogen um die modellierten Jahre 2002 bis 2005 anhand dieser Referenz zu verglichen und einzuordnen.

Zusätzlich zu den klimatologischen Messungen werden seit über 70 Jahren auch glaziologische Untersuchungen anhand der Gletscher in der Goldberggruppe durchgeführt. Neben den beiden schon genannten steht das etwa 4 km vom Sonnblick-Observatorium entfernt gelegene Wurtenkees im Fokus dieser Bemühungen. So liegen neben fotographischen und fotogrametrischen Aufnahmen der Gletscherflächen auch Daten zur langfristigen Veränderung von Schneeund Eismächtigkeiten, sowie zu Längen- und Flächenänderungen vor. Seit mehreren Jahrzehnten wurden diese Forschungen weiter vertieft und so findet seit 1986 ein intensives Monitoring der drei Gletscher der Sonnblickregion statt, im Rahmen dessen eine detaillierte Kartierung der Schneeverteilung im Gebiet, das Anlegen von Schneeprofilen und viele weitere Messungen betrieben werden.

Gletscherhydrologische Untersuchung am Goldbergkees wurden 2002 mit der Errichtung einer Pegelmessstelle am Gebietsauslass begonnen (Koboltschnig, 2007; Holzmann u. a., 2005).

3.2 Topographische Eigenschaften des Gebietes

Wie im vorangegangenen Kapitel schon erwähnt, ist die Topographie und des untersuchten Einzugsgebietes sehr stark von den Auswirkungen der Vergletscherung geprägt worden. Durch die Bewegung des Eises wurden entlang der Gletscherrinne des Goldbergkees drei Becken in den Fels erodiert, welche jeweils durch steil abfallende Geländebrüche voneinander abgesetzt sind. Auf seiner gesamten Länge ist die Rinne durch steile Felsflanken gesäumt. Sowohl das erste, als auch das zweite Becken sind mit Gletschereis bedeckt und bilden somit den kleineren *oberen Boden* und den mehr als $1km^2$ großen *mittleren Boden* 1. Hier ist die Fließrichtung des Eises annähernd genau von Nordwest nach Südost. Vor dem zweiten Bruch ändert sich die Bewegungsrichtung um 90° nach Norden. Der anschließende *untere Boden* hat in den letzten Jahren zusehends an Fläche verloren und bildet heute die Zunge mit dem deutlich ausgebildeten Gletschertor. Während das nicht vergletscherte Gelände im gesamten Einzugsgebiet durch oberflächlich anstehendes, kompaktes Gebirge gebildet wird, dominieren hier im untersten Teil die gemischten Sedimente der Grund- und Endmoränen des *Goldbergkees*.

Das Einzugsgebiet erstreckt sich über eine Fläche von $2.72 \, km^2$. Der tiefste Punkt, welcher zugleich durch die Kote der Pegelmessstelle definiert wird, liegt auf $2350 \, m$, während der Gipfel des Sonnblicks mit $3105 \, m$ die höchste Erhebung darstellt. Die Höhendifferenz im Untersuchungsgebiet ist daher $755 \, m$.

3.3 Klimatologische Charakterisierung

Im Folgenden soll das Klima am Sonnblick anhand einzelner meteorologischer Parameter beschrieben werden. Es werden dabei insbesondere jene Parameter behandelt, welche für die Arbeit mit *Alpine3D* relevant sind (Siehe Abschnitt 2.3.1, Tabelle 2.1).

Anhand der 30-jährigen Normalperiode (1961 – 1990) (Auer u. a., 2002) werden die Parameter klimatologisch charakterisiert. Zugleich können durch den Vergleich mit der Normalperiode die

¹ Üblicherweise wird das hier als *mittlerer Boden* bezeichnete Plateau "*oberer Boden*" genannt. Der darüber liegende *obere Boden* heißt in der landläufigen Diktion "*oberster Boden*". Um die Übersichtlichkeit zu wahren wird im weiteren Laufe dieser Arbeit jedoch konsequent die hier eingeführte Sprachregelung benutzt.

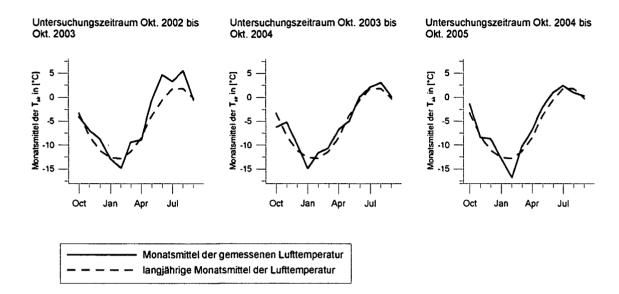


Abbildung 3.3: Monatsmittel der Lufttemperatur während der modellierten Haushaltsjahre. Vergleich mit dem langjährigen Mittel der 30-jährigen Normalperiode (1961 – 1990)

Messdaten des Untersuchungszeitraumes eingeordnet werden und Abweichungen vom langjährigen Trend verdeutlicht werden. Weiters soll die Bedeutung der einzelnen Parameter für die Prozesse in hochalpinen bzw. glazialen Systemen, aber auch im Kontext der Arbeiten mit *Alpine3D* dargestellt werden. Eine kurze Beschreibung der Messmethoden und messtechnischer Details soll als Grundlage zur Diskussion von Genauigkeitsfragen und möglichen Problemen im Zusammenhang mit den verwendeten Daten dienen.

3.3.1 Temperatur

Klimatologische Eigenschaften der Temperaturdaten

Die mittleren monatlichen Temperaturen am Sonnblick während der Normalperiode 1961–1990 zeigen einen für eine alpine Hochgebirgsregion typischen Jahresgang. Die mittlere Temperatur über das gesamte Jahr liegt bei -5.47° C. Ein deutliches Minimum zeigt sich im Februar,

während die höchsten Temperaturen durchschnittlich im Juli und August gemessen werden. Die Schwankungsbreite ist mit 14.6° C im Vergleich zum durchschnittlichen gemäßigten mitteleuropäischen Klima eher gering (Siehe Abbildung 3.3).

Der mittlere Tagesgang der Temperatur unterliegt ebenso charakteristischen Schwankungen. Das durchschnittliche Maximum wird dabei am frühen Nachmittag zwischen 13 h und 14 h erreicht.

Neben den jährlichen und täglichen Schwankungen, welche in einem hohen Maße von der Sonneneinstrahlung abhängig sind, zeigt sich auch noch eine starke Beeinflussung der Lufttemperatur durch die geodätische Höhe. Messungen am Sonnblick haben gezeigt, dass die Lufttemperatur, je nach Jahreszeit um $0.5^{\circ}C - 0.7^{\circ}C$ pro 100m abnimmt (Auer u. a., 2002). Für die Modellierung wird von einem konstanten Temperaturgradienten von $0.65^{\circ}C$ pro 100m ausgegangen werden.

Neben der Höhenlage können auch andere topographische Faktoren starken Einfluss auf die Temperatur ausüben. So zeigen sich etwa deutliche regionale Unterschiede zwischen Gebieten nördlich und Gebieten südlich des Alpenhauptkammes, was an der Exposition, sowie an unterschiedlichen Wettereinflüssen liegt.

Meteorologische Phänomene können ebenfalls starke Auswirkungen auf die Lufttemperatur haben. Inversion ist die Umkehrung des negativen Temperaturgradienten. In höher gelegenen Gebieten werden dabei höhere Lufttemperaturen gemessen als in den Tallagen. Dieser Effekt tritt besonders im Winter auf und ist vor allem in Höhenlagen bis 2000 m wirksam. Von einer nennenswerten Beeinflussung des *Goldbergkees* Einzugsgebietes durch Inversionswetterlagen ist daher nicht auszugehen.

Bedeutung der Lufttemperatur

Die Lufttemperatur hat als Parameter zur Abschätzung von Schnee- oder Eisschmelzraten eine hohe Bedeutung. Sie ist eine der wichtigsten Energiequellen für die Schmelze. Sie trägt einerseits unmittelbar über Wärmeleitung zum Energiehaushalt der Schneedecke bei (Siehe Abbildung 2.2 "fühlbarer Wärmestrom"). Zugleich spielt die Lufttemperatur aber auch durch die

starke Bindung an die eintreffende langwellige Strahlung eine wichtige Rolle für die Energiebilanz an der Schneeoberfläche (siehe Abschnitt 3.3.6). Eine ausführliche Diskussion der Wichtigkeit des langwelligen Strahlungshaushaltes für die Schnee- bzw. Eisschmelze findet sich bei Ohmura (2001)

Wie in Abbildung 3.3 ersichtlich wird liegen während der Modellperiode die Monatsmittel der Temperatur durchwegs über dem Mittel der Normalperiode 1961–1990. Lediglich die Jahresminima im Jänner bzw. Februar liegen während des Untersuchungszeitraumes unter diesem Mittel. Besonders sticht hier der Sommer 2003 hervor, während dem die Werte um bis zu 5° C über dem langjährigen Mittel liegen (siehe auch Koboltschnig u. a., 2003).

Auch der Temperaturdurchschnitt über die gesamte Periode 2002–2005 liegt mit $5.02^{\circ}C$ deutlich über dem der Normalperiode ($-5.47^{\circ}C$).

Methoden zur Messung der Luftemperatur

Die Messung der Lufttemperatur erfolgt im Einzugsgebiet in erster Linie über elektronische Messfühler. Das Problem bei diesem Verfahren zur Messung der Lufttemperatur ist das Ausschalten störender Einflüsse auf die Messung. Vor allem die Strahlung der Sonne kann zu einer starken Erwärmung des Messgerätes führen und damit zu falschen Messergebnissen. Durch die teilweise sehr hohe Intensität der Sonneneinstrahlung im hochalpinen Raum ist daher die Abschattung des Sensors durch einen sog. Strahlungsschutz unbedingt notwendig. Abbildung 3.4 zeigt ein solches Gerät. Zusätzlich zu einem Strahlungsschutz kann die Messgenauigkeit auch durch eine Ventilation der Messvorrichtung erhöht werden. Diese gewährleistet einen regelmä-Bigen Zustrom von frischer Luft zur Messsonde, wodurch verhindert wird, dass sich im Gerät gestaute Luft erwärmt und wiederum die Ergebnisse verfälscht. Dieser Störeffekt macht sich in erster Linie an windstillen Tagen mit hohem Strahlungseintrag bemerkbar. Diese Vorkehrung hat jedoch in der Regel einen hohen Bedarf an elektrischer Energie und ist in erster Linie bei niedrigen Temperaturen sehr störungsanfällig. Dadurch kommen solche Stationen in der Regel nicht ohne externe Stromversorgung und hohen Wartungsaufwand aus. Das Temperaturmessnetz am Hohen Sonnblick hat daher nur eine ventilierte Temperaturmessung direkt am Observatorium, wo diese Umstände kein Problem darstellen.



Abbildung 3.4: Elektronischer Temperaturfühler mit Strahlungsschutz

Das Messnetz zur Erfassung der räumlichen Verteilung der Temperatur besteht aus insgesamt zehn Messstationen. Für das Goldbergkees relevant sind dabei drei Messpunkte. Am Sonnblick-Observatorium wird mit mehreren verschiedenen Messgeräten die Lufttemperatur aufgezeichnet. Die zur Verfügung stehenden Daten stammen aus der oben schon erwähnten strahlungsgeschützten und ventilierten Sonde und können daher vom Standpunkt der Messtechnik als ausgesprochen zuverlässig angesehen werden. Ein weiteres Messgerät befindet sich am nördlichen Rand des Einzugsgebietes in der Rojacherrinne. Die dritte Sonde ist am Gebietsauslass, an der Pegelmessstelle installiert. Die beiden letzteren Geräte sind nur mit Strahlungsschutz ausgeführt. Zudem wird an diesen Punkten erst seit Sommer 2004 die Lufttemperatur gemessen, sodass sie für eine Modellierung der Schmelzperioden 2003 und 2004 nicht zur Verfügung stehen.

3.3.2 Niederschlag

"Zum Niederschlag zählen alle Kondensationsprodukte, die aus der Atmosphäre zum Boden gelangen." (aus Maniak, 2005). Zusätzlich werden zum Niederschlag Tau, Nebel und Reif gerechnet, sofern sie einen Beitrag zur Wasserbilanz an der Erdoberfläche leisten. Je nach Erscheinungsform lässt sich eine Unterscheidung in

- festen Niederschlag (Schnee, Graupel, Hagel, Reif)
- flüssigen Niederschlag (Regen, Nebel, Tau)

treffen.

Messmethoden zur Erfassung des Niederschlages

Vom hydrometrischen Standpunkt ist Niederschlag durch die Grenze der Messbarkeit bestimmt. Dabei werden Wassermengen von mehr als $0.5l/m^2 = 0.5mm/m^2$ als Niederschlag bezeichnet. Ereignisse mit einer Spende unter diesem Wert werden als *Niederschlagsspuren* bezeichnet und in den Datenaufzeichnungen mit dem Wert 0.0 versehen. Insofern kann bei Niederschlagsdaten ein Unterschied zwischen *kein Niederschlag* und einem Niederschlag von 0.0 bestehen.

Üblicherweise wird jede Art von Niederschlag, flüssiger als auch fester, in Wasseräquivalenten quantifiziert und entweder in l Wasser pro m^2 oder in mm Wassersäule pro m^2 angegeben. Die Messungen am Sonnblick werden mit Totalisatoren, Niederschlagswaagen und Ombrometern durchgeführt. Problematisch ist dabei die Messung der festen Niederschläge. Vor allem die Beeinflussung der Geräte durch den Wind, etwa das Aus- oder Einwehen von Schnee und die Vereisung bei niedrigen Temperaturen führen zu fehlerbehafteten Ergebnissen. Rau (1993) beziffert die Messfehler auf 40-60%. Spezielle Vorrichtungen, wie Schneekreuze oder Windschutzschirme können bei starker Windeinwirkung die Qualität der Messung verbessern, doch ist nach wie vor von einer Beeinflussung der Messungen durch Schneeverwehung auszugehen. Einen hohen Grad der Zuverlässigkeit bieten beheizte Geräte. Wobei hier bei einer hohen zeitlichen Auflösung der Messung die Zeitverzögerung durch das Schmelzen des festen Niederschlages berücksichtigt werden muss. Ein anderer Faktor, welcher die Aufzeichnung von Niederschlagsmengen, im Speziellen von festen Niederschlägen, stark beeinflussen kann ist der Standort eines

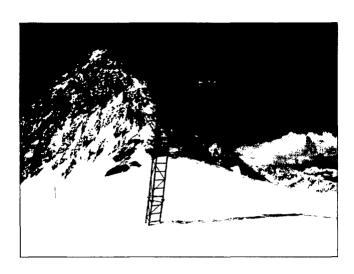


Abbildung 3.5: Messstation mit Ultraschallsonde für die Aufzeichnung der Schneehöhe

Messgerätes. Rau (1993) beschreibt eine ebene Fläche mit einem Durchmesser von etwa 100 m mit geringer Beeinflussung durch Wind als optimalen Standort für eine Messung des festen Niederschlages. Eine andere Art der Erfassung von winterlichen Niederschlägen besteht in der Messung der Mächtigkeit der Schneedecke. Im Gegensatz zur direkten Niederschlagsmessung sind hier die Verfahren meist sehr einfach und auch einigermaßen robust gegen Messfehler. Eine leichte Verfälschung der Daten kann durch eine Störung des bodennahen Windfeldes oder eine Beeinflussung des Energiehaushaltes der Schneedecke wegen der höheren thermischen Leitfähigkeit des Messgerätes zustande kommen. In der Regel sind diese Fehler aber zu vernachlässigen. Die Messung der Schneetiefe geschieht entweder über einfache Schneepegel, oder über Ultraschallmessgeräte, welche aus einer fixen Höhe die Laufzeit eines an der Schneedecke reflektierten Ultraschall-Signals messen und daraus auf die vertikale Distanz zum Gerät schließen. Aus der Differenz der Gerätehöhe und der gemessenen Distanz ergibt sich die aktuelle Schneemächtigkeit.

Aus mehreren Messungen der Schneemächtigkeiten kann die Entwicklung der Schneetiefe abgeleitet werden. Diese ergibt sich aus dem Zuwachs durch Niederschlag (in speziellen Fällen auch durch Sublimation) der Abnahme durch Schmelzen und Setzung. Vor allem der Neuschneezu-

wachs und die Setzung der Schneedecke stehen zueinander in einer engen Interaktion, sodass eine direkte Ableitung des Niederschlages aus der Schneemächtigkeit nicht möglich ist.

Klimatologische Charakteristika des Niederschlags

Untersuchungen am hohen Sonnblick zeigten, dass durchschnittlich 89% des Niederschlages in fester Form nieder gehen (Auer u. a., 2002). Der durchschnittliche Gesamtniederschlag während der Normalperiode 1961–1990 liegt bei 2680 mm/a. Die jahreszeitliche Verteilung zeigt einen eher ausgeglichenen Verlauf mit einem Minimum im Herbst und einem leichten Maximum im Sommer. Etwa 60% des Gesamtniederschlages fällt in der Sommerhälfte des Jahres, die restlichen 40% im Winter.

Bei der räumlichen Verteilung des Niederschlages spielen im Gebiet der Gletscher des Hohen Sonnblicks vor allem regionale Faktoren eine große Rolle. Deutliche Unterschiede finden sich in den Niederschlagssummen von Gebieten nördlich bzw. südlich des Alpenhauptkammes, wobei durch West- und Nordwestwetterlagen die Lagen nördlich des Alpenhauptgrates bevorzugt sind. Ein zweiter wesentlicher Faktor ist der Wind. Durch Verwehung des schon ablagerten Schnees, aber auch durch eine Beeinflussung der Ablagerung während eines Niederschlagsereignisses, kommt es zu einer nennenswerten Umverteilung der Schneemassen.

Eine Höhenabhängigkeit der Gesamtschneetiefe während der Akkumulationsphase ist in den höheren Lagen nicht wirksam. Für Schneepegel oberhalb von 2400 m konnte keine Korrelation mit der geodätischen Höhe festgestellt werden, obwohl dieser Effekt in den Tallagen sehr wohl zum Tragen kommen kann (Auer u. a., 2002, Kapitel 2.3).

Niederschlagsmessungen im Einzugsgebiet Goldbergkees

Für die vorliegende Arbeit standen die Daten mehrerer Niederschlagsschreiber zur Verfügung. Die wichtigste Quelle ist dabei eine beheizte Niederschlagswaage am Observatorium, welche Daten in hoher zeitlicher Auflösung und Qualität liefert. Die Nähe zum ganzjährig besetzten Observatorium ermöglicht eine sorgfältige Wartung und Kontrolle des Gerätes. Zusätzlich wurden mehrere Messstationen mit Totalisatoren im Projektgebiet errichtet, welche monatlich geleert und abgelesen werden (Koboltschnig, 2007).

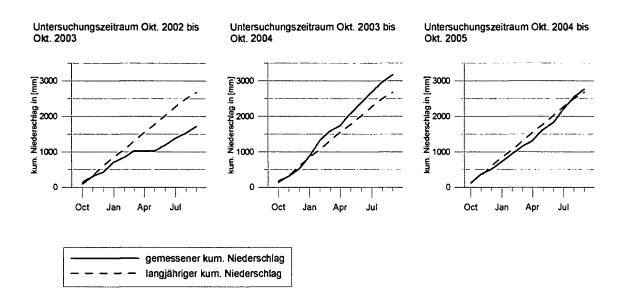


Abbildung 3.6: Kumulierte Monatssummen des Niederschlags während der modellierten Haushaltsjahre. Vergleich mit dem langjährigen Mittel der 30-jährigen Normalperiode (1961 – 1990)

Abbildung 3.6 stellt die gemessenen Niederschläge am Hohen Sonnblick im Vergleich zum langjährigen Mittel der Jahre 1961 – 1990. Es zeigt sich dass die Jahressumme des verzeichneten Niederschlages im Haushaltsjahr 2002/2003 deutlich unter dem Mittel liegt, während die beiden darauffolgenden Jahre den langjährigen Beobachtungen entsprechn, bzw. sogar darüber liegen. In allen drei Haushaltsjahren spiegelt sich ein leichter Jahresgang des Niederschlages mit einem stärkeren Anstieg der Summenlinie in den Winter- und in den Sommermonaten wieder. In den Werten der Normalperiode zeigt sich dieser Jahresgang nicht.

Schneepegelmessungen werden im Einzugsgebiet an sechs verschiedenen Standorten durchgeführt und monatlich erhoben. Außerdem werden jedes Jahr zum Zeitpunkt der maximalen Akkumulation (Anfang Mai) und zum Zeitpunkt der maximalen Ausaperung (Anfang Oktober) detaillierte Sondierungen zur Erhebung der Schnee- bzw. Eisdecke vorgenommen. Aus diesen Daten lassen sich Massenbilanzierungen für die Akkumulations- und Ablationsperiode, sowie für das gesamte Haushaltsjahr ableiten. Ein Haushaltsjahr beginnt dabei am 1.Oktober und en-

det zum gleichen Termin des Folgejahres, wobei zu diesem Zeitpunkt sämtliche Pegelstände eingenullt werden. Durch diese Konvention bleiben die Jahresbilanzen unbeeinflusst von den Ereignissen der vorangegangenen Jahre und eine Vergleichbarkeit wird hergestellt.

3.3.3 Abfluss

Eigenschaften und Bedeutung des Gebietsabflusses

Vergletscherte Einzugsgebiete sind bezüglich ihres Abflusses zumeist glaziale oder auch glazionivale Regime (Nachtnebel, 2004). Das heißt ein Großteil der Wasserspende am Gebietsauslass wird durch das Aufschmelzen der als Schnee oder Eis abgelagerten Niederschläge bereitgestellt. Je nach Größe und Höhenverteilung im Einzugsgebiet, wird der Abfluss auch durch den direkten Niederschlag beeinflusst. Dabei gilt: je größer die Einzugsgebietsfläche und je weiter die Spanne der Höhenzonen, desto komplexer wird die Abflussbildung, da die Anzahl der ursächlicher Faktoren zunimmt. Neben der Anzahl der Abflussminima- bzw. Maxima, gibt auch der Schwankungskoeffizient nach Pardé (SK) Aufschluss über die Art des hydrologischen Regimes.

$$SK(t) = \frac{MQ_{Monat}(t)}{MQ_{Jahr}}$$
(3.1)

mit MQ_{Monat} ... Mittlerer monatlicher Abfluss MQ_{Jahr} ... Mittlerer Jährlicher Abfluss

Das Goldbergkees-Einzugsgebiet ist gemäß dieser Klassifizierung ein einfaches glaziales Regime (Siehe Abbildung 3.7). Der mittlere Schwankungskoeffizient zeigt über das Jahr einen eingipfeligen Verlauf. Das späte Auftreten des Maximums im August ist dabei typisch für die glaziale Charakteristik des Einzugsgebietes. Im Gegensatz zu rein nival (d. i. durch Schneeschmelze) determinierten Regimes, verschiebt sich der Maximalabfluss bei glazialen Einzugsgebieten, je nach Grad der Vergletscherung, in die Sommermonate. Schon ein geringer prozentueller Anteil vergletscherter Fläche reicht aus um eine Verzögerung dieses Maximums um ein

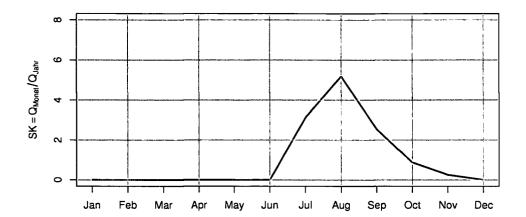


Abbildung 3.7: Schwankungskoeffizient nach Pardé. Gemittelt aus den Abflüssen der Jahre 2003 bis 2005

Monat zu erreichen. Grundsätzlich fällt in glazialen Regimes der Hauptanteil des jährlichen Gesamtabflusses in der Zeit von Juni bis Oktober an. Während dieser Schmelzperiode zeigt der Abfluss meist einen deutlichen Tagesgang mit stark unterschiedlich ausgeprägten Tagesminima und -maxima.

Jährliche Unterschiede im Abflussgeschehen entstehen zumeist durch die klimatischen Randbedingungen während der Schmelzsaison. Bemerkenswert ist dabei die Tatsache, dass in vergletscherten Gebieten Niederschlag und Abfluss in der Regel negativ korreliert sind. Während niederschlagsreichen Sommern werden Schmelzprozesse durch den geringen Strahlungs- und Wärmeeintrag in der Regel nur in geringem Maße stattfinden. Gleichzeitig wird der Teil des Niederschlages, der in fester Form nieder geht gespeichert werden. In Sommern mit wenigen Niederschlagstagen und gleichzeitig einem hohen Energieeintrag durch Strahlung werden Schmelzprozesse forciert und viel Wasser freigesetzt. Aus diesem Grund können Gletscher eine Pufferwirkung auf ein größeres Einzugsgebiet haben und bezüglich jährlichen Schwankungen

eine stabilisierende Wirkung auf den Abfluss ausüben.

Neben Schmelze und Niederschlag ist für die Abflussentstehung vor allem die Translation des Wassers vom Punkt des Eintrittes in das Translationsgeschehen bis zum Gebietsauslass von großer Bedeutung. Die Bewegung des flüssigen Wassers durch eine Schnee, Altschnee oder Firndecke kann mit der Perkolation durch einen Bodenkörper verglichen werden. Der Schnee verhält sich dabei wie ein poröser Körper, durch den das Wasser annähernd homogen hindurchsickert. Stößt das Schmelz- oder Niederschlagswasser jedoch auf die Oberfläche eines geschlossenen Eiskörpers, wie der Eisdecke eines Gletschers, so ändern sich die Fließbedingungen. In Gletschereis gibt es kaum Poren durch die das Wasser sickern könnte. Luftgefüllte Hohlräume stehen untereinander nicht notwendigerweise in Verbindung. Dafür entstehen in einer glazialen Eisdecke durch mechanische Beanspruchung, ausgelöst etwa durch das Gletscherkriechen, Klüfte und Risse. An der Eisoberfläche anstehendes Wasser fließt daher entweder der Gravitation folgend an der Oberfläche oder wird durch präferentielle Wegigkeiten entlang von Klüften kanalisiert. In Senken oder Mulden kann das Eis aber auch als Aquifuge wirken über der sich das Wasser oberflächlich ansammelt. Ähnliche Phänomene können sich auch im Eiskörper ausbilden, wo sich dann Wasserkavernen ausbilden. Durch das flüssige Wasser wird gleichzeitig Energie in Form von Wärme in die Eisdecke eingetragen, wodurch es zu einem Schmelzen des Eises im Kontakt mit dem Wasser kommt. Dadurch entstehen an der Gletscheroberfläche häufig Karren und Rinnen. Im Gletscherkörper kann das zu einer fortschreitenden Erweiterung der als Wasserwegigkeiten in Anspruch genommenen Spalten und Klüfte führen. Die inhomogene Struktur des Gletschereises hinsichtlich seiner Eigenschaften als Aquifer sowie die dynamische Wechselwirkung des Wassers mit dem durchflossenen Medium machen es enorm schwierig den Wassertransport durch Gletschereis zu beschreiben.

Messmethoden zur Erfassung des Abflusses

Das Goldbergkees-Einzugsgebiet wird durch eine Pegelmessstation etwa 250*m* unterhalb der Gletscherzunge definiert. Der Pegel befindet sich am Auslauf eines kleinen Sees, an einer Stelle, wo das Wasser über eine natürliche Schwelle fließt, die dort durch den oberflächlich anstehenden Fels gebildet wird. Durch das massive Gestein unterliegt das Bachbett des Gletscherabflusses in diesem Fließabschnitt annähernd keinen Veränderungen. Diese Gegebenheit ermöglicht es aus

den Pegeldaten ohne periodische Korrektur des Pegelschlüssels die Fließmengen zu bestimmen.

Die eigentliche Messung des Abflusses erfolgt indirekt über den Wasserstand. Dieser wird mit einem sog. *Einperltopf* gemessen. Dabei wird an der Gerinnesohle ein Taucher montiert, der das offene Ende eines Luftschlauches trägt. Dieser ist an seinem anderen Ende mit einem Druckluftapparat verbunden, welcher kontinuierlich Luft in den Schlauch drückt. Nachdem der statische Wasserdruck danach trachtet Wasser durch das versenkte Ende in den Schlauch zu pressen muss genau dieser Wasserdruck im Gerät aufgebracht werden um den Schlauch trocken zu halten bzw. um Luft aus dem Ende am Taucher ausperlen zu lassen. Durch eine Messsonde kann dieser Druck bestimmt und damit auf die Wassertiefe geschlossen werden.

Über den Pegelschlüssel, das ist das empirisch bestimmte Verhältnis aus Wasserstand und Abfluss, kann aus den Daten des Einperltopfes auf den Wasserdurchsatz im Profil geschlossen werden. Das Pegelprofil wird üblicherweise durch mehrere Fließgeschwindigkeitsmessungen bei verschiedenen Wasserständen ermittelt.

Durch die tiefen Temperaturen im Winter kommt es während dieser Zeit zu einer Vereisung des Pegels, welcher dann keine Daten liefert. Dieser Geräteausfall ist im Winter nicht erheblich, da während der Akkumulationsperiode ohnehin nicht mit einem Auftreten von Abflusswasser am Gebietsauslass zu rechnen ist. Im Spätherbst, wo es zu einem erneuten Aufschmelzen bereits gefallener Schneemengen kommen kann, und im Frühjahr, zu Beginn der Schneeschmelze muss dieser Ausfall jedoch in Kauf genommen werden, da die Beheizung der Station durch eine autonome Energieversorgung nicht realisierbar ist. Außerdem könnte eine Beheizung lediglich die Beeinflussung durch geringfügiges Gefrieren, nicht aber durch Vereisung des gesamten Abflussweges, wie es zu Beginn der Schmelzperiode der Fall ist, ausschalten.

Durch diese Einschränkungen, die ein hochalpines Einzugsgebiet der Hydrometrie auferlegt, sind Messungen des Abflusses zumeist nur von Mitte Juli bis Oktober verfügbar. Die Termine von Auftauen und Einfrieren des Abflusses können sich je nach saisonalen Bedingungen um zwei bis drei Wochen verschieben.

Hinsichtlich der Schmelzprozesse lässt sich die Ablation in mehrere Phasen einteilen:

- Zu Beginn der Ablation kommt es zu einem Abbau der Schneedecke. Der Abfluss wird während dieser Phase fast gänzlich durch Wasser aus der Schneeschmelze gespeist.
- In der zweiten Phase kommt es zu einer Ausaperung des Gletschers an bestimmten Lagen, in denen die Schneeschmelze besonders begünstigt ist. Die dort einsetzende Eisschmelze trägt ebenfalls zum Abfluss bei.
- Am Ende der Ablationsperiode dominieren die Eisschmelze, sowie der Eintrag von Wasser durch Regen das Abflussgeschehen. Durch abnehmende Lufttemperatur und Strahlungseintrag verringert sich jedoch das Volumen des gesamt anfallenden Wassers.

3.3.4 Relative Luftfeuchtigkeit

Die relative Luftfeuchtigkeit ist definiert als Verhältnis des in der Luft tatsächlich vorhandenen Dampfdruckes $p_{v,meas}$ zum maximal möglichen Dampfdruck $p_{v,max}$.

$$rel.Hum. = \frac{p_{v,meas}}{p_{v,max}} \tag{3.2}$$

Der maximal mögliche Dampfdruck wird auch Sättigungsdampfdruck genannt. Ein ideales Gasgemisch bei Sättigungsdampfdruck befindet sich gemäß dem Gesetz von Dalton in dem Zustand mit einem maximalen volumetrischen Anteil an Wasserdampf. Dieser maximale Anteil an Dampf, den ein Luftpaket aufnehmen kann ohne dass Wasser ausfällt, ist von der Temperatur der Luft abhängig. Bei Temperaturen unter 0°C hängt der Sättigungsdampfdruck zusätzlich davon ab ob das Wasser-Dampf Gemisch sich mit einer Wasser oder einer Eisoberfläche im Gleichgewicht befindet.

Die Messung der relativen Luftfeuchtigkeit beruht bei den meisten Geräten auf der Eigenschaft bestimmter Materialien sich bei zunehmender Feuchte auszudehnen. Die Geometrie solcher Materialien an der Luft indiziert demnach die aktuelle Feuchte der Luft. Durch messtechnische Methoden lässt sich dann auf die relative Feuchte schließen. Als Indikatormedium für dieses Prinzip lassen sich etwa Pferdehaare oder auch künstliche Fasern verwenden.

Die relative Feuchte zeigt einen deutlichen Jahresgang, der typischerweise invers zum Jahresgang der Tallagen ist. Im Gegensatz zu niederen Lagen befindet sich das Minimum der relativen Feuchte am Sonnblick-Gipfel Ende Oktober, während im Mai und Juni die höchsten Werte gemessen werden. Die jährliche Schwankungsbreite, also die Differenz zwischen Minimum und Maximum des langjährigen Durchschnittes ist etwa 15%. Der Tagesgang hingegen weist mit zunehmender Seehöhe eine starke Homogenisierung auf. Vor allem in der kalten Jahreszeit sind tägliche Schwankungen der mittleren relativen Luftfeuchtigkeit kaum ausgeprägt. Während den Sommermonaten kann es durch vertikale Luftzirkulation zu einem Eintrag von feuchter Luft aus den Talböden kommen. Dieses Phänomen bewirkt eine schwach ausgeprägte tägliche Periodizität der relativen Feuchte während der warmen Jahreszeit. Außerdem zeigt sich zwischen hohen Werten der relativen Feuchte und dem Niederschlag eine deutliche Korrelation. Im Allgemeinen wird davon ausgegangen, dass Niederschläge nur bei einer relativen Feuchte von mehr als 70% möglich sind. (Auer u. a., 2002)

Aus der relativen Luftfeuchtigkeit lässt sich bei Kenntnis des Sättigungsdampfdruckes der aktuelle Dampfdruck der Luft berechnen. Dieser Parameter ist bei vielen schneephysikalischen Prozessen eine zentrale Größe. So wird die Wasserdampfdiffusion durch die Schneedecke maßgeblich durch den Dampfdruck an der freien Atmosphäre bestimmt. Dieser Vorgang ist für sämtliche Umwandlungsprozesse des Schnees wichtig. Auch bei der Bildung von Oberflächenreif, dessen Kenntnis für die Abschätzung der Lawinengefahr einer Schneedecke interessant ist, ist der Dampfdruck ein wichtiger Parameter. Neben den Vorgängen in der Schneedecke beeinflusst die relative Luftfeuchtigkeit auch das Vermögen der Atmosphäre langwellige Strahlung zu emittieren. Damit ist die relative Feuchte hinsichtlich der langwelligen Strahlungsbilanz der Erdoberfläche (Siehe Abschnitt 3.3.6) ebenfalls von Bedeutung.

3.3.5 Wind und Windgeschwindigkeit

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen meteorologischen und hydrologischen Parametern handelt es sich beim Wind eigentlich nicht um eine skalare Größe, sondern um einen dreidimensionalen Vektor, welcher Richtung und Geschwindigkeit der bewegten Luftmasse an einem bestimmten Punkt anzeigt. Nachdem die zur Geländeoberfläche normale Komponente der Luft-

bewegung in der Regel etwa um eine Zehnerpotenz kleiner ist, als die Komponenten parallel zum Gelände, ist es in der Meteorologie üblich nur die (zweidimensionale) Richtung, sowie die Magnitude zu messen. Lediglich im Rahmen von Spezialuntersuchungen wird die sehr aufwändige Messung des dreidimensionalen Windfeldes vorgenommen. Eine weitere Eigenschaft des Windes, die dessen Messung erschwert ist dessen hohe Variabilität. Bei Winden mit starker Böigkeit können sich Windspitzen und geringe Windgeschwindigkeiten innerhalb kurzer Zeiträume abwechseln. Auch die Windrichtung zeigt normalerweise bei der Messung eines einzelnen Ereignisses eine starke Streuung. Aus diesen Gründen werden als meteorologische Daten meist eine mittlere Windgeschwindigkeit sowie eine mittlere Windrichtung angegeben.

Aus den langjährigen Daten des Sonnblick-Observatoriums lässt sich für die Windgeschwindigkeit eine jährliche Schwankung ablesen. in den Monaten Oktober bis März werden dabei im Mittel die höchsten Werte gemessen. Die durchschnittliche Windgeschwindigkeit liegt während dieser Zeit über 6m/sec. In den Sommermonaten hingegen liegen die mittleren Monatswerte unter 5m/sec. Ein Tagesgang ist aus den Daten kaum ableitbar (Auer u. a., 2002).

Wind ist eine sehr skalenabhängige Größe. Je nach räumlicher Auflösung lassen sich verschiedene Arten von Winden festlegen. Als synoptische Winde werden großräumige Luftbewegungen bezeichnet, welche meist als Reaktion auf Druckgradienten in der freien Atmosphäre auftreten. Nahe der Erdoberfläche werden diese makroskaligen Erscheinungen durch die Topographie beeinflusst. Durch Reibung und Ablenkungen brechen sich die synoptischen Winde auf der Mesoskala zu kleinräumigen Windfeldern. Je inhomogener die topographischen Eigenschaften der Erdoberfläche beschaffen sind, desto größer kann dieser Unterschied werden. Aus diesem Grund kommt dieser Effekt speziell im Gebirge deutlich zum Tragen. Ein Phänomen, das sich über Gletschern häufig beobachten lässt, sind die sog. *katabatischen Winde*. Dabei kühlt die Luft über der Eisoberfläche ab und strömt der Gravitation folgend talwärts. Diese Gletscherwinde treten häufig im Sommern auf, in denen durch die allgemein hohe Lufttemperatur ein starker Gradient zur Temperatur der Gletscheroberfläche besteht. Durch den kalten Luftstrom entlang des Gletschers kommt es außerdem zu einer Verringerung der Schmelzrate während der warmen Jahreszeit, wodurch *katabatische Winde* häufig eine für den Gletscher konservative Wirkung ausüben.

Durch das bodennahe Windfeld kommt es bei steigender Windgeschwindigkeit zu einer zuneh-

menden Durchmischung der unteren Atmosphäre. Durch diese Mischung der Luftschichtung an der Erdoberfläche wird in der Regel das thermische Gleichgewicht zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche gestört und der Wärmefluss an dieser Grenzschicht verstärkt. Der Wind wirkt hinsichtlich der thermischen Prozesse daher meist als Beschleuniger. Eine weitere Beeinflussung der Oberflächenprozesse durch den Wind ist das sog. wind pumping. Darunter wird der aktive Austrag von Energie in Form von latenter Wärme aus dem Untergrund verstanden. Dieses Phänomen tritt vorwiegend dort auf, wo die Oberfläche eine geringe Dichte und hohe Porosität zeigt und der Wind damit in den Untergrund eindringen kann. Als Wasserdampf vorliegende latente Energie kann dabei durch die Luftbewegung dem porösen Medium entzogen werden. Bei einer Neuschneedecke kann dieser Wärmefluss bis zu 30% des gesamten Energieaustrages ausmachen.

Neben der Beeinflussung des Energiehaushaltes, verändert der Wind auch die physikalischen Eigenschaften einer Schneedecke selbst. Die mechanische Beanspruchung, hervorgerufen durch die Reibung der bewegten Luft an der Schneeoberfläche, führt zu einem Brechen der Schneekristalle, sowie zu einer Verdichtung der Oberfläche. Es kommt zu einem Verfilzen der einzelnen Kristalle, was in weiterer Folge zur Bildung einer verdichteten Schneeschicht an der Oberfläche führen kann. Diese Windharschbildung kann beispielsweise das Schmelzverhalten einer Schneeschicht wiederum maßgeblich beeinflussen.

Das bodennahe Luftfeld verursacht an der Erdoberfläche Reibungskräfte. Übersteigen diese Kräfte dabei einen gewissen Schwellenwert, so werden Schneepartikel aus der abgelagerten Schneedecke gelöst, im Luftstrom mitgerissen und je nach den strömungsmechanischen Bedingungen im Windfeld wieder abgelagert. Bei länger anhaltenden Windereignissen kann es so zur Umverteilung großer Schneemengen kommen.

3.3.6 Strahlung

Praktisch der gesamte globale Energieeintrag des Systems Erde-Atmosphäre stammt aus der von der Sonne emittierten Strahlung. Die mittlere Strahlungsleistung an der Grenzschicht zwischen Weltraum und Erdatmosphäre beträgt $1359.8W/m^2$. Dieser Wert wird auch als *Solarkonstante* bezeichnet. Nach dem Eintritt in die Atmosphäre wird diese Strahlungsenergie durch eine

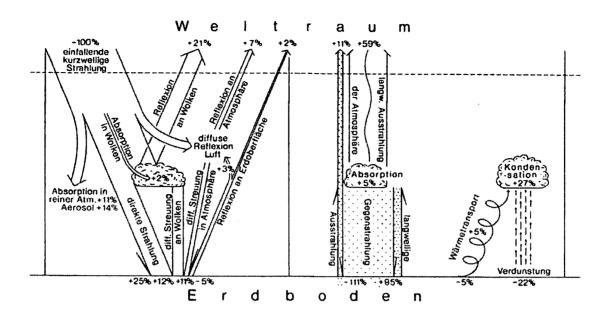


Abbildung 3.8: Allgemeine Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre (aus Weischet, 1988)

Vielzahl von physikalischen Prozessen umgesetzt und beeinflusst. Es kommt zu einer Beeinflussung sowohl in qualitativer als auch in quantitativer Hinsicht. Dabei kann sich die Intensität und Richtung, wie auch die spektrale Zusammensetzung der solaren Strahlung verändern.

Globalstrahlung

Ein Teil der Strahlung wird beim Durchgang durch die Erdatmosphäre durch diffuse Reflektion beeinflusst. Dabei kommt es zu einer Streuung der direkten Strahlung. Die Streuung ist nicht gerichtet und lenkt die elektromagnetischen Wellen in alle Richtungen ab, sodass ein Teil der abgelenkten Strahlung wieder in den Weltraum zurückgeworfen wird. Der Rest, welcher in Richtung der Erdoberfläche gestreut wird erreicht diese als sog. diffuse Himmelsstrahlung. Für die diffuse Reflexion sind die Luftmoleküle, in der Atmosphäre schwebende Wassertröpfchen und Eiskristalle sowie Partikel und Aerosole verantwortlich. Gemeinsam mit der direkten Sonnenstrahlung wird die diffuse Himmelsstrahlung oft als Globalstrahlung bezeichnet.

Ein bestimmter Anteil der Energie der Globalstrahlung wandelt sich in der Atmosphäre in Wärme um. Sowohl die molekularen Bestandteile der Luft als auch frei schwebende Wassertröpfchen und Feststoffe sind bei der Aufnahme von Strahlungsenergie aktiv. Durch die Absorption erhöht sich in der Regel die Temperatur eines Stoffes, diese Energieform wird als fühlbare Wärme bezeichnet. Die meisten in der Atmosphäre anzutreffenden Stoffe absorbieren jedoch nur bestimmte Spektralbereiche der eintreffenden Sonnenstrahlung. Daher handelt es sich um eine selektive Absorption. Wie viel Energie von einem Körper in einem Spektralbereich aufgenommen wird ist im Wesentlichen abhängig von den Stoffeigenschaften, der Oberflächenbeschaffenheit und dem Einfallswinkel in dem die Oberfläche von dem Strahl getroffen wird. Der Absorptionsgrad steht in starkem Zusammenhang mit den Reflexionseigenschaften einer Oberfläche.

Jener Strahlungsanteil, der in der Atmosphäre nicht absorbiert wird und durch die Streuung nicht in den Weltraum reflektiert wird, erreicht als eintreffende Globalstrahlung die Erdoberfläche. Abhängig von der betroffenen Fläche kommt es wiederum zu einer Veränderung der energetischen und qualitativen Eigenschaften der Strahlung. Die prinzipiellen Mechanismen sind dabei dieselben wie in der Atmosphäre.

Durch Reflexion an der Erdoberfläche wird ein Teil der Globalstrahlung an die Atmosphäre zurückgegeben. Das Reflexionsvermögen einer Oberfläche wird normalerweise durch dessen Albedo α ausgedrückt. Das ist das Verhältnis zwischen eintreffender und reflektierten Strahlung ($I_{incoming}$ und $I_{reflected}$) im Spektralbereich $0.35 \, \mu m - 2.8 \, \mu m$.

$$\alpha = \frac{I_{incoming}}{I_{reflected}} \tag{3.3}$$

Die Albedo eines Körpers ist durch eine große Anzahl von Faktoren beeinflusst, sodass sie sich je nach Oberflächeneigenschaften, Einfallswinkel der Strahlung, aber auch spektraler Zusammensetzung der einfallenden Strahlung verändern kann.

Wie die Atmosphäre besitzt auch die Erdoberfläche die Fähigkeit die eintreffende Strahlung energetisch zu absorbieren. Die Energie wird dabei in *fühlbare Wärme* umgesetzt, wobei der Grad der Umsetzung auch hier durch die stofflichen Charakteristika eines Materials bestimmt wird. Diese Eigenschaften bezüglich der *fühlbaren Wärme* werden physikalisch durch die *spezifische Wärme* sowie die *Wärmeleitfähigkeit* ausgedrückt. Die *spezifische Wärme* ist jene Energie,

die notwendig ist um eine Masseneinheit eines Stoffes um eine bestimmte Temperatur zu erhöhen. Sie wird meist in J/(K*g) angegeben. Die Wärmeleitfähigkeit quantifiziert das Vermögen eines Materials Wärme zu transportieren. Sie gibt an wie viel Wärme durch eine bestimmte Fläche, bei einem konstanten Temperaturgradienten fließt. Die Einheit ist J/(K*m*sec) bzw. W/(K*m).

Neben der Erwärmung eines Körpers gibt es aber auch noch andere thermodynamische Prozesse, die Strahlungsenergie umsetzen. Verändert ein Stoff seinen Aggregatzustand so ändert sich auch sein energetischer Zustand, ohne dass es zu einem Anstieg oder einer Verringerung der Temperatur kommt. An der Erdoberfläche sind es vor allem die Phasenänderungen des Wassers, die die Energiebilanz wesentlich mitbestimmen. Die Energie welche durch Verdunstung, Kondensation und Sublimation benötigt und freigesetzt wird, wird häufig als *latente Wärme* bezeichnet. Große Anteile der im Boden und in der Atmosphäre absorbierten Strahlung werden bei der Kondensation von Wasser konsumiert und liegen damit als latente Wärme in Form von Wasserdampf vor.

Die bisher besprochenen Wärmeströme bezogen sich alle auf ein statisches Medium. Im Falle von Flüssigkeiten, Gasen oder gemischten Medien ist jedoch die Bewegung von Massepaketen gegeneinander möglich. Zur rein molekularen Energieübertragung in Form von latenten und fühlbaren Wärmeströmung kommen die sog. turbulenten Flüsse. Dabei wird Energie mit der Massebewegung transportiert. Turbulente Wärmeflüsse spielen in der Natur bei porösen Medien wie dem Bodenkörper oder Schnee eine wichtige Rolle für den Energiehaushalt. Durch die Möglichkeit der freien Bewegung der Phasen zueinander können damit erhebliche Wärmemengen transportiert werden.

Langwellige Strahlung

Neben der Reflexion und Absorption von Globalstrahlung ist der Energiehaushalt der Erdoberfläche wesentlich durch die aktive Emission von Wärmestrahlung determiniert. Durch den Gehalt an fühlbarer Wärme wird jeder Körper zu einem Strahlungsemittenten. Die dabei ausgesandte Strahlungsenergie ist durch das Gesetz von Stefan-Boltzmann

$$S = \sigma T^4 \tag{3.4}$$

quantifiziert, wobei $\sigma=8.26$. $10^{-8}\,W/(m^2*K^4)$ als Stefan-Boltzmann Konstante bezeichnet wird. T ist die Temperatur des Emittenten in ° K und S die Strahlungsleistung in W/m^2 . In dieser Formulierung des Stefan-Boltzmann Gesetzes hängt die Leistung der Abstrahlung lediglich von der Temperatur eines Körpers ab. Diese Annahme trifft zu, wenn es sich bei dem Körper um einen sog. schwarzen Strahler handelt, das heißt, wenn alle Spektralbereiche der Strahlung in gleichem Maße emittiert werden. Schwarze Strahler kommen in der Realität jedoch nicht vor. Die Leistung eines natürlichen Strahlers ist in der Regel geringer, als jene welche sich durch die Stefan-Boltzmann Gleichung errechnete. Daher ist es notwendig für praktische Zwecke die Gleichung 3.4 um einen Emissionskoeffizienten ε zu erweitern.

$$S = \varepsilon \,\sigma \,T^4 \tag{3.5}$$

Die Emissivität ε muss empirisch bestimmt werden.

Bei den auf der Erdoberfläche vorkommenden Temperaturen deckt die Wärmestrahlung einen Wellenlängenbereich von etwa $3.5\,\mu m-100\mu m$ ab. Nachdem dieser Intervall deutlich über dem Spektralbereich der Globalstrahlung liegt wird die Wärmestrahlung auch oft als *langwellig* bezeichnet. Neben der Strahlungsbilanz der kurzwelligen Globalstrahlung ist für den globalen Energiehaushalt auch die langwellige Strahlung von großer Bedeutung. Beide Systeme sind über die Temperatur, aber auch über die von der Globalstrahlung beeinflussten Faktoren der Emissivität ε , aneinander gekoppelt.

Hinsichtlich der Aussendung langwelliger Strahlung ist die Erdoberfläche sehr inhomogen. Die Emissivität hängt in hohem Maße von den stofflichen Eigenschaften, der Rauhigkeit, dem Wassergehalt oder auch der Vegetation ab. Die räumliche Variabilität kann dabei sehr groß sein.

Die Emissivität der Atmosphäre wird durch den Gehalt von Wasserdampf, die momentane Bewölkung und die Präsenz diverser Gase wie CO_2 oder CH_4 bestimmt. Untersuchungen zeigen, dass die atmosphärische Emissivität $\varepsilon_{atm.}$ bei bedecktem Himmel ungefähr ein Maximum von 0.952 erreichen kann.

Strahlungseigenschaften einer Schnee- bzw. Eisoberfläche

Schnee- und Eisflächen zeigen sowohl beim Umsatz von kurzwelliger, als auch von langwelliger Strahlung ein typisches Verhalten. Zunächst hat frisch abgelagerter Neuschnee durch seine Struktur und die Form der Eiskristalle eine sehr hohe Albedo. Bis zu 95% der einfallenden Globalstrahlung können durch den Neuschnee reflektiert werden. Nach der Ablagerung setzen im Schnee Umwandlungsprozesse ein: Die Kristallstruktur beginnt sich zu verändern und durch Setzung nimmt der Porenanteil ab und der Schnee wird dichter. Damit verändert sich auch die Albedo. Innerhalb der ersten drei Tage nach einem Niederschlagsereignis verringert sich die Albedo der Schneeoberfläche um durchschnittlich 30%. Neben den metamorphen Veränderungen des Schnees wirken sich auch Veränderungen durch Schneeschmelze auf die Albedo aus. Eine Umwandlung des Kristallgitters bei Schmelzprozessen und der erhöhte Wassergehalt sind für einen Abfall der Albedo verantwortlich. Eis hat eine deutlich niedrigere Albedo als Schnee. Die Werte für Gletscheroberflächen sind üblicherweise 0.25 – 0.40, wobei Schwankungen der Gletscheralbedo weniger durch materielle Veränderungen des Eises entstehen. Gletschereis zeigt hinsichtlich seiner stoffliche Eigenschaften keine großen zeitlichen Variabilitäten. Einzig der Wassergehalt an der Oberfläche kann durch nennenswerte Schwankungen die Albedo verändern. Einen bedeutenderen Einfluss haben aber Verunreinigungen der Eisoberfläche durch Aerosole und Ablagerungen von Sedimenten aus dem Umland.

Ebenfalls durch seine Materialeigenschaften bedingt haben Schnee und Eis eine relativ hohe *Transmissivität* in den kurzwelligen Spektralbereichen, sodass die Globalstrahlung bei Schnee bis zu mehrere Dezimeter, bei Gletschereis bis zu mehrere Meter tief eindringen kann. Dies führt dazu, dass Globalstrahlung auch unter der Oberfläche absorbiert wird.

Schnee und Eis verhalten sich hinsichtlich der Emission von Wärmestrahlung annähernd als schwarze Strahler. Es kann daher für praktische Zwecke eine Emissivität von 1.0 angenommen werden. Während der Schmelzperiode, in der davon ausgegangen werden kann, dass Schnee und Eis eine konstanten Oberflächentemperatur von $272.15^{\circ} K$ bzw. $0^{\circ} C$ haben, entspricht das einer Abstrahlungsleistung im langwelligen Bereich von $315.6W/m^2$.

Strahlungsmessungen am Hohen Sonnblick

Strahlungsmessungen sind meistens sehr aufwändig. Vor allem dann, wenn einzelne Strahlungsarten getrennt gemessen werden sollen. Das Messprinzip bei einer Strahlungsmessung besteht im Aufzeichnen der Wärmewirkung der Strahlung. Am Sonnblick-Observatorium wird dafür ein Stern-Pyranometer eingesetzt. Das Messergebnis dieses Gerätes ist die über die Messzeit eingestrahlte Energie; also das Intergral der Einstrahlungsleistung über einen bestimmten Zeitraum (in der Regel 1 h) in kWh/m^2 oder J/m^2 . Aus diesen Ergebnissen lässt sich auf die durchschnittliche Einstrahlungsleistung pro Flächeneinheit rückrechnen. Mit dem Stern-Pyranometer lässt sich, je nach Ausrichtung des Messfeldes entweder die einfallende Globalstrahlung oder die am Boden reflektierte Globalstrahlung aufzeichnen. Wird am Gerät ein sog. Schattenring installiert, das ist ein halbkreisförmiges Metallband, das die Messfläche vor der direkten Sonneneinstrahlung schützt, so zeichnet das Stern-Pyranometer von der gesamt eintrefenden Globalstrahlung nur den Anteil aus der Himmelsstrahlung auf. Aus der Differenz einer Messung mit Schattenring und einer Messung ohne Schattenring lässt sich daher die direkte Sonnenstrahlung berechnen.

Abbildung 3.9 zeigt den mittleren Tagesgang der Globalstrahlung zu verschiedenen Jahreszeiten während der Normalperiode 1961 – 1990.

Das Messprinzip für die langwellige Strahlung ist dasselbe wie bei der Globalstrahlung. Lediglich ist die Messsonde im Wellenlängenbereich der Wärmestrahlung sensitiv. Eine Messung wird am Sonnblick-Observatorium nicht durchgeführt.

Zusätzlich zu der direkten Strahlungsmessung sind für den Sonnblick-Gipfel die Daten für die Sonnenscheindauer verfügbar. Dieser Parameter entspricht bis zu einem gewissen Grad der direkten Sonnenstrahlung. das Messprinzip ist aber geringfügig anders. Die Sonnenscheindauer wird am Observatorium mit einem Sonnenscheinautographen gemessen. Bei diesem Gerät wird die eintreffende solare Strahlung mit einem Brennglas gebündelt und auf einen Messstreifen aus Papier geworfen. Ist die Strahlungsleistung ausreichend so brennt der fokussierte Strahl eine Spur in das Papier. Der täglich auszuwechselnde Messstreifen wird anschließend ausgewertet, wobei die Genauigkeit $\frac{1}{10}h$ beträgt. Die Sonnenscheindauer wird für jede Stunde mit einem Wert von 0 bis 1 beschrieben. Die Ansprechschwelle dieses Gerätes liegt bei etwa $120W/m^2$. Zusätzlich zum Sonnenscheinautographen wird seit mehreren Jahren ein automatisches Messsystem

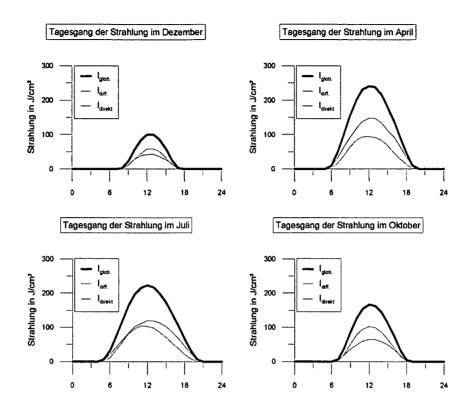


Abbildung 3.9: Intensität und Zusammensetzung des Tagesganges der Globalstrahlung sowie deren jahreszeitlicher Verlauf am Hohen Sonnblick (Daten der 30-jährigen Normalperiode 1961 –1990

für die Sonnenscheindauer betreiben. Diese automatische Messung funktioniert ähnlich wie die Strahlungsmessung über helligkeitsempfindliche Zellen.

Klimatologische Eigenschaften des Strahlungsganges am Hohen Sonnblick

Gemäß den himmelsmechanischen Gegebenheiten zeigt die Globalstrahlung einen charakteristischen Jahresgang. Dabei entfällt das Maximum selbstverständlich auf den Sommer, während im Winter durchschnittlich wesentlich weniger Strahlung am Sonnblick gemessen wird. Ebenfalls einen Jahresgang zeigt die Zusammensetzung der Globalstrahlung: Während in Herbst und Winter die direkte Sonnenstrahlung überwiegt, sind in der Zeit von Februar bis Juli die Anteile

aus der Himmelsstrahlung dominant (siehe Abbildung 3.9).

Beide Parameter, sowohl die Sonnenscheindauer, als auch die Globalstrahlung haben einen sehr eindeutigen Tagesgang. Die Maxima werden um die Mittagszeit gemessen, wobei das Maximum der Globalstrahlung oft nach 12h der Höchststand der Sonnenscheindauer eher vor 12h auftritt. Beide Parameter sind während der Nachtstunden selbstverständlich 0.

Energiebilanzstation

Im Rahmen der Diplomarbeit von Hynek (2007) wurde während der Periode von 25.7.2003 bis 2.10.2003 eine Energiebilanzstation am Goldbergkees betrieben. Ziel der Arbeit war es durch die Messung meteorologischer Parameter sowie der Strahlungsflüsse die Energiebilanz für diese Schmelzperiode rekonstruieren zu können. Als Messpunkt wurde eine Stelle nahe des Gletschertores am unteren Boden des Goldbergkeeses gewählt, an dem üblicherweise hohe Schmelzraten auftreten.

An der Energiebilanzstation wurde unter anderem ein Lufttemperaturprofil mit mehreren Temperaturmesssonden in unterschiedlichen Höhen gemessen. Die Globalstrahlung wurde mit einem Stern-Pyranometer (Siehe Abschnitt 3.3.6) und die Gesamtstrahlung (langwellige Strahlung + Globalstrahlung) mit Hilfe eines Pyrradiometers erfasst. Beide Strahlungsmessungen erfolgten jeweils als Bilanzmessung; das heißt es wurde mit zwei unterschiedlich ausgerichteten Sonden gemessen, wodurch sowohl die einfallenden als auch die reflektierten Strahlungsflüsse erfasst werden konnten. Aus der Differenz zwischen Pyrradiometerdaten und Sternpyranometerdaten konnte direkt auf die langwellige Strahlungsflüsse geschlossen werden. Gleichzeitig ergibt sich aus der Differenz zwischen den auf- und dem abwärts ausgerichteten Geräten die Bilanz (eingehende Strahlung – ausgehende Strahlung) der jeweiligen Strahlungsart. Durch diese Messaufstellung konnte die Strahlungsbilanz hinlänglich bestimmt werden.

Durch die begrenzten Dauer der Messungen der Energiebilanzstation konnten die Daten für die mehrjährige Modellierung der Oberflächenprozesse im *Goldbergkeesgebiet* nicht herangezogen werden. Als Bewertungsgrundlage für die im nachfolgenden Abschnitt diskutierten Parametrisierung der langwelligen Strahlung jedoch kam ihnen große Bedeutung zu.

3.3.7 Parametrisierung der langwelligen Strahlung

Nennenswerte Energiebeträge zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche können in Form von langwelliger Strahlung ausgetauscht werden. Abhängig von den äußeren Bedingungen kann die langwellige Abstrahlung einer Schneedecke bis zu $350W/m^2$ betragen. Eine genaue Kenntnis dieser Ströme ist daher für die Bilanzierung des Energiehaushaltes in diesem System notwendig. Für die Interaktion zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre sind zwei gegenläufige Energieflüsse relevant. Einerseits die vom Erdboden ausgesandte langwellige Strahlung, andererseits die atmosphärische Gegenstrahlung (siehe Abbildung 3.8 und 2.2). Nachdem für die langwellige Strahlung keine Messungen vorliegen müssen diese Größen unter Zuhilfenahme anderer Messungen parametrisiert werden.

Die Abstrahlung der Erdoberfläche ist durch die Temperatur und durch die stofflichen Eigenschaften der Oberfläche (ausgedrückt als Emissivität ε) determiniert. Bei einer Betrachtung von Oberflächenprozessen sind diese Parameter meist eindeutig definiert; dadurch kann die ausgehende langwellige Strahlung der Fläche jederzeit bestimmt werden.

Die Gegenstrahlung der Atmosphäre ist gemäß dem erweitereten Stefan-Boltzmann Gesetz (Siehe Gleichung 3.5) von der Lufttemperatur und einer empirisch zu bestimmenden atmosphärischen Emissivität ε_{atm} abhängig. Im Gegensatz zur Erdoberfläche, welche (idealisiert) eine strahlende Fläche darstellt, handelt es sich bei der Atmosphäre um einen emittierenden Körper. Sowohl Temperatur als auch Emissivität ändern sich in der Atmosphäre mit der Höhe. Doch auch der Grad der Bewölkung, die relative Feuchte und die stoffliche Zusammensetzung der Luft können die Abstrahlungsleistung stark beeinflussen. Ohmura (2001) konnte durch Untersuchungen der vertikalen Struktur der Atmosphäre zeigen, dass die am Boden eintreffende Langwellenstrahlung zu rund 37% aus den untersten 10m und zu etwa 70% aus den untersten 100m der Atmosphäre stammt. Die Abnahme des Einflusses auf die Erdoberfläche erfolgt dabei logarithmisch, sodass die Luftschichten oberhalb von 1000m kaum noch einen Beitrag zur langwelligen Strahlungsbilanz am Boden leisten. Durch diese Dominanz der unteren Luftschichten scheint es gerechtfertigt für die Temperatur die Daten bodennaher Messstationen als repräsentativ anzusehen.

Dagegen gibt es für ε_{atm} keine Möglichkeit der direkten Messung. Die Herleitung erfolgt daher

vielfach über empirische Verfahren. Eine Vielzahl von Arbeiten haben sich mit diesem Thema beschäftigt. Pirazzini u. a. (2000) gibt einen Überblick über die wichtigsten Formeln. Bei der Parametrisierung der atmosphärischen Emissivität haben sich drei Parameter als signifikant herausgestellt: die Temperatur T (die damit doppelt in die Berechnung eingeht), der bodennahe Atmosphärendampfdruck e und der Grad der Bewölkung N. Die von Pirazzini beschriebenen Verfahren schätzen zunächst die atmosphärische Emissivität bei wolkenlosen Bedingungen $\varepsilon_{atm,clear\ sky}$ ab. Erst in einem zweiten Schritt wird die Emissivität mit dem Einfluss einer eventuellen Bewölkung $\varepsilon_{atm,clouded\ sky}$ berechnet.

Für die vorliegende Arbeit war es notwendig eine geeignete Parametrisierung für die atmosphärische Gegenstrahlung zu finden. Es wurden zu diesem Zwecke mehrere der von Pirazzini zitierten Verfahren getestet um die Eignung für die Sonnblickregion zu überprüfen. Dazu wurde zunächst mithilfe der Verfahren aus den vorhandenen meteorologischen Messungen Datensätze für die atmosphärische Emissivität berechnet. Mit diesen Daten wurden mehrere Testläufe mit Alpine3D für die Periode von 25.7.2003 bis 2.10.2003 gerechnet. Die Ergebnisse dieser Berechnungen konnten mit den gemessenen Strahlungsdaten der Energiebilanzstation (siehe Kapitel 3.3.6) verglichen werden. Ein Vergleich mehrerer Ansätze zeigte, dass die *Formel von Brutsaert* (Brutsaert, 1975)

$$Lw \downarrow_{clear skv} = 1.24 (e/T)^{1/7} \sigma T^4$$
 (3.6)

die besten Resultate liefert.

Während der zweite Teil dieser Gleichung die *Stefan-Boltzmann Formel* (Siehe Gleichung 3.4) repräsentiert, wird durch den Term 1.24 $(e/T)^{(1/7)}$ die Emissivität der Atmosphäre bei unbedecktem Himmel $\varepsilon_{alm,clear\ sky}$ parametrisiert. T ist die Lufttemperatur und e der Dampfdruck im oberflächennahen Bereich; dieser kann aus der relativen Feuchte berechnet werden.

Bei bewölktem Himmel muss in einem zweiten Schritt $\varepsilon_{atm,clouded\ sky}$ aus $\varepsilon_{atm,clear\ sky}$ berechnet werden. Für die Verhältnisse am Sonnblick hat sich die folgende Formel als effizient erwiesen (aus Pirazzini u. a., 2000).

$$Lw \downarrow_{total} = \left[\varepsilon_{atm, clear \ sky}(1 - N^6) + 0.979 N^4\right] \sigma T^4$$
(3.7)

N ist der Bewölkungsgrad. Dieser kann durch synoptische Beobachtungsdaten direkt gegeben

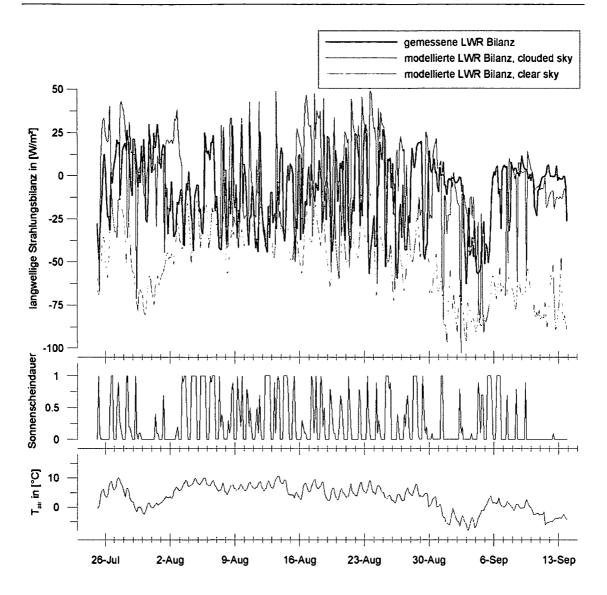


Abbildung 3.10: Parameterisierung der langwelligen Strahlung: Der oberste Plot zeigt dabei den eigentlichen Vergleich zwischen der Simulation und den Messungen (durch Hynek, 2007) der langwelligen Strahlungsbilanz. Zusätzlich ist die Strahlungsbilanz, welche sich ohne die Berücksichtigung des Bewölkungsgrad, also durch eine Berechnung von Lw↓ nach Formel 3.6, ergibt verzeichnet. Die beiden unteren Plots zeigen den Verlauf der Sonnenscheindauer und der Temperatur, den beiden wichtigsten Einflussfaktoren für die atmosphärische Gegenstrahlung.

sein. in der Regel wird N aber aus der Sonnenscheindauer P_{Sun} mit

$$N = 1 - P_{Sun} \tag{3.8}$$

hergeleitet. Ein theoretisches Problem ergibt sich durch die Messung der Sonnenscheindauer während der Nacht. Wird aus diesen Daten direkt nach Gleichung 3.8 auf die Bewölkung geschlossen, so würde sich für die Nachtstunden jeweils ein Bedeckungsgrad von 1.0 ergeben. Dieser Fehlschluss würde die Strahlungsbilanz stark verzerren. Durch geeignete Routinen kann diesem Umstand jedoch Rechnung getragen werden.

Mit den in dieser Weise gewonnenen Daten wurden mit *Alpine3D* die Strahlungsbilanz berechnet und mit den Daten der Energiebilanzstation verglichen. Eine graphische Darstellung dieser Gegenüberstellung zeigt Abbildung 3.10.

Im Mittel zeigt die modellierte Strahlungsbilanz eine geringe Abweichung von den Beobachtungen. Mittelwerte und Standardabweichungen der einzelnen Datenreihen sind in Tabelle 3.1 zusammengestellt. Es zeigt sich auch, dass die Korrektur um den Bewölkungsgrad eine deutliche

	Mittelwert	Standardabweichung
Lw \\\ \tau_{total,obs}	-17.89	25.32
Lw ↓↑total, model	-22.23	35.06
Lw ↓↑clear sky, model	-54.21	21.83

Tabelle 3.1: Gegenüberstellung der beobachteten und der berechneten Bilanzen für die langwellige Stahlung

Verbesserung der Modellergebnisse führt. Vor allem an Tagen mit geringer Sonnenscheindauer, und damit einer hohen atmosphärischen Emissivität und starker Gegenstrahlung, kann die Differenz zwischen $Lw\downarrow\uparrow_{clear\ sky,model}$ und der gemessenen Bilanz $Lw\downarrow\uparrow_{total,obs}$ bis zu $100\ W/m^2$ ausmachen. Dieser Fehler kann großteils durch die Bewölkungsgrad-Korrektur kompensiert werden.

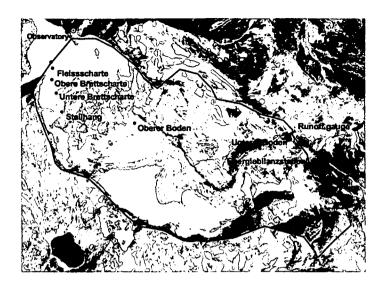


Abbildung 3.11: Pegelmessstellen am Goldbergkees. An den gezeigten Schneepegeln wird monatlich die Tiefe der Schneedecke abgelesen

3.4 Glaziologische Daten, Gletschermonitoring

Seit dem Jahr 1983 wird auf den Gletschern im Gebiet des Rauriser Sonnblicks ein intensives Gletschmonitoring betrieben (Auer u. a., 2002). Die Dokumentation der Veränderungen der Gletscher begann schon sehr viel früher und so gibt es seit dem Ende des 19. Jahrhunderts eine Serie fotographischer Aufnahmen, die die Entwicklung der Goldberggletscher dokumentieren. Aus den Fotographien lassen sich durch geeignete fotogrammetrische Verfahren detaillierte Aussagen über Ausdehnung und Länge der Eisfläche ableiten.

1983 wurde begonnen die Masseänderungen der drei Gletscher Wurtenkees, Goldbergkees und Fleißkees durch Messungen zu bestimmen. Dabei kommt ein Messnetz von Schnee- und Eispegeln zum Einsatz. Am Goldbergkees sind sechs fix montierte Schneepegel über die Gletscherfläche verteilt installiert. Abbildung 3.11 zeigt die Lage der einzelnen Pegelmessstellen im Untersuchungsgebiet. An den sechs Pegelmessstellen werden monatlich Werte ermittelt. Zusätzlich zu den Schneetiefenmessungen wird im Rahmen des Gletschermonitorings noch die Eisablation

mithilfe von Eis- bzw. Ablationspegeln gemessen. Die Ablesung dieser Pegel erfolgt in unregelmäßigen Zeitabständen, da diese Messung stark von der saisonalen Ausaperung der Gletscherfläche abhängt. Dabei kann es vorkommen, dass gewisse Pegelmessstellen über den Sommer hinweg von der Schneedecke nie freigegeben werden. Dadurch ist das Betreiben eines festen Messnetzes von Ablationsmessungen nicht möglich. Je nach klimatologischen Verhältnissen sind für eine Schmelzsaison etwa 15 bis 25 Eispegel verfügbar.

Für die Erfassung der Masseänderung der Sonnblickgletscher werden jährlich Winter- sowie Gesamtbilanzen erstellt. Dazu werden die Schnee- sowie die Eismenge zum Zeitpunkt der maximalen Ausaperung sowie zum Zeitpunkt der maximalen Winterakkumulation erfasst. Neben den Daten der oben beschriebenen Pegelstellen dienen zusätzliche Feldmessungen der glaziologischen Erfassung dieser Zustände. Die Feldmessungen werden jährlich Anfang Mai (maximale Winterakkumulation) und Ende September (maximale Ausaperung) durchgeführt. Zum Zeitpunkt der maximalen Akkumulation wird in den Feldmessungen die Schneeverteilung am Gletscher durch zahlreiche Sondierungen gemessen (Siehe Abbildung 3.12). Zusätzlich werden an 10 bis 20 Fixpunkten Schneeprofile gegraben, anhand derer neben der Mächtigkeit auch Dichte, Temperatur, der Aufbau sowie chemische Parameter der Schneedecke bestimmt werden. Die Erfassung der maximalen Ausaperung im Herbst besteht in einer Kartierung und Sondierung der Schnee- und Firnfelder sowie der Ablesung der Eispegel im schneefreien Bereich.

Durch Interpolation (Siehe Abschnitt 2.3.2) der Daten aus der Jahres- bzw. Winterbilanzmessung kann die räumliche Verteilung dieser Daten kartographisch dargestellt werden. Diese Karten bilden auch die Grundlage für die eigentlichen Bilanzierungen. Dabei ergibt sich die Jahresbilanz aus der Differenz zweier aufeinander folgender Herbstmessungen. Die Winterbilanz wird durch den relativen Schneemassenzuwachs während eines Winters bestimmt. Für die Jahre seit 1983 liegt eine durchgehende Inventarisierung der drei Sonnblickgletscher in Form von Pegelmessungen, Sondierungsdaten, Bilanzkarten, sowie den daraus ableitbaren zahlenmäßigen Massenbilanzen vor (Auer, 1995). Die Kenntnis der jährlichen Massenbilanzen ist für die Validierung von berechneten Schmelzraten von Bedeutung. Durch die detaillierte Aufnahme der Veränderungen im Massenhaushalt der Sonnblickgletscher bieten diese Messungen eine Grundlage für die Beurteilung punktueller aber auch verteilter Berechnungsergebnisse. Bei der Validierung flächenverteilter Ergebnisse, etwa dem Vergleich zwischen modellierten Ablationsmustern und der



Abbildung 3.12: Messpunkte einer Sondierungskampagne

kartographischen Darstellung der Jahresbilanz ist zu berücksichtigen, dass neben dem zufälligen Messfehler zusätzliche Ungenauigkeiten durch die Interpolation der Messungen in die Bilanzkarten eingetragen werden. Die Genauigkeit einer Schneepegelablesung liegt unter normalen Umständen bei etwa $5-10\,cm$, die Bestimmung der Schneedeckenmächtigkeit mit einer Sonde lässt eine Genauigkeit von $15\,cm$ zu. Durch die zur Kartenherstellung notwendigen Interpolationsalgorithmen (Kriging, IDW, ...) muss mit einem Fehler von etwa $\pm 30\,cm$ gerechnet werden (Siehe Abschnitt 2.3.2).

3.5 Bodenarten, Landbedeckung

Durch die Definition von Bodenarten bzw. Landbedeckungsklassen lassen sich bei der Berechnung von Oberflächenprozessen die verschiedenen Teilflächen eines Untersuchungsgebietes in unterschiedlicher Art und Weise ansprechen. Einzelnen Landbedeckungs- oder Bodenklassen werden verschiedene physikalische Parameter zugewiesen. Die Zuordnung einer Landbede-

ckungsklasse zu einer Fläche erfolgt in der Regel kartographisch. ²

Das Gebiet des Hohen Sonnblick weist aufgrund seiner hochalpinen Charakteristik keine große Varianz der Landbedeckung auf. Ein großer Anteil des Einzugsgebietes ist mit Gletschereis überdeckt. Sämtliche nicht-vergletscherten Flächen sind durch die unterschiedlichen Erscheinungsformen des oberflächlich anstehenden Fels geprägt. Je nach Verwitterungsgrad, Hangneigung und Höhenlage liegt das Felsmaterial in kompakter Form als Festgestein, mehr oder weniger stark geklüftete oder als Lockergestein vor. Durch die extremen Witterungsbedingungen und die teilweise starken Geländeinklination kommt es im gesamten Gebiet kaum zu Bodenbildung; eine Ausnahme bilden hier lediglich die kleine Flächen am unteren Gebietsrand, wo Gletschersedimente im Untergrund und gemäßigte mikroklimatische Bedingungen zum Aufbau eines Bodenkörpers führten.

Zur Erstellung einer Landbedeckungskarte für das Einzugsgebiet *Goldbergkees* wurden daher zwei primäre Landbedeckungsklassen deklariert (Siehe auch Abschnitt 2.3.1):

- Fels: Bezeichnet alle nicht-vergletscherten Flächen.
- Eis: Bezeichnet die vergletscherten Flächen. Eine weitere Unterteilung dieser Klasse in sekundäre Landbedeckungsklassen ist zur Modellinitialisierung notwendig und wurde schon in Kapitel 2.3.1 besprochen.

Beide Oberflächenformen sind bei der hydrologischen Modellbildung nicht unproblematisch. Sowohl in einer Eis-, als auch in einer Felsmatrix bilden sich sehr inhomogene Formen des Wassertransportes aus, welche schwer modellhaft zu beschreiben sind.

Für die Landbedeckungskarte, welche im Rahmen dieser Arbeit verwendet wurde, wurde als Grundlage ein Luftbild des Geländes herangezogen. Durch photogrammetrische Bearbeitung konnten die Gletscherflächen in digitaler Form verfügbar gemacht werden.

Auf Abbildung 2.4 im Abschnitt 2.3.1 ist die räumliche Verteilung der Landbedeckung im Einzugsgebiet zu sehen.

² Landbedeckung wird hier synonym für Landnutzung gebraucht, da dieser Terminus im Kontext der Arbeitet irreführend ist, in der es sich nicht um land- oder forstwirtschaftlich genutze Gebiete handelt. Daher wird hier die Verwendung des Ausdruckes Landbedeckung bevorzugt. Wie der Terminus Landnutzung sollen damit in physikalischer Hinsicht homogene Flächen bezeichnet werden.

Kapitel 4

Ergebnisse

Im folgenden Kapitel sollen die Ergebnisse der Modellierung des Einzugsgebietes *Goldbergkees* besprochen werden. Eine Analyse der Resultate wird dem in Abschnitt 2.3.2 beschriebenen Evaluierungskonzept folgend durchgeführt.

4.1 Modellierung punktueller Schneepegeldaten

4.1.1 Haushaltsjahr 2002/2003

In der Akkumulationsperiode des Winters 2002/2003 zeigt sich an allen sechs Schneepegeln eine Unterschätzung der Schneetiefe. Zum Jahreswechsel zeigen fünf Pegel Werte von mehr als 200 cm an. Ab Februar 2003 stagniert an den meisten Standorten die Schneetiefe bis April. Anfang Mai erreichte die Akkumulation ein Maximum, ab dem die Pegelstände rasch abnahmen. Die drei tiefer gelegenen Standorte ("Unterer Golgbergkeesboden", "Oberer Goldbergkeesboden", "Steilhang") waren ab Juli annähernd ausgeapert, an den drei höheren Pegelstellen erreichte die Schneetiefe im August ein Minimum.

In den modellierten Ganglinien findet sich das erste Maximum deutlich ausgeprägt bei allen Pegelstellen Anfang Februar. Eine gute Korrespondenz zur Messung findet sich an den Pegeln "Oberer Goldbergkeesboden", "Untere Brettscharte" und "Obere Brettscharte". In keiner der modellierten Ganglinien ist das Akkumulationsmaximum im Mai repräsentiert, was auf einen

systematischen Fehler in den meteorologischen Daten hinweisen könnte. Die anschließende starke Schneeschmelze beginnt daher bei allen Stationen bei einer zu niedrigen Schneetiefe, was bei allen Pegeln in einem zu frühen Ausapern des Standortes bewirkt. Die Geschwindigkeit der Schneeschmelze (d.i. die Neigung des absteigenden Kurvenastes) wird durch das Modell an einigen Stationen überschätzt.

4.1.2 Haushaltsjahr 2003/2004

Schon zu Beginn des Bilanzjahres bewirkten starke Niederschläge, dass die Schneepegel nach einem Monat schon im gesamten Gebiet mehr als $100\,cm$ Neuschnee verzeichneten. Der niederschlagreiche Winter führte zur Entwicklung einer Schneedecke mit Tiefen von bis zu $550\,cm$ ("Obere Brettscharte"). Schneeniederschläge im Mai führten dazu, dass an allen Stationen die maximale Schneetiefe Anfang Juni erreicht wurde. Die anschließende Schneeschmelze reichte nur bei vier der sechs Pegel ("Unterer Golgbergkeesboden", "Oberer Goldbergkeesboden", "Steilhang", "Untere Brettscharte") für eine vollständig Ausaperung aus.

Trotz eines kleinen Niederschlagsereignisses zu Beginn der Saison setzt der eigentliche Schneedeckenaufbau bei den modellierten Schneetiefen erst Ende November ein. Der schnelle Anstieg der Schneetiefe zu Saisonbeginn wird im Modell nicht wiedergegeben. Ein Messfehler oder ein Ausfall der Niederschlagswaage könnte hier die Ursache sein. Die weitere stufenweise Akkumulation wird jedoch bei den meisten Stationen gut wiedergegeben. Eine systematische Unterschätzung der Schneetiefe zeigt sich am Schneepegel "Unterer Goldbergkeesboden". Die Schneedeckenentwicklung an den Messstellen "Oberer Goldbergkeesboden" und "Obere Brettscharte" wird über den gesamten Jahresverlauf mit nur geringen Abweichungen wiedergegeben. Der hohe Messwert im September 2004 am Pegel "Brettscharte" könnte durch einen Lawinenabgang begründet sein. Bei fast allen anderen Stationen wird die Schneetiefe zu Saisonende leicht überschätzt.

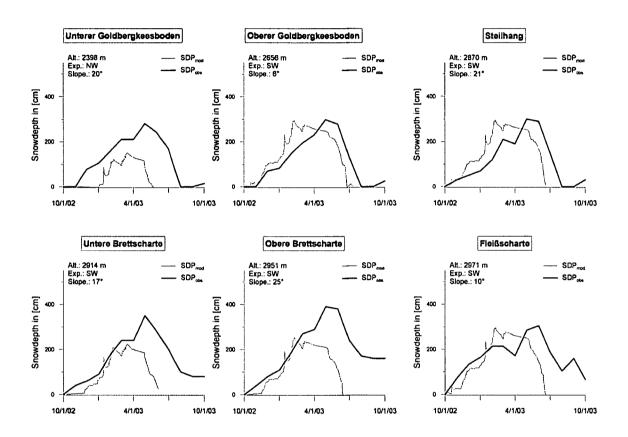


Abbildung 4.1: Schneepegeldaten 2002/2003; Vergleich zwischen Messung und Modellergebnissen

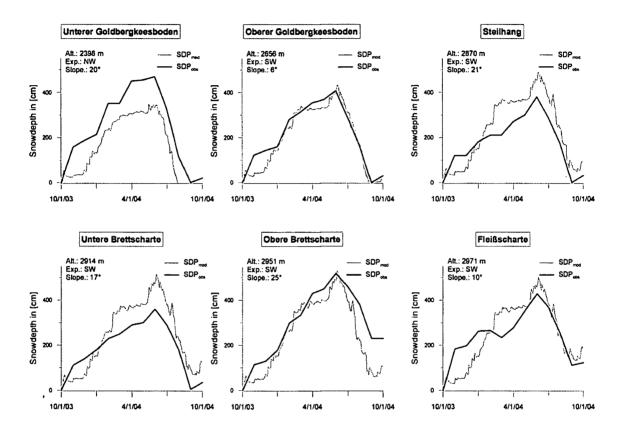


Abbildung 4.2: Schneepegeldaten 2003/2004; Vergleich zwischen Messung und Modellergebnissen

4.1.3 Haushaltsjahr 2004/2005

Die Akkumulation im Haushaltsjahr 2004/2005 beginnt vergleichsweise spät. Bis zum Jahreswechsel liegt die Schneetiefe an den tiefer gelegenen Stationen noch unter $100\,cm$. Bis zum Mai baut sich jedoch stetig eine $300\,cm-400\,cm$ mächtige Schneedecke auf. Die Schneeschmelze wird durch einzelne Schneefälle im Sommer unterbrochen. Nur zwei der sechs Stationen ("Unterer Goldbergkeesboden", "Oberer Goldbergkeesboden") werden während der Schmelzperiode schneefrei.

Die Entwicklung der Schneedeckenmächtigkeit wird im Haushaltsjahr 2004/2005 vor allem während der Akkumulationsphase sehr gut wiedergegeben. Einzig der Pegel "Unterer Goldbergkeesboden" wird systematisch unterschätzt. Für die restlichen Messstellen liegen die Abweichungen zwischen Simulation und Beobachtung innerhalb der Schwankungsbreite, die sich aus der Messungenauigkeit, der räumlichen Variabilität und anderen zufälligen Fehlerquellen ergibt.

Die Ablation wird durch das Modell jedoch überschätzt, sodass alle Stationen im Spätsommer zumindest kurz schneefrei werden.

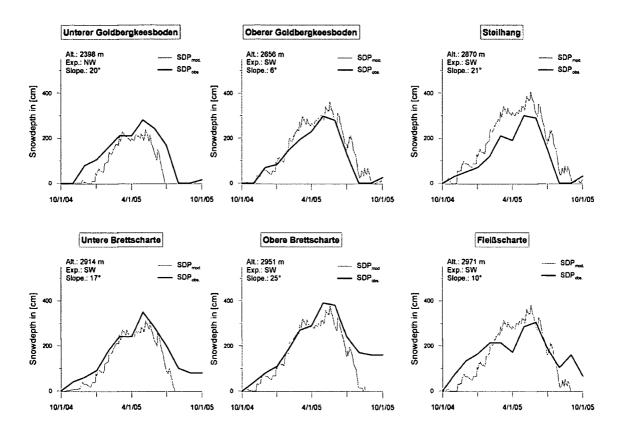


Abbildung 4.3: Schneepegeldaten 2004/2005; Vergleich zwischen Messung und Modellergebnissen

4.2 Modellierung der flächigen Verteilung des Schneewasseräquivalents

Die Jahresbilanzen, welche sich aus den Ablationsmessungen ableiten lassen, zeigen für das Goldbergkees eine sehr typische Verteilung. Grundsätzlich ist dabei festzustellen, dass in den höher gelegenen Gebietsteilen die Flächen positiver Bilanz (Akkumulation) überwiegen, während in niederen Lagen die Bilanz überwiegend negativ ist (Ablation). Die Zone mit ausgeglichener Bilanz (Gleichgewichtslinie) teilt beide Bereiche voneinander ab. Eine Analyse der Jahresbilanzen von Oktober 2002 bis Oktober 2005 zeigt, dass die Gleichgewichtslinie je nach den saisonalen Bedingungen ihren Verlauf erheblich ändern kann.

Gleichzeitig ist die Bilanz einer Fläche sehr stark von ihrer Exposition bzw. Strahlungsabschattung abhängig. Dadurch bleiben beispielsweise Bereiche im Südwesten des oberen Bodens bis in tiefe Lagen häufig Akkumulationsflächen, während höher gelegene Teile durch ihre Exposition oft eine negative Massenbilanz aufweisen. Zur Höhenabhängigkeit der Gleichgewichtslinie der Massenbilanz kommt daher auch eine deutlich Expositionsabhängigkeit.

Die drei im Rahmen dieser Arbeit betrachteten Haushaltsjahre weisen jeweils sehr unterschiedliche Charakteristika auf: In der Saison 2003/2004 resultierte aus einem niederschlagsschwachen Winter und vor allem aus einem extrem warmen Sommer der stärkste Massenverlust seit Beginn der glaziologischen Forschung am Goldbergkees (Koboltschnig u. a., 2003). Das Jahr 2003/2004 wiederum zeigt eine leicht positive Bilanz mit nur geringer Ablation an den strahlungsexponierten Flächen. In der darauf folgenden Saison 2004/2005 überwog die Ablation leicht, sodass die Gesamtbilanz negativ ausfiel.

In den Ergebnissen der Modellierung der Schneeschmelze, dargestellt als Jahresbilanz des Schneewasseräquivalents, zeichnen sich die charakteristischen Muster des Massenhaushaltes des Goldbergkees ab. Klar ersichtlich ist in allen drei Darstellungen die Höhenabhängigkeit der Massenbilanz einer Fläche. Ebenfalls sichtbar, aber nicht stark ausgeprägt, ist die verstärkte Akkumulation in abgeschatteten und strahlungsmäßig ungünstig exponierten Gebietsteilen. Die Gleichgewichtslinie verläuft zumeist klar entlang einer Höhenschichtlinie. Im Vergleich der einzelnen Saisonen zeigt sich auch, dass die Lage dieser Linie stark schwanken kann.

Allgemein bietet sich ein homogeneres Bild der Verteilung von Flächen an denen der Gletscher an Masse gewinnt und Flächen die eine negative Massenbilanz aufweisen.

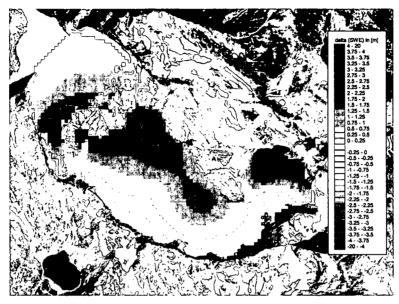
4.2.1 Haushaltsjahr 2002/2003

Das Haushaltsjahr 2002/2003 stellt durch den Sommer 2003 ein Extremereignis für die glaziologischen Forschungen am Sonnblick dar (Koboltschnig u. a., 2003).

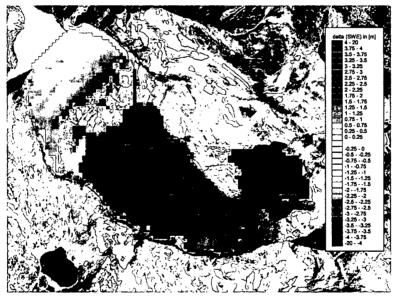
Entsprechend stark ist auch der gemessene Massenverlust des Goldbergkees während dieser Periode. Auf der gesamten Gletscherfläche konnte eine Abnahme der Gletschermasse festgestellt werden, sodass es während dieser Saison zu keiner Akkumulation kam. Entsprechend gab es auch keine positiven Beiträge zur Massenbilanz während dieses Haushaltsjahres.

Die stärksten Ablationsraten konzentieren sich auf drei Maxima (siehe Abbildung 4.4):

- Auf den niedrigsten Gletscherbereichen, in der Nähe des Gletschertores nahm das Schneewasseräquivalent um bis zu 4000 mm ab. Diese hohen Verlustraten ergeben sich durch die niedrige Seehöhe sowie einen starken Strahlungseintrag durch die südöstliche Exposition der Fläche.
- Großflächigen Massenverlusten wurden auf der nordöstlichen Hälfte des mittleren Boden gemessen. Während die südwestliche Hälfte des Plateaus durch den angrenzenden Grat gegen einen hohen direkten Strahlungseintrag geschützt ist, bewirkt vor allem Strahlungsexposition auf den restlichen Teilen eine verstärkte Schmelze.
- Der obere Gletscherboden weist die größten Massenverluste am südlichen Rand auf. Dieses Gebiet ist durch seine südöstliche Ausrichtung sowie die starke Geländeneigung stark strahlungsbegünstigt. Mott (2007) konnte außerdem nachweisen, dass jene Flächen stark durch Winddrift sowie präferentiellen Niederschlag beeinflusst sind. Beide Effekte bewirken geringe Akkumulationsraten in diesem Gebiet, wodurch auch die Gesamtbilanz stärker negativ ausfällt.



(a) gemessene SWE-Verteilung



(b) simulierte SWE-Verteilung

Abbildung 4.4: Änderung des Schneewasseräquivalent (SWE) im Haushaltsjahr 2002/2003: Vergleich zwischen Messung und Modellergebnissen

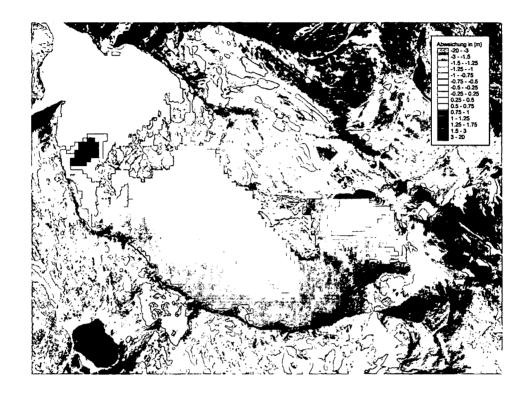


Abbildung 4.5: Änderung des Schneewasseräquivalent (SWE) im Haushaltsjahr 2002/2003: Differenz zwischen Messung und Modellergebnis

Ein reiner Vergleich der Ablationsmuster zeigt, dass die Schmelzmaxima sowohl am untersten als auch am mittleren Boden auch in der Simulation wiedergegeben werden. Die ausgeprägte Ablationszone am südlichen Rand des obersten Bodens wird durch die Modellierung kaum wiedergegeben. Gleichzeitig fällt auf, dass das Modell die Schmelze lokal leicht überschätzt.

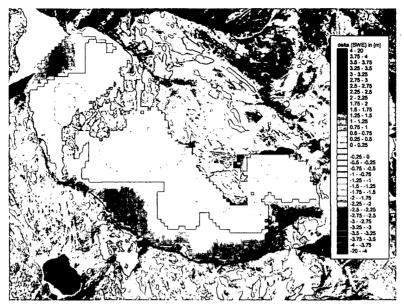
Eine direkte Beurteilung der berechneten Bilanz im Vergleich zu der beobachteten Masseänderung gibt der Differenzenplot in Abbildung 4.5. Aus der Darstellung der Abweichungen des Modells zu den Beobachtungen, lässt sich die Verteilung des Berechnungsfehlers ersichtlich machen.

Der Differenzenplot für die Bilanzierungen des Haushaltsjahres 2002/2003 zeigt, dass die oben beschriebenen Schmelzmaxima in hoher Qualität ($\pm 40\,cm$) wiedergegeben werden (siehe Abbildung 4.4). Die Massenbilanz der hochgelegenen Flächen des obersten Bodens wird ebenfalls gut erfasst; lediglich das Ablationsmaximum des obersten Bodens scheint in der Berechnung nicht auf.

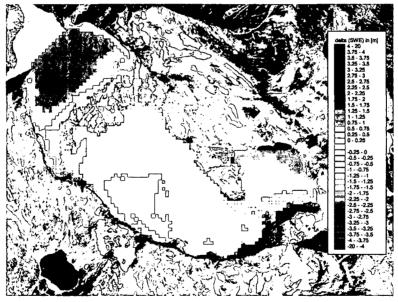
Die größten Abweichungen zwischen Beobachtung und Simulation der Massenbilanz treten in den Randbereichen der vergletscherten Fläche auf. Neben der oben bereits erwähnten Schneedrift bzw. präferentiellen Niederschlagsblagerung treten an diesen Stellen häufig Lawinenereignisse als Ursache für Veränderungen in der Schneeverteilung auf. Der südliche Rand des Untersuchungsgebietes weist durchwegs eine hohe Geländeneigung auf, wodurch Lawinenabgänge begünstigt werden. Dabei können größere Schneemengen in die flacheren Gebietsteile eingetragen werden. Durch Winddrift, wie auch die präferentielle Ablagerung wird zusätzlicher Schnee in diese Steilhänge eingeweht. Beide Effekte, Wind wie auch Lawinenabgänge beeinflussen auch die Massenbilanz des untersten Bodens und der Gletscherzunge, wodurch es auch hier teilweise zu Abweichungen zwischen Modell und Beobachtung kommt. Vor allem die Randbereiche sind es wieder, welche am stärksten betroffen sind.

4.2.2 Haushaltsjahr 2003/2004

Eine leicht positive Gesamtbilanz brachte das Haushaltsjahr 2003/2004.



(a) gemessene SWE-Verteilung



(b) simulierte SWE-Verteilung

Abbildung 4.6: Änderung des Schneewasseräquivalent (SWE) im Haushaltsjahr 2003/2004: Vergleich zwischen Messung und Modellergebnissen

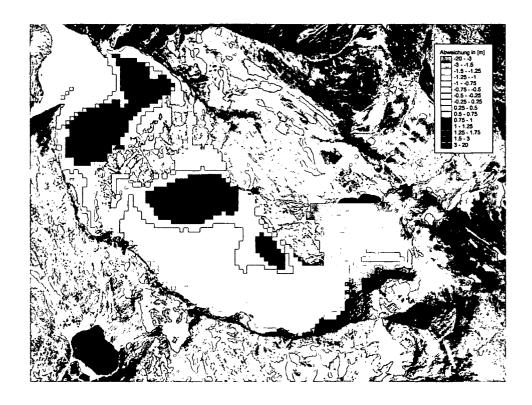


Abbildung 4.7: Änderung des Schneewasseräquivalent (SWE) im Haushaltsjahr 2003/2004: Differenz zwischen Messung und Modellergebnis

Die Ablation konzentrierte sich dabei wiederum auf jene drei Bereiche, in welchen auch im vorangegangenen Jahr die stärksten Schmelzraten gemessen wurden. Gleichzeitig erstreckten sich die Akkumulationszonen über jene Flächen, in denen im Jahr zuvor ebenfalls die geringsten Masseverluste verzeichnet wurden.

Die Messungen zeigen dass am südlichen Gebietsrand, wie auch in den höchsten Flächen Schnee während des Jahres akkumulierte.

Massenverluste traten wie auch im Jahr zuvor auf den mittleren Bereichen der Gletscherzunge, der nordöstlichen Hälfte des großen mittleren Gletscherbodens sowie in den steilen Hängen am Südende des obersten Bodens auf.

In der Berechnung wird der gesamte untere Bereich des Gletschers bis zu einer Höhe von etwa 2600 m als Ablationszone ausgewiesen. Flächen in höheren Lagen zeigen insgesamt keinen Verlust an Schnee- bzw. Eismasse. Die Bilanz des nördlichen mittleren Bodens, wie auch des südlichen oberen Bodens ist ausgeglichen bzw. leicht positiv.

Die Analyse der Abweichungen des Modellresultates von den beobachteten Werten zeigt ein ähnliches Bild wie im vorangegangenen Jahr 2002/2003. Die Ablation in den unteren Bereichen des Gletschers, sowie in den südlichen Randgebieten wird durch das Modell überschätzt. Zugleich wird in den höheren Lagen mehr Schnee akkumuliert als die Beobachtungen zeigten. Die beste Übereinstimmung zwischen Berechnung und Beobachtung zeigt sich am mittleren Boden.

Die hauptsächlichen Gründe für die lokalen Abweichungen sind auch hier wieder:

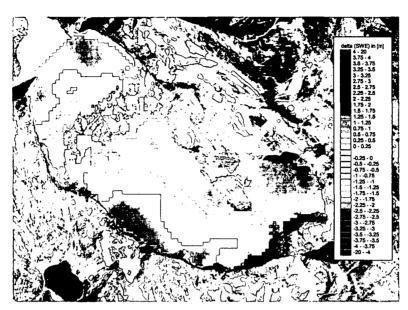
• Windverfrachtung: Als Folge der steilen Topographie bildet sich ein komplexes bodennahes Windfeld aus. Dadurch kommt es zu kleinräumigen Verlagerungen des abgelagerten Schnees. Mott (2007) weist darauf hin, dass an der südlichen Fleißscharte, in der Nähe der Goldbergspitze beständig Schnee vom benachbarten Fleißkees eingeweht wird. Zugleich wurde für den südlich angrenzenden Steilhang ein starker Austrag von Schnee nachgewiesen. Dem entsprechend kommt es bei der vorliegenden Modellierung zu einer Unterschätzung der Akkumulation an der windbegünstigten Fleißscharte und zu einer Unterschätzung der Ablation im oberen Steilhang.

- Präferentielle Ablagerung: Ähnlich wie der abgelagerte Schnee wird auch der Schneeniederschlag durch den Wind beeinflusst. Dadurch kommt es schon während des eigentlichen Niederschlagsereignisses zu einer inhomogenen Ablagerung. Die Verteilungsmuster dieser präferentiellen Deposition sind ähnlich wie bei der Winddrift.
- Verfrachtung durch Lawinenabgänge: Betroffen sind vor allem nördlich exponierte, steile Flächen. Lawinen beeinflussen vor allem die südliche Flanke des mittleren Bodens sowie die Randbereiche der Gletscherzunge. Schnee wird dabei aus den angrenzenden Felshängen in die Randbereiche des Gletschers eingetragen. Dadurch schlagen sich Lawinenereignisse meist in einer verstärkten Akkumulation an den Gletscherrändern nieder.
- Inhomogene Niederschläge: Neben der präferentiellen Ablagerung, welche die Niederschlagsverteilung kleinräumig beeinflusst, kann es auch durch mikrometeorologische Effekte zu ungleichmäßigen Niederschlägen im Gebiet kommen. Staulagen oder Fön sind Beispiele für diese mesoskaligen Phänomene.

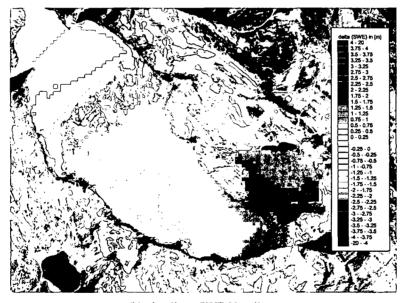
4.2.3 Haushaltsjahr 2004/2005

Aus den Messungen für die Saison 2004/2005 resultiert ein sehr ähnliches Bild der Ausaperungsmuster, wie auch schon im vorangegangenen Haushaltsjahr 2003/2004. Die Bilanz für die gesamte Saison ist leicht negativ, der Gletscher hat also geringfügig an Masse verloren. Die Abschmelzung konzentrierte sich dabei auf den unteren Boden, die nordöstliche Hälfte des mittleren Bodens und einen kleinen Teil im südlichen Bereich des obersten Bodens. Eine positive Massenbilanz wurde am oberen Boden und in den abgeschatteten südwestlichen Teilen des mittleren Bodens gemessen.

Schon die Auswertung der simulierten Schneetiefenentwicklung (Vgl. Kap. 4.1, Abb. 4.3) weist darauf hin, dass die saisonale Massenbilanz für 2004/2005 tendenziell unterschätzt wird. Die Darstellung der berechneten Ausaperungsmuster zeigt, dass im Modell nur ein kleiner Teil des Gebietes zur saisonalen Akkumulation beiträgt, während die meisten Flächen eine negative Massenbilanz aufweisen. Die Gleichgewichtslinie folgt dabei annähernd genau der 2900 m Kote. Der obere Boden, welcher auch gemäß den Beobachtungen die größte Akkumulationszone darstellt,



(a) gemessene SWE-Verteilung



(b) simulierte SWE-Verteilung

Abbildung 4.8: Änderung des Schneewasseräquivalent (SWE) im Haushaltsjahr 2004/2005: Vergleich zwischen Messung und Modellergebnissen

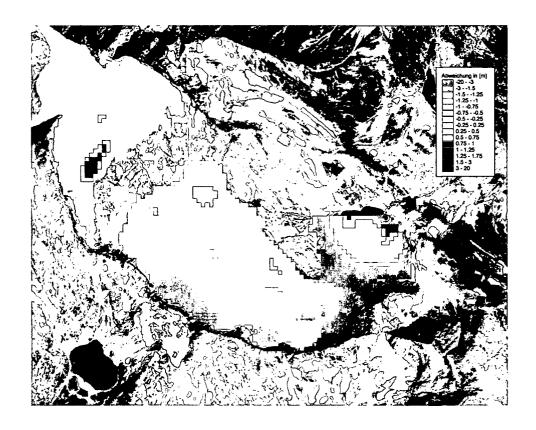


Abbildung 4.9: Änderung des Schneewasseräquivalent (SWE) im Haushaltsjahr 2004/2005: Differenz zwischen Messung und Modellergebnis

wird durch das Modell sehr gut wiedergegeben. Jene Flächen die am mittleren Gletscherteil negativ zur Massenbilanz beitragen werden im Modell ebenfalls gut repräsentiert. Die Zehrgebiete am Südrand jedoch zeigen in der Simulation eine zu starke Ablation. Am untersten Gletscherbereich verhält es sich ähnlich. Die Massenbilanz der starken Ablationszonen im Zentrum dieses Plateaus kann mit hoher Genauigkeit berechnet werden. Die Randzonen dieses Bereiches, an denen der Massenverlust weniger stark ausfällt, zeigen eine größere Abweichung der Modellresultate zu den Beobachtungen.

4.3 Modellierung der Abflussganglinie am Gebietsauslass

Als drittes Evaluierungskriterium standen Messungen des stündlichen Abflusses am Gebietsauslass zur Verfügung. Anhand des Vergleiches zwischen gemessenem Abfluss und den modellierten Werten lässt sich die Wiedergabe von Schnee- und Eisschmelzprozessen in Alpine3D sowie die Leistung des *Runoff-Moduls* bewerten.

Gemäß des Evaluierungskonzepts (Siehe Abschnitt 2.3.2) werden Mittelwerte und Standardabweichung der beiden Datenreihen gegenüber gestellt. Eine zusätzliche Bewertungsgrundlage liefern die Modelleffizienzparameter R^2 , $\log R^2$, eV und $\log eV$.

4.3.1 Schmelzperiode 2003

Die Abflussmessungen für die Schmelzperiode 2003 setzen am 8. Juli ein. Nach einer kurzen Anlaufperiode von etwa einer Woche ist am Pegel ein durchschnittlicher spezifischer Durchfluss von etwa 1.3 mm/h erreicht. Bis Ende August bleibt der Wert auf diesem sehr hohen Niveau. Die täglichen Schwankungen dabei sind beträchtlich und können an einzelnen Tagen bis zu 3 mm/h und mehr erreichen. Ab Anfang September gehen die gemessenen Pegelstände drastisch zurück. Zugleich ändert sich die Abflusscharakteristik. Die Ganglinie entspricht einem einheitlichen Basisabfluss, der nur gering durch tägliche Schwankungen überlagert ist. Wenige einzelne Abflussspitzen führen zu einer nennenswerten Steigerung der Wasserspende. Diese Charakteristik der täglichen Abflüsse äußert sich auch im Verlauf des kumulierten Abflüsses. Nach einem

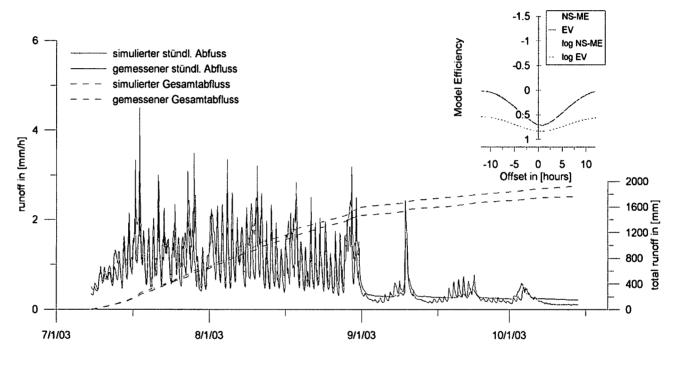


Abbildung 4.10: Abflusssperiode 2003: Vergleich der Modellresultate mit den Beobachtungen; Darstellung der Modelleffizienz

	Beobachtete Werte	Modellierte Werte
Mittelwert (μ)	0.740	0.807
Standardabweichung (σ)	0.595	0.605

Tabelle 4.1: Statistische Auswertung der Abflussperiode 2003. μ und σ wurden jeweils über die gesamte Abflussperiode (8.7.2003 – 15.10.2003) bestimmt

konstanten Anstieg während der ersten Hälfte der Abflussperiode nimmt mit den rückläufigen Pegelständen ab Anfang September auch der Anstieg des kumulierten Abflusses deutlich ab. Bis zur letzten Messung am 15. Oktober durchflossen insgesamt 1760 mm Wasser den Pegel.

Die simulierte Ganglinie bildet die genannten Trends der Messungen über die gesamte Schmelzperiode gut ab. Sowohl die starken täglichen Schwankungen während der intensiven Schmelze der ersten zwei Monate, als auch die gleichmäßigere Wasserspende des Schmelzabflusses im Herbst treten in der simulierten Ganglinie deutlich hervor. Die Stärke der einzelnen Hoch- und Niederwasserspitzen wird durch das Modell eher unterschätzt. vor allem die Magnitude starker Hochwasserereignisse wird im Modell zu niedrig simuliert. Die täglichen Minima werden vor allem dann nicht getroffen, wenn über mehrere Tage hinweg ein verstärkter Abfluss zu beobachten ist. Ein entsprechendes Ereignis findet sich etwa vom 9. August bis zum 12. August. Ab Anfang September setzt auch im Modell eine veränderte Gangliniencharakteristik auf. Die Simulation des Basisabfluss liegt dabei geringfügig höher als in der Messung. Gleichzeitig sind die Tagesschwankungen der modellierten Ganglinie häufig weniger ausgeprägt als jene der Pegelmessung.

Insgesamt werden die Abflüsse während der Schmelzperiode 2003 aber eher überschätzt. Der Wert des modellierten Gesamtabflusses liegt daher mit 1920 mm leicht über dem beobachteten Gesamtabfluss.

Die statistische Auswertung (Siehe Tabele 4.3.1) ergab eine gute Übereinstimmung der beiden Mittelwerte $\mu_{mod.}$ und $\mu_{obs.}$. Entsprechend dem vorher Gesagten liegt der Mittelwert der modellierten Ganglinie leicht über dem Mittel der Beobachtung. Auch die Differenz der beiden Standardabweichungen ist nicht signifikant.

Die Modelleffizienz der hydrologischen Simulation der Abflussperiode 2003 zeigt ebenfalls die allgemein gute Qualität der Modellresultate. Sowohl der Nash-Sutcliffe Koeffizient R^2 als auch die explained Variance eV liegen bei etwa 0.7. Beide Werte stimmen gut überein. Die Effizienzmaße der logarithmierten Pegelwerte $\log R^2$ und $\log eV$ liegen über den linearen Maßzahlen bei etwa 0.8. Durch das logarithmieren der gesamten Ganglinie treten kleinere Abflusswerte gegenüber den Abflussspitzen stärker in den Vordergrund. Die Effizienzzahlen der logarithmierten Reihe beziehen sich daher im Vergleich zu den linearen Werten stärker auf die Niederwasserabflüsse. Liegen $\log R^2$ und $\log eV$ über den linearen Maßen R^2 und eV so deutet das auf eine bessere Erfassung der Niederwasserabflüsse durch das Modell hin.

Der geringfügig höhere Wert von $\log eV$ gegenüber $\log R^2$ weist auf einen leichten systematischen Überschätzung bei der Modellierung der Pegelganglinie hin.

Zuletzt kann aus den Minima aller Effizienzmaße bei $\Delta N = 0$ Zeitschritte abgeleitet werden, dass es keine systematische zeitliche Versetzung beider Ganglinien gibt.

4.3.2 Schmelzperiode 2004

Die Schmelzperiode des Jahres 2004 ist im Vergleich zu den beiden anderen Schmelzperioden um etwa drei Wochen nach hinten verschoben. Die Messungen setzen in diesem Jahr am 28. Juli ein und enden am 7. November. Die Charakteristik der Pegelganglinie über diesen Zeitraum ist mit dem Abfluss des Vorjahres vergleichbar. Der Pegelgang kann wieder in eine intensive Schmelzperiode während der Sommermonate und eine weniger starke, gleichförmigere Abflussperiode im Herbst geteilt werden. Der Übergang zwischen den beiden Stadien ist jedoch weniger deutlich.

Nach dem Einsetzen der Abflussmessungen steigt der Durchfluss an der Messstelle in mehreren Stufen bis Mitte August stark an. Die stärksten Durchflüsse werden in der Woche von 12. August bis zum 19. August gemessen. Die Tagesspitzen erreichen dabei etwa 2 mm/h. Entsprechend zeigt auch die Abflusssummenlinie leicht höhere Gradienten während der Hochwasserperioden. Danach geht der Durchfluss stark zurück. Die Tagesmittelwerte nehmen bis Ende September kontinuierlich von etwa 0.7 mm/h auf 0.4 mm/h ab; zugleich wird die tägliche Schwankungsbreite geringer. Ab diesem Termin setzt der gleichförmige Herbstabfluss ein. Dieser ist durch

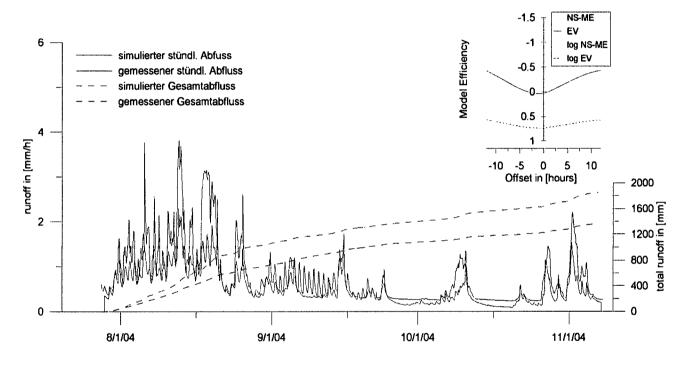


Abbildung 4.11: Abflusssperiode 2003: Vergleich der Modellresultate mit den Beobachtungen; Darstellung der Modelleffizienz

	Beobachtete Werte	Modellierte Werte
Mittelwert μ	0.556	0.758
Standardabweichung σ	0.381	0.657

Tabelle 4.2: Statistische Auswertung der Abflussperiode 2003. μ und σ wurden jeweils über die gesamte Abflussperiode (28.7.2004 – 7.11.2004) bestimmt

einen niedrigen Basisabfluss, unterbrochen von einzelnen Tagesspitzen, geprägt. Drei markante Ereignisse Anfang Oktober, Ende Oktober und kurz darauf Anfang November erreichen Pegelstände von $\sim 1.5-2$ mm/h. Während der gesamten Abflussperiode 2004 passierten 1370 mm Wasser die Pegelmessstelle.

Im Modell werden die Abflusswerte der anfänglichen intensiven Schmelzperiode teilweise deutlich überschätzt. Drei Hochwässer werden dabei mit deutlich zu hohen Abflusswerten modelliert. Dadurch erhält die Abflusssummenlinie eine stark treppenförmige Ausprägung und steigt dabei gegenüber der Summenlinie der Beobachtungen stark an. Obwohl die täglichen Minima meist korrekt wiedergegeben werden, liegen die simulierten Tagesmaxima meist über den gemessenen Werten. Nachdem der anschließende Rückgang des Pegels korrekt simuliert wird, kommt es bei einem mittleren Hochwasserereignis (23. August bis 25. August) wiederum zu einer starken Überschätzung der Abflussspende. Ab 6. September kommt es in der modellierten Ganglinie kaum noch zu täglichen Schwankungen. Der niedrige Basisabfluss ist dann nur noch durch einzelne Hochwasserereignisse unterbrochen. Bei der Simulation der späten Hochwässer ab Mitte September kommt es ebenfalls bei einzelnen Ereignissen zu einer Überschätzung des Durchflusses.

Die allgemeine Überschätzung der Abflussganglinie zeigt sich auch in der zu hohen Gesamtsumme des Abflusses am Ende der Periode. Der aus der Modellierung errechnete Wert von 1850 mm liegt um fast 500 mm über dem gemessenen Wert. Ein Vergleich der Mittelwerte bzw. der Standardabweichungen bestätigt die Aussagen der qualitativen Analyse: Die modellierte Ganglinie liegt im Mittel $0.2 \, mm/h$ über den beobachteten Werten. Auch die Standardabweichung und damit die Schwankungsbreite der Modellresultate ist zu groß.

Die Fehler der hydrologischen Modellierung der Abflussperiode 2004 spiegeln sich auch in den Modelleffizienzwerten wider. Eine starke systematische Überschätzung der Abflusswerte zeigt die Abweichung zwischen Nash-Sutcliffee R^2 Koeffizient und der explaned Variance eV sowohl bei den Werten für die linearen Ganglinien als auch für die logaritmierten Abflüsse. Gleichzeitig gibt das Maximum der Kurven von $R^2(\Delta t)$ und $eV(\Delta t)$ bei einer negativen Verschiebung $\Delta t = 2$ einen Hinweis darauf, dass die Abflusspitzen im Modell zu spät auftreten.

4.3.3 Schmelzperiode 2005

Der Beginn der Schmelzperiode 2005 ist mit der ersten Abflussmessung am 9.Juli gekennzeichnet. Die Auswertung der Abflussmessung endet mit dem Ende des Haushaltsjahres 2004/2005 und dem Abbruch der Modellierung zu diesem Termin. Nach dem Auftauen des Gerinnes an der Pegelmessstelle werden annähernd sofort Durchflussspitzen von 2 mm/h und mehr gemessen. Mehrere Hochwasserereignisse sind durch kurze Niederwasserperioden voneinander abgetrennt. Insgesamt werden bis zum 23.August fünf mehrtägige Hochwasserereignisse aufgezeichnet. Diese zeigen sich auch in dem treppenförmigen Verlauf der Abflusssummenlinie. Etwa $\frac{2}{3}$ der gesamten jährlichen Abflussmenge haben bis zu diesem Zeitpunkt den Pegel passiert.

Ab Ende August stellt sich ein konstanter Tagesgang mit abnehmenden täglichen Schwankungen ein. Diese Abflusscharakteristik setzt sich bis zum 18.September fort. Später ist der Pegelgang durch einen von geringen Schwankungen überlagerten niedrigen Basisabfluss gekennzeichnet. Insgesamt wurden bis 30. September 1760 mm an Abfluss gemessen.

Die gesamte Abflussperiode wird durch das Modell gut wiedergegeben. Bei den unregelmäßig auftretenden Hochwässern während der Monate Juli und August, kommt es teilweise zu einer leichten Überschätzung der Maximalabflüsse. Gleichzeitig senkt sich während der Tagesminima der Pegel im Modell häufig weniger stark ab, als in der Beobachtung. Die Niedrigwasserperioden zwischen diesen Ereignissen werden durch das Modell gut reproduziert.

Ebenfalls eine gute Qualität zeigt die simulierte Ganglinie ab Ende August. Sowohl die mittleren Tagesabflüsse, als auch die täglichen Fluktuationen werden durch das Modell wiedergegeben. Der modellierte Gesamtabfluss bis zum 30.September beträgt 1890 mm und liegt somit über dem gemessenen Wert. Im Mittel liegen die simulierten Abflüsse etwa 0.06 mm über den gemes-

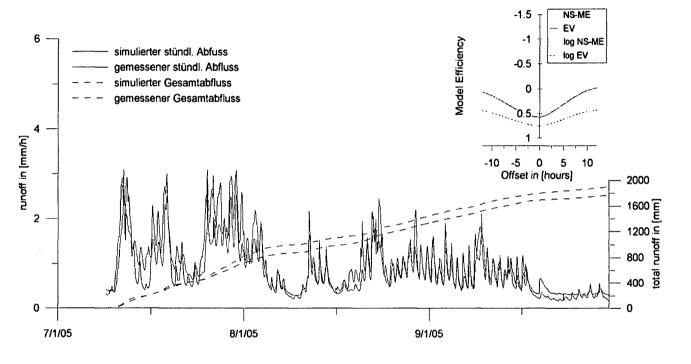


Abbildung 4.12: Abflusssperiode 2003: Vergleich der Modellresultate mit den Beobachtungen; Darstellung der Modelleffizienz

	Beobachtete Werte	Modellierte Werte
Mittelwert (μ)	0.875	0.938
Standardabweichung (σ)	0.503	0.656

Tabelle 4.3: Statistische Auswertung der Abflussperiode 2003. μ und σ wurden jeweils über die gesamte Abflussperiode (9.7.2005 – 30.09.2005) bestimmt

senen Abflüssen auch die Streuung wird durch das Modell leicht überschätzt, obwohl die Fehler während der starken Hochwässer in der Standardabweichung sicher überrepräsentiert sind und sich damit die Differenz zwischen den beiden Streuungsparametern vergrößert.

Genauere Aussagen lassen sich durch die Analyse der Modelleffizienz treffen. Sowohl R^2 als auch eV nehmen einen Wert von etwa 0.6 an. Die Effizienz der logarithmierten Pegelganglinien $\log R^2$ und $\log eV$ liegt höher, bei ~ 0.75 ; wieder zeigen die Modellresultate eine bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungen bei einer ausgeglichenen Gewichtung von Hoch-, Mittelund Niederwasser.

Zugleich weisen R^2 und eV, bzw. $\log R^2$ und $\log eV$ keine nennenswerten Differenzen zueinander auf. Dadurch kann ein Fehler durch systematische Über- oder Unterschätzung der Abflüsse im Modell ausgeschlossen werden. Hinweise auf eine systematische zeitliche Abweichung der modellierten Ganglinie sind ebenfalls nicht gegeben. Alle vier Effizienzparameter zeigen ein Maximum bei $\Delta t = 0$.

Kapitel 5

Zusammenfassung und Diskussion

Im folgenden Kapitel sollen die methodischen Grundlagen sowie die Resultate der Modellierung mit *Alpine3D* nochmals diskutiert und zusammengefasst werden. Dabei sollen, gemäß der ursprünglichen Zielsetzung in Abschnitt 1.1, die Stärken und Schwächen des Modells in seiner Anwendung auf das hochalpine *Goldbergkees* Einzugsgebiet bestimmt werden.

5.1 Datengrundlage und Methode

Die Datengrundlage des *Goldbergkees* Einzugsgebietes weist durch die zahlreichen Forschungsarbeiten in dieser Region eine hohe Qualität auf. Für die Modellierung mit *Alpine3D* liegen daher ein zuverlässiger Satz von Eingangsdaten, wie auch mehrere Datensätze zur Evaluierung der Modellresultate vor. Diese dichte Datenlage war die Voraussetzung für eine vollverteilte physikalisch basierte Modellierung mit hohen zeitlichen und räumlichen Auflösungen, sowie einer Mehrfachvalidierung der Modellresultate.

Datengenauigkeit

Für die verschiedenen Datensätze wurde eine Abschätzung der Genauigkeit und eine Diskussion potentieller Fehlerquellen durchgeführt. Die Methode der Datenerhebung aber auch die weitere Verwendung der Daten spielt dabei eine große Rolle.

Folgende Punkte sollte eine erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt werden:

- Lufttemperatur: Bei der Erhebung der Eingangsdaten müssen die Messungen der Lufttemperatur besonders sorgfältig behandelt werden. Die Lufttemperatur übt einen großen direkten Einfluss auf den Energiehaushalt des Systems Boden-Atmosphäre aus. Zusätzlich ist sie der bedeutendste Faktor bei der Abschätzung der eintreffenden langwelligen Strahlung. Damit ist die Energiebilanz an der Erdoberfläche doppelt durch die Lufttemperatur determiniert und auf Schwankungen dieses Parameters besonders sensitiv.
- Langwellige Strahlung: Für die eintreffende langwellige Strahlung sind keine Messungen im Untersuchungsgebiet vorhanden. Die Daten müssen durch eine Parametrisierung aus anderen Messdaten gewonnen werden. Dabei haben sich die von Pirazzini u. a. (2000) vorgestellten Methoden bewährt.
- Interpolation: Für die Modellierung, sowie die anschließende Evaluierung war es notwendig gemessene Punktdaten zu flächigen Daten zu interpolieren. Dadurch muss die Abschätzung zur Genauigkeit der resultierenden Flächendaten erneut durchgeführt werden. Es sind auf der Seite der Eingangsdaten die Niederschlagsverteilung und auf der Seite der Evaluierungsdaten die Verteilung des Schneewasseräquivalents unter diesem Aspekt zu diskutieren.
- Verteilung des Schneewasseräquivalents: Bei der Interpolation punktueller Schneetiefensondierungen überlagert sich die Interpolationsungenauigkeit mit dem Fehler der verhältnismäßig (im Vergleich zu Schneepegelmessungen oder Ultraschallsondierung) ungenauen Messmethode. Beim Vergleich dieser Werte mit den Resultaten der Modellierung ist das zu beachten und entsprechend müssen die Erwartungen an den Grad der Übereinstimmung angepasst werden.
- Verteilung des Niederschlages: Die Verteilung des Niederschlages ist sehr stark durch die inhomogene Topographie sowie durch das bodennahe Windfeld beeinflusst. Auch durch die Interpolation mehrerer Punktmessungen kann die flächige Struktur des Niederschlages daher nicht vollständig aufgelöst werden. Dieses Problem wirkt sich vor allem in den Modellresultaten während der Schneeakkumulation aus.

"Modellinterne" und "modellexterne" Prozesse

Alpine3D kann durch einen physikalisch basierten Ansatz die Prozesse an einer Erd-, Schneeoder Eisoberfläche detailliert simulieren und damit deren Eigenschaften im zeitlichen Verlauf
berechnen. Werden diese Eigenschaften jedoch zusätzlich durch andere, im Modell nicht berücksichtigte, Prozesse beeinflusst, so kann es zu Abweichungen zwischen den Resultaten der
Modellierung und den den beobachteten Werten kommen. Im Laufe der vorliegenden Arbeit
konnten mehrere "modellexterne" Einflüsse festgestellt werden, welche zu einer nennenswerten
Abweichung der Beobachtungen von den Modellergebnissen führen können.

Winddrift: Durch die Einwirkung des Windes auf die Oberfläche der Schneedecke kann es zu einer Erosion der Schneedecke kommen. Der erodierte Schnee wird anschließend an einer anderen Stelle abgelagert. Dieser Effekt kann zu Veränderungen der Schneeverteilung im Gebiet, aber auch zu Aus- oder Eintrag von Schnee führen. Eine Simulation dieses Effektes ist mit Alpine3D möglich und wurde im Rahmen der Arbeit von Mott (2007) auch durchgeführt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die Winddrift in die Modellierung nicht mit einbezogen.

Lawinen: Auch durch Lawinenabgänge können große Schneemengen innerhalb des Gebietes bewegt werden. Zumeist wird dabei Schnee aus steilern Gebietsteilen auf flachere Flächen verlagert. Dort führen sie zu einer Zunahme der Schneedeckenmächtigkeit und zu einer Zunahme des Schneewasseräquivalent. Schneeverlagerung durch Lawinenereignisse kann in *Alpine3D* nicht berücksichtigt werden.

Gletschereigenschaften: Gletscher sind keine statischen Systeme. Akkumulationszonen und Ablationszonen verändern sich von Saison zu Saison. Den Ausgleich zwischen den Gebieten mit negativer Massenbilanz und den Nährgebieten schafft das Gletscherfließen. Das ist eine langsame talwärtige Bewegung des Eises. Auch die gesamte Massenbilanz eines Gletschers unterliegt starken Schwankungen. Sie ist nur selten ausgeglichen. Dadurch ändert sich auch die Form und Ausdehnung eines Gletschers im Laufe der Zeit.

Sowohl die Bewegung als auch die Änderungen der Form eines Gletschers werden in der Modellierung nicht berücksichtigt. Nachdem es sich aber um einen relativ kurzen Untersuchungszeitraum handelt, ist eine Vernachlässigung dieser Faktoren gerechtfertigt.

Interglazialer Abfluss: Nicht nur die Massenbilanz, sondern auch der Wassertransport auf und in einem Gletscher stellt ein hoch dynamisches System dar. Dadurch ändert sich die Abflusscharakteristik mit fortschreitender Dauer der Schmelzsaison. In erster Linie ist diese Veränderung in einem Aufweiten von Wasserwegigkeiten, einem Rückgang der Schnee-überdeckung oder der Speicherung von Wasser an der Eisoberfläche begründet. All diese Phänomene können bei der Abflussmodellierung nicht berücksichtigt werden und gehen dadurch nicht in die Berechnung ein.

Gleichzeitig wird der Wassertransport durch das Gletschereis im *snowpack module* als Fließen durch ein poröses Medium idealisiert. Speziell am Ende einer Schmelzperiode trifft diese Annahme nur mehr sehr eingeschränkt zu.

5.2 Resultate der Mehrfachvalidierung

Die Mehrfachvalidierung der Modellresultate ermöglicht eine differenzierte Betrachtung der Güte der Modellierung. Dabei können mit den verschienen Evaluierungskriterium unterschiedliche Aspekte der Modellierung bewertet werden: Während sich anhand punktueller Schneepegelmessungen der zeitliche Verlauf der Schneedeckensimulation beurteilen lässt, kann die Güte der räumlichen Modellierung anhand der Schneewasseräquivalent-Verteilung festgestellt werden.

Die Evaluierung des Abflusses gibt Aufschluss über die Qualität der hydrologischen Simulation, welche mit der Oberflächenprozessmodellierung verknüpft ist.

Punktuelle Schneepegeldaten

Als relativ genaue Messung der Schneetiefe ermöglichen die Daten der Schneepegel eine detaillierte Evaluierung. Es zeigt sich während der Akkumulationsperiode, dass es immer wieder zu Abweichungen zwischen den Resultaten des Modells und den abgelesenen Pegelwerten kommt. Die Gründe dafür liegen vor allem an einer starken Beeinflussung der Schneedeckenverteilung durch den Wind. Beide Effekte, die Beeinflussung der Niederschlagsverteiung durch präferentielle Ablagerung, wie auch die Verwehung schon abgelagerten Schnees, spielen hier eine Rolle.

Zusätzlich tritt beim Vergleich zwischen den punktuellen Messungen mit der Simulation der entsprechenden Rasterzelle eine Skalenproblematik auf. Die Messung am Pegelpunkt kann durch kleinsträumige topographische oder meteorologische Faktoren beeinflusst sein, welche bei einer Darstellung des Gebietes auf einem 25 m * 25 m-Raster nicht berücksichtigt werden.

Zu beachten ist auch, dass sich die vier obersten Pegel (Fleißscharte, Obere Brettscharte, Untere Brettscharte und Steilhang) in ihren topographischen Eigenschaften sehr ähneln. Alle vier sind südwestlich exponiert und befinden sich auf einer Höhe von 2850 m-2950 m. Die Standorte verhalten sich daher sehr ähnlich, was die Aussagekraft der Evaluierung einschränkt.

Schneewasseräquivalent Verteilung

Die Evaluierung der Schneewassäquivalent (SWE) Verteilung zeigt die räumliche Verteilung der Modellgüte im Untersuchungsgebiet. Der Vergleich zwischen den modellierten Verteilungen und den beobachteten Werten macht jene Gebietsteile sichtbar in denen das Modell die Entwicklung der Schneedecke gut reproduzieren kann. Bereiche mit einer schlechten Übereinstimmung können ebenfalls durch diese Evaluierung ausfindig gemacht werden.

Eine hohe Abweichung zwischen simulierten und den beobachteten SWE Verteilungen ergibt sich vor allem dort wo der Einfluss von "modellexternen" Prozessen (im Sinne der Definition aus Abschnitt 5.1) besonders groß ist. Wiederum sind es die Auswirkungen des Windes und Lawinenabgänge, welche die SWE Verteilung wesentlich mit beeinflussen. Besonders betroffen von diesen Phänomenen sind windexponierte Gebietsteile und Flächen mit einer starken Neigung, sowie nördlich ausgerichtete Flächen. Im Untersuchungsgebiet Goldbergkees treten die deutlichsten Abweichungen daher im Bereich des südlichen Randes, in den Steilhängen des unteren Bodens und in den hohen Lagen im Bereich Fleißscharte auf. Die Stärke der Abweichung variiert dabei von Jahr zu Jahr sehr stark.

Eine gute Übereinstimmung zwischen den simulierten Schneewasseräquivalenten (SWE) und der beobachteten Verteilung zeigt sich meist in den mittleren Bereichen der drei Gletscherböden und an den nördlichen Gebietsrändern.

Die Werte der beobachteten SWE-Verteilung sind mit einer relativ hohen Unsicherheit behaftet. In der Evaluierung muss das beachtet werden. Das Ableiten exakter quantitativer Aussagen

aus dem Vergleich mit simulierten SWE-Verteilungen ist daher nur eingeschränkt möglich. Der Gewinn dieser Evaluierung besteht vor allem darin, innerhalb der Modelldomäne jene Gebiete ausweisen zu können, welche mit hoher Zuverlässigkeit modelliert werden können. Es lässt sich daraus die räumliche Verteilung der Modellgüte ableiten. Damit schafft sie eine wichtige Grundlage für die weitere Verwendung der Modellresultate.

Abfluss

Durch die Evaluierung des Abflusses lässt sich die Qualität der hydrologischen Modellierung beurteilen. Für die einzelnen Saisonen zeigen sich sehr unterschiedliche Ergebnisse. Sowohl der Abfluss des Sommers 2003 als auch des Sommers 2005 werden im Modell gut wiedergegeben. Die Abflussmessungen der Schmelzperiode 2004 konnten jedoch durch die Modellierung nur eingeschränkt dargestellt werden.

In allen drei Saisonen kam es zu einer Überschätzung des Gesamtabflusses.

Es kann daher hinsichtlich der hydrologischen Modellierung festgestellt werden:

- Ein Problem das speziell bei der hydrologischen Modellierung ersichtlich wird, ist die Heterogenität der drei betrachteten Jahre. Während das Haushaltsjahr 2002/2003 geringe Winterniederschläge und eine außergewöhnlich starke Eisablation im Sommer prägten, führte in der darauf folgenden Saison 2003/2004 eine starke Schneeakkumulation im Winter zu einer überwiegenden Schneeschmelze im Sommer. Es kann daher angenommen werden, dass beide Jahre hinsichtlich der Schmelzwasserentstehung typologisch verschieden sind.
- Im vorangegangenen Abschnitt (5.1) wurde die Problematik der Modellierung der Entwicklung des Gletscherabflusses besprochen. Im Abflussmodul von *Alpine3D* wird der interglaziale Speicher mittels eines linearen Speicheransatzes simuliert. In diesem Ansatz sind die Veränderung der Wasserwegigkeiten im Gletschereis nicht enthalten, was eine Abweichung zwischen Beobachtung und Simulation zur Folge hat.
- Obwohl die drei Abflussmessungen hinsichtlich ihres gesamten Abflussvolumens, ihrer Dauer und ihrer individuellen Ausprägung sehr verschieden sind, zeigt der zeitliche Ver-

lauf des Abflusses ein Muster, das sich in allen drei Messungen (mehr oder weniger stark) wieder findet:

- eine unregelmäßige, stark fluktuierende Ganglinie im Sommer, zu Beginn der Schmelzperiode
- gleichmäßige tägliche Schwankungen mit geringerer Amplitude im Spätsommer
- eine ausklingende Abflussspende mit teilweiser Überlagerung durch einzelne Hochwässer bis zur Vereisung der Pegelmessstelle im Herbst.

Diese Abflusscharakteristik des stark vergletscherten Einzugsgebietes wird durch das Modell in allen drei Fällen gut wiedergegeben.

Die Evaluierung der Ergebnisse lässt aufgrund der Unterschiedlichkeit der drei simulierten Haushaltsjahre eine allgemeine Aussage zur Qualität der hydrologischen Modellierung kaum zu. Um eine solche treffen zu können, wäre eine größere Anzahl von modellierten Schmelzperioden zur Evaluierung notwendig.

Kapitel 6

Ausblick

Anhand der zusammenfassenden Diskussion der Ergebnisse im vorangegangenen Kapitel kann nun noch einmal die Relevanz dieser Arbeit umrissen werden. Der hohe Anspruch den die physikalisch basierte Modellierung eines hochalpinen Einzugsgebietes an die Datenbasis stellt und die benötigten Ressourcen (Rechnerleistung, Preprocessing, Postprocessing, ...) schränken die praktische Anwendbarkeit einer solchen Modellierung ein. Eine operationelle Verwendung etwa für die energiewasserwirtschaftliche Prognose oder die Hochwasserwarnung ist im Sinne der in Abschnitt 2.1 vorgestellten Ökonomie der Modellbildung nicht sinnvoll, da sich durch einfacheren konzeptionellen Modellen hier mit weniger Aufwand vermutlich gleichwertige Ergebnisse erzielen lassen.

Wie eingangs schon erwähnt positioniert sich die vorliegende physikalisch basierte Simulation der Oberflächenprozesse im *Goldbergkees*-Gebiet als Abschätzung der Möglichkeiten einer solchen Modellierung. Die mehrfach durchgeführte Evaluierung der Modellergebnisse zeigt dabei die räumliche und zeitliche Verteilung der Abweichung zwischen Simulation und Beobachtung.

Damit ergibt sich der Ausblick auf viele weiterführende Fragestellungen und Themen die auf dieser Grundlage behandelt werden können:

Aufschlüsselung der physikalischen Prozesse

Wird anhand eines Schneepegels etwa eine Abnahme der Schneetiefe an einem Punkt beobachtet, so gibt diese Beobachtung keine Auskunft über die Ursache für diese Veränderung. Diese kann durch Setzung und Verdichtung des abgelagerten Schnees oder aber auch durch Schmelze begründet sein. Mittels einer physikalisch basierten Simulation der Schneedeckenprozesse, lassen sich die Wirkungen bzw. die Eigenschaften der Schneedecke eindeutig ihren Ursachen zuordnen. Es lässt sich im Modell rekonstruieren, ob die Abnahme der Schneetiefe durch Schmelze oder Setzung ausgelöst wurde oder ob es sich auch um eine Kombination aus beiden handelt.

Eine physikalisch basierte Modellierung erlaubt es die simulierten Ereignisse ihren Ursachen zuzuordnen. Eine tief greifende Analyse der Prozesse wird dadurch möglich. Dabei kann das Modell zu einem besseren Verständnis der Beobachtungen verhelfen.

Dieser Vorteil lässt sich bei der Untersuchung von Oberflächenprozessen im alpinen Gelände, in dem eine aufwändige instrumentelle Messung der Vorgänge oft schwierig ist, nutzbar machen. Neben den Schneedeckenprozessen sind es vor allem energetische Prozesse, wie die Schneebzw. Eisschmelze, die sich mit *Alpine3D* gut aufschlüsseln und ihren Ursachen (im Fall der Schmelze etwa den unterschiedlichen Energiequellen) zuordnen lassen. Einen völligen Verzicht von messtechnisch erfassten Daten bedeutete diese Untersuchungsmethode selbstverständlich nicht, da zunächst Eingangsdaten für die Modellierung gesammelt werden müssen und weiters nur eine sorgfältig validierte Simulation solche Rückschlüsse zulässt. Jedoch kann der Aufwand für Messungen minimiert werden.

Gletscherabfluss

Ein zentraler Diskussionspunkt der hydrologischen Simulation eines hochgradig vergletscherten Einzugsgebietes ist die Modellierung des Gletscherabflusses und des interglazialen Speichers. Die konzeptionelle Lösung mittels eines linearen Speicheransatzes scheint hier aus verschiedenen Gründen fragwürdig (Siehe Abschnitt 3.3.3 bzw. Abschnitt 2.2.4). Dieser Punkt kann als Anlass genommen werden die Anwendung eines stärker physikalisch basierten Ansatzes bei der hydrologischen Simulation zu untersuchen. So könnte etwa der unterschiedliche Wassertransport in Schnee und Eis durch die Anwendung von zwei verschiedenen Transportgleichungen

berücksichtigt werden. Die Dynamik des interglaziaen Speichers, die sich durch die Interaktion des Wassers mit dem Transportmedium Eis ergibt, öffnet ebenfalls ein weites Feld für weitergehende Studien.

Vergleich mit anderen Schmelzmodellen

Die Evaluierung der hydrologischen Simulation wurde so verfasst, dass ein Vergleich mit dem konzeptionellen Niederschlags-Abflussmodell *PREVAH* (Gurtz u. Zappa, 2004) leicht möglich ist. Vor allem bei der Wahl der Parameter für die Modelleffizienz orientiert sich das Evaluierungskonzept der vorliegenden Arbeit an der Evaluierungsmethodik von Gurtz u. Zappa (2004).

Der Vergleich mit anderen Modellen ermöglicht eine Untersuchung der spezifischen Stärken und Defizite eines Modellansatzes. Vor dem Hintergrund der häufig geführten Diskussion um die Unterschiede zwischen konzeptionellen und physikalisch basierten Modellansätzen erhält dieser Punkt zusätzliches Gewicht.

Vorhersage und Szenarioberechnung

Mehrere Faktoren beschränken die Anwendung der Simulation eines vergletscherten Einzugsgebietes auf einem kleinskaligen Raster mit *Alpine3D* als Vorhersagemodell. Eine Beschränkung ergibt sich durch die hohen technischen Aufwand, der zum Betreiben des Modells notwendig ist. Dabei fallen sowohl der hohe Bedarf an Rechnerleistung als auch das arbeitsintensive Preund Postprocessing ins Gewicht. Wie schon erwähnt, können zum derzeitigen Stand einfachere Modelle besser für den operationellen Prognosedienst eingesetzt werden.

Eine Anwendung ergibt sich jedoch in der Simulation verschiedener Szenarien. So ist es möglich durch eine Veränderung der meteorologischen Eingangsbedingungen beispielsweise klimatische Extremereignisse zu simulieren. Durch die Modifikation der räumlichen Randbedingungen lässt sich das Verhalten des Einzugsgebietes etwa bei unterschiedlichen Graden der Vergletscherung modellieren.

Vor allem im Rahmen der anhaltenden Debatte um die Veränderungen des regionalen und globalen Klimas und deren Auswirkungen stellt die Simulation verschiedener klimatischer Szenarien eine interessante Anwendung dar.

Messnetz

Die Resultate, wie auch die Evaluierung der Modellierung im Untersuchungsgebiet *Goldbergkees* ermöglicht auch eine Beurteilung des Messnetzes im Gebiet. Strategien für eine mögliche Verdichtung dieses Messnetzes können daraus abgeleitet werden. Ebenso können die Erfahrungen für die Instrumentierung bisweilen unbeobachteter Einzugsgebiete herangezogen werden. Für die Standortwahl von Schneepegeln ließen sich beispielsweise die folgenden Empfehlungen ableiten:

- Möglichst hohe Abdeckung verschiedener Expositions- Inklinations und Höhenklassen durch die Pegelstandorte
- Beachtung des Einflusses von Wind, als Hauptgrund für eine inhomogene Schneeverteilung.
- Verdichtung der Ableseintervalle während bestimmter Phasen der Schneedeckenentwicklung; z.B. nach starken Neuschneefällen oder bei Schneeniederschlag während der Schmelzperiode.

Kapitel 7

Literaturverzeichnis

- [Auer 1995] AUER, Ingeborg: Glaziologische Untersuchungen im Sonnblickgebiet. Bd. 361.
 Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik. Wien: Zentralanstalt Für Meteorologie und Geodynamik, 1995
- [Auer u. a. 2002] AUER, Ingeborg; BÖHM, Reinhard; LEYMÜLLER, Martin; SCHÖNER, Wolfgang: Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik. Bd. 28: Das Klima des Sonnblicks. Klimaatlas und Klimatographie der GAW Station Sonnblick einschließlich der umgebenden Gebirgsregionen. Wien: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 2002
- [Bartelt u. Lehning 2002] BARTELT, Perry; LEHNING, Michael: A physical Snowpack model for the Swiss avalanche warning. Part I: numerical model. In: *Cold Regions Science and Technology* 35 (2002), S. 123–145
- [Brutsaert 1975] BRUTSAERT, W.: On formula for long-wave radiation from clear skies. In: Water Resources Research 11 (1975), S. 742 744
- [Gurtz u. Zappa 2004] GURTZ, Joachim; ZAPPA, Massimiliano: Application Training on Hydrological Models. Zürich: ETH Zürich, 2004. Version 1.0, 7.4.2004
- [Hock 2005] HOCK, Regine: Glacier melt: a review of processes and their modelling. In: *Progress in Physical Geography* 29 (2005), Nr. 3, S. 362–391

- [Holzmann u. a. 2005] HOLZMANN, Hubert; SCHÖNER, Wolfgang; KOBOLTSCHNIG, Gernot: Jahresendbericht zum Projekt SNOWTRANS / Univ. f. Bodenkultur, Inst. f. Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau. Wien, 2005. – Bericht an die Österr. Akademie der Wissenschaften
- [Hynek 2007] HYNEK, Bernhard: Der Energiehaushalt des Goldbergkeeses wärend der Ablationsperiode 2003. Wien, Universität Wien, Diplomarbeit, 2007
- [Koboltschnig 2007] KOBOLTSCHNIG, Gernot: Mehrfachvalidierung hydrologischer Eis- und Schneeschmelzmodelle in hochalpinen, vergletscherten Einzugsgebieten. Wien, Universität für Bodenkultur, Diss., 2007
- [Koboltschnig u. a. 2003] KOBOLTSCHNIG, Gernot; SCHÖNER, Wolfgang; ZAPPA, Massimiliano; HOLZMANN, Hubert: Glacier melt on a small basin contributing to runoff under extreme climate conditions in the summer of 2002. Wien, 2003. erschienden am Institut für Hydrologie, Wasserwirtschaft und konstruktiven Wasserbau der Universität für Bodenkultur
- [Lehning u. a. 2002a] LEHNING, Michael; BARTELT, Perry; BROWN, Bob; FIERZ, Charles: A physical Snowpack model for the Swiss avalanche warning. Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. In: *Cold Regions Science and Technology* 35 (2002), S. 169–184
- [Lehning u. a. 2002b] LEHNING, Michael; BARTELT, Perry; BROWN, Bob; FIERZ, Charles; SATYAWALI, Pramod: A physical Snowpack model for the Swiss avalanche warning. Part II: Snow Microstructure. In: *Cold Regions Science and Technology* 35 (2002), S. 147–167
- [Lehning u. a. 2006] LEHNING, Michael; VÖLKSCH, Ingo; GUSTAVSON, David; NGUYEN, Tuan A.; STÄHLI, Manfred; ZAPPA, Massimiliano: Alpine3D: a detailed model for mountain surface processes and its application to snow hydrology. In: *Hydrological Processes* 20 (2006), S. 2111–2128
- [Maniak 2005] MANIAK, Ulrich: *Hydrologie und Wasserwirtschaft*. 5. Berlin, Heidelberg: Springer, 2005. Überarbeietet und erweiterte Auflage

- [Mott 2007] MOTT, Rebecca: Modellierung der saisonalen Schneedeckenentwicklung und Schneeverteilung auf vergletscherten Flächen mit dem physikalisch basierten Modell Alpine3D. Wien, Universität Wien, Institut für Geographie und Regionalforschung, Diplomarbeit, 2007. In Ausarbeitung
- [Nachtnebel 2004] NACHTNEBEL, H. P.: Studienblätter: Gewässerkunde, Hydrometrie und Hydroinformatik. Wien: Univ. f. Bodenkultur, Inst. f. Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, 2004. Kapitel 11
- [Nachtnebel u. a. 2004] NACHTNEBEL, Hans P.; GAMPERLING, C; LEROCH, K; FÜRST, Josef; HOLZMANN, Hubert: *Studienblätter Hydrologie*. Wien, 2004. Studienunterlagen zur Lehrveranstaltung "Hydrologie und Flussgebietsmanagement"
- [Ohmura 2001] OHMURA, Atsumu: Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. In: *Journal of Applied Meteorology* 40 (2001), S. 753–760
- [Pirazzini u. a. 2000] PIRAZZINI, R.; NARDINO, M.; ORSINI, A.; CALZOLARI, F.; GEORGIA-DIS, T.; LIVIZZANI, V.: Parameterization of the downward longwave radiation from clear and coudy skies at Ny Alesund (Svalbard). Italy, 2000. Conference Presentation to International Radiation Symposium(IRS), from 24 to 29 July 2000, St. Petersburg, Russia
- [Rau 1993] RAU, R. G.: Direkte Messung von Schneedeckenparametern Messgeräte und Feldmessmethoden. In: BLÖSCHL, G. (Hrsg.); GUTKNECHT, D. (Hrsg.); KIRNBAUER, R. (Hrsg.): Schneehydrologie Modellierung der Schneeschmelze in Einzugsgebieten Bd. 13. Schriftenreihe der Forschungsinitiative des Verbundkonzernes. Wien: Österreichische Elektrizitätswirtschaft AG (Verbundgesellschaft), 1993, Kapitel 1, S. 5–28
- [Schulla 1997] SCHULLA, Jörg: Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung dr Folge von Klimaänderungen. Zürich, ETH, Zürich, Diss., 1997
- [Weischet 1988] WEISCHET, W.; BORCHERDT, Ch. (Hrsg.); RATHJENS, C. (Hrsg.); WIRTH, E. (Hrsg.): Einführung in die allgemeine Klimatologie. Physikalische und meteorologische Grundlagen. 4. überarb. u. erw. Auflage. Stuttgart: B. G. Teubner Verlag, 1988 (Teubner Studienbücher der Geographie)