

Mehrfachvalidierung hydrologischer Eis- und Schneeschmelzmodelle in hochalpinen, vergletscherten Einzugsgebieten

Dissertation

eingereicht an der:

Universität für Bodenkultur

Department Wasser – Atmosphäre – Umwelt

Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und Konstruktiven Wasserbau

vorgelegt von:

Gernot Rupert Koboltschnig

Begutachtung: ao.Prof. Dipl.-Ing. Dr. Hubert Holzmann (BOKU)

Prof. Dr. Herbert Lang (ETH Zürich)

Co-Betreuung: Mag. Dr. Wolfgang Schöner (ZAMG)

Dipl. Natw. ETH Dr. Massimiliano Zappa (WSL Birmensdorf)

Dr. habil Joachim Gurtz (ETH Zürich)



März 2007

Gewidmet meinem Vati, Hans Kobltschnig (* 21.05.1926 – 13.11.2005 †)



INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort und Danksagung	1
Kurzfassung	3
Abstract	5
1 Einleitung und Gliederung	7
1.1 <i>Glaziologische Untersuchungen am Goldbergkees, ein geschichtlicher Exkurs</i>	7
1.2 <i>Hochalpin, vergletschert und unbeobachtet</i>	10
1.3 <i>Gliederung der Arbeit</i>	10
2 Methodik	13
2.1 <i>Hydrologische Modellierung vergletscherteter Einzugsgebiete</i>	13
2.1.1 Schmelzmodelle für Schnee und Eis	13
2.1.2 Konzepte für die Erfassung und Modellierung hydrologischer Speicher in vergletscherten Einzugsgebieten	15
2.2 <i>Das hydrologische Modell PREVAH</i>	17
2.2.1 Speicherkaskade in PREVAH	18
2.2.2 Bildung von HRU's und meteorologischen Zonen	19
2.2.3 Niederschlagskorrektur in PREVAH	20
2.2.4 Schneeakkumulation bzw. Quantifizierung des festen Niederschlags in PREVAH	20
2.2.5 Eis- und Schneeschmelzmodellierung in PREVAH	21
2.3 <i>Das Schmelzmodell nach Hock</i>	22
3 Untersuchungsgebiete	24
3.1 <i>Die Einzugsgebiete in der Goldberggruppe</i>	24
3.1.1 Das Goldbergkees Einzugsgebiet	25
3.1.2 Das Kleinfleißkees Einzugsgebiet	26
3.1.3 Das Wurtenkees Einzugsgebiet	27
3.2 <i>Das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau</i>	28
3.2.1 Das Subeinzugsgebiet Obersulzbach	30
4 Datengrundlagen	31
4.1 <i>Hydro- meteorologisches Monitoring in den Einzugsgebieten der Goldberggruppe</i>	31
4.1.1 Niederschlagsmessung	31
4.1.2 Schneehöhenmessung	33
4.1.3 Lufttemperaturmessung	34
4.1.4 Automatische Abflusspegelmessstellen	38
4.2 <i>Monitoring der Schneedecke und der Eisablation im Goldbergkees Einzugsgebiet</i>	43
4.2.1 Messung der Schneehöhenverteilung	43

4.2.2	Kartierung der Ausaperung des Einzugsgebietes	44
4.2.3	Schneedichtemessungen	45
4.2.4	Räumliche Verteilung des Schneewasseräquivalentes (SWE)	45
4.2.5	Massenbilanz der Gletscher der Goldberggruppe	47
4.3	<i>GIS - Datenbasis für die Einzugsgebiete der Goldberggruppe</i>	50
4.3.1	Orthofotos	50
4.3.2	Digitales Höhenmodell	50
4.3.3	Satellitenbilder	50
4.4	<i>Hydro- meteorologische Datenbasis für das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau</i>	51
4.4.1	Niederschlag, Lufttemperatur und weitere Parameter	51
4.4.2	Abflussdaten	52
4.5	<i>GIS - Datenbasis für die Modellierung des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau</i>	53
4.5.1	Digitales Höhenmodell (DHM) und Orthofotos	53
4.5.2	Satellitenbilder	53
4.5.3	Landnutzung	54
4.5.4	Bodenkarte	56
4.6	<i>Korrektur meteorologischer Größen und Behandlung von Datenlücken</i>	56
4.6.1	Windkorrektur	56
4.6.2	Niederschlagskorrektur	57
4.6.3	Datenausfälle bei der Niederschlagsmessung	58
4.6.4	Datenausfälle bei der Lufttemperaturmessung	58
5	Ergebnisse und Diskussion	59
5.1	<i>Kalibrierung und Validierung von PREVAH am Beispiel des Goldbergkees Einzugsgebietes</i>	59
5.1.1	Kurzfassung	59
5.1.2	Einleitung zum Kapitel 5.1	60
5.1.3	Methodik dieser Studie	62
5.1.4	Ergebnisse dieser Studie	66
5.1.5	Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 5.1	76
5.2	<i>Der Extremsommer von 2003 – Hydrologische Simulation am Beispiel des Goldbergkees Einzugsgebietes</i>	78
5.2.1	Kurzfassung	78
5.2.2	Einleitung zum Kapitel 5.2	78
5.2.3	Methodik für diese Studie	80
5.2.4	Ergebnisse dieser Studie	81
5.2.5	Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 5.2	89
5.3	<i>Szenariensimulation am Beispiel des Goldbergbach Einzugsgebietes: wäre der Extremsommer von 2003 bei dem Gletscherstand von 1979 aufgetreten</i>	91
5.3.1	Kurzfassung	91
5.3.2	Einleitung zum Kapitel 5.3	91

5.3.3	Gletscheränderung im Untersuchungsgebiet von 1979 bis 2003	93
5.3.4	Modellanwendung im Goldbergkees Einzugsgebiet	94
5.3.5	Ergebnisse und Diskussion dieser Studie	94
5.3.6	Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 5.3	97
5.4	<i>Übertragung der Modellparameter auf das Einzugsgebiet Kleinfleißkees und Szenariensimulation</i>	99
5.4.1	Die Kraftwerksgruppe Fragant	99
5.4.2	PREVAH Modellanwendung im Kleinfleißkees Einzugsgebiet	100
5.4.3	Kurze Beschreibung des Extremsommers 2003 und Vergleich zum Sommer 2005	101
5.4.4	Darstellung der Modellergebnisse	101
5.4.5	Auswirkungen auf hochalpine Speicher	105
5.4.6	Zusammenfassung des Kapitels 5.4	106
5.5	<i>Übertragbarkeit von Schmelzparametern und Modellanwendung auf größerer räumlicher Skala: Oberer Pinzgau</i>	107
5.5.1	Modelltechnische Unterteilung des Einzugsgebietes	107
5.5.2	Meteorologischer Input	108
5.5.3	Modellkalibrierung	108
5.5.4	Modellvalidierung	115
5.5.5	Auswertung der Ergebnisse und Diskussion	121
5.6	<i>Modellanwendung im Einzugsgebiet Obersulzbach</i>	131
5.6.1	Modelltechnische Unterteilung des Einzugsgebietes	131
5.6.2	Meteorologischer Input	131
5.6.3	Modellkalibrierung	131
5.6.4	Modellvalidierung	136
5.6.5	Auswertung der Ergebnisse und Diskussion	140
5.7	<i>Gegenüberstellung simulierter und beobachteter Gletschermassenbilanzdaten für die großen Gebiete Oberer Pinzgau und Obersulzbach</i>	144
6	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	148
7	Literatur	151
8	Lebenslauf	164

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1.1: Vergleich langjähriger Mittel (1961-90) monatlicher Niederschlagssummen von Stationen im Gebiet des Hintereisferners (Öztaleralpen) und der Goldberggruppe	9
Abb. 2.1: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Speicher von Gletschern und deren zugehörige Zeitskala	15
Abb. 2.2: Das hydrologische System und die Lage von Wasserspeichern in einem temperierten Gletscher	16
Abb. 2.3: Die Flüsse in PREVAH	18
Abb. 2.4: Bildung von HRUs auf Basis abgeleiteter Eigenschaften eines Höhenmodells	19
Abb. 2.5: Grafische Darstellung für die Festlegung des Temperaturdurchgangsbereiches von Schnee auf Regen	21
Abb. 3.1: Die Untersuchungsgebiete: Oberer Pinzgau, Obersulzbach, Goldbergkees Kleinfleißkees und Wurtenkees	24
Abb. 3.2: Exposition der Einzugsgebiete in der Goldberggruppe	25
Abb. 3.3: Einzugsgebiet Goldbergkees	26
Abb. 3.4: Einzugsgebiet Kleinfleißkees	26
Abb. 3.5: Einzugsgebiet Wurtenkees	27
Abb. 3.6: Einzugsgebiet, Gletschergrenzen und 30 m DHM Oberer Pinzgau	28
Abb. 4.1: Niederschlagsmessgeräte in unmittelbarer Umgebung des Observatoriums	32
Abb. 4.2: Totalisatoren im Gebiet um den Hohen Sonnblick	32
Abb. 4.3: Ultraschallpegel für die Schneehöhenmessung (Fleißscharte)	33
Abb. 4.4: Messnetz der monatlich abgelesenen Schneepiegel.	34
Abb. 4.5: Messung der Lufttemperatur	34
Abb. 4.6: Auf den Totalisatoren angebrachte Lufttemperaturstationen	35
Abb. 4.7: Lufttemperaturgang an sechs verschiedenen Stationen am und um den Hohen Sonnblick für das Jahr 2005	37
Abb. 4.8: Pegelstation Goldbergkees inklusive Niederschlags- und Lufttemperaturmessung unter dem Goldbergkees	38
Abb. 4.9: Pegelschlüssel Goldbergbach für die Jahre 2002 bis 2006	40
Abb. 4.10: Abflussganglinien vom Pegel Goldbergkees 2002 bis 2006	41
Abb. 4.11: Pegelstation Kleinfleißkees	42
Abb. 4.12: Pegelstation Wurtenkees	42
Abb. 4.13: Sonden für die Schneetiefenmessungen	43
Abb. 4.14: Schneetiefensondierungen im Goldbergkees Einzugsgebiet	44
Abb. 4.15: Graben des Schneeschatzes	45
Abb. 4.16: Darstellung der Verteilung des Schneewasseräquivalentes	46

Abb. 4.17: Amateurfotoaufnahme vom Gipfel des „Herzog Ernst“ (2933 m ü.d.A.)	47
Abb. 4.18: Einbohren eines Ablationsspegels mit dem © Heucke Ice Drill	47
Abb. 4.19: Zeitreihe der spezifischen Jahresbilanzen von Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees	49
Abb. 4.20: Zeitreihe der spezifischen Winterbilanzen von Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees	49
Abb. 4.21: Orthofotos der Gletscher Fleißkees und Goldbergkees	50
Abb. 4.22: Meteorologische Stationen mit stündlicher Auflösung und Pegelstationen mit stündlichen Abflussdaten	52
Abb. 4.23: Satellitenimages	54
Abb. 4.24: Landnutzung des Oberen Pinzgau	54
Abb. 4.25: Bodenkarte des Oberen Pinzgau	56
Abb. 5.1: Goldbergkees Einzugsgebiet	61
Abb. 5.2: Stündliches Gebietsmittel der simulierte Eisschmelze; stündliche Daten der Lufttemperatur und des Niederschlags am Hohen Sonnblick	64
Abb. 5.3: Simulierte vs. beobachtete, verteilte Schneewasseräquivalentdaten (SWE)	68
Abb. 5.4: Darstellung der Differenzenplots und zugehöriger empirischer Häufigkeitsverteilungen	69
Abb. 5.5: Simulierte SWE vs. beobachtete SWE als Mittelwert der 100 m Höhenzonen für vier unterschiedliche Zeitpunkte	70
Abb. 5.6: Simulierte vs. beobachtete Ausaperungsmuster am 29. Juli 2005	71
Abb. 5.7: Streudiagramm: beobachteter vs. simulierter stündlicher Abflüsse	72
Abb. 5.8: Stündliches Gebietsmittel der simulierte Eisschmelze; stündliche Daten der Lufttemperatur und des Niederschlags am Hohen Sonnblick	73
Abb. 5.9: Die wichtigsten hydro-meteorologischen Beobachtungen im Vergleich zu den simulierten stündlichen Abflüssen und den Tageswerten des modellierten SWE Speichers	75
Abb. 5.10: Simulierte Monatsbilanz der Komponenten: Abfluss, Niederschlag, Eisschmelze, Schneeschmelze und Verdunstung als Gebietsmittel	76
Abb. 5.11: Das Goldbergkees Einzugsgebiet + Lage der Eispegel	79
Abb. 5.12: Lufttemperatur Anomalie des Extremsommers 2003	82
Abb. 5.13: Mittelwert für die Ablationsperiode der monatlichen positiven Grad- Tag-Summen, berechnet für eine Höhe von 2450 m ü.d.A.	83
Abb. 5.14: Spezifische Jahresbilanz und Winterbilanz des Goldbergkees	84
Abb. 5.15: Das Sonnblick Observatorium unmittelbar nach dem Sahara-Sandsturm und ausapernde Sahara Sandstaubschicht	85
Abb. 5.16: Stündlich beobachtete Daten der Lufttemperatur und des Niederschlags am Sonnblick Observatorium und beobachtete und simulierte Abflüsse am Gebietsauslass des Goldbergkees Einzugsgebietes.	86

Abb. 5.17: Simulierte Tagesmittelwerte des Gesamtabflusses und des Eisschmelzanteiles am Gebietsauslass des Goldbergkees	87
Abb. 5.18: Beobachtete vs. simulierte kumulative Eisablation an den ausgewählten Ablationspegeln	87
Abb. 5.19: Simulierte Monatsbilanz der wichtigsten hydrologischen Komponenten für das Goldbergkees Einzugsgebiet 2002/2003.	88
Abb. 5.20: Aufnahmen vom Goldberggletscher von einem benachbarten Berg	91
Abb. 5.21: Gegenüberstellung der Gletscherstände 1979 und 2003	94
Abb. 5.22: Simulierte Eisschmelze als Gebietsmittelwert; stündliche Lufttemperatur und Niederschlag am Hohen Sonnblick Observatorium; beobachteter und simulierter Abfluss am Gebietsauslass des Goldbergkees	95
Abb. 5.23: Streudiagramm der beobachteten und simulierten stündlichen Abflüsse	96
Abb. 5.24: Simulierter Abfluss 1979 vs. simulierter Abfluss 2003	96
Abb. 5.25: Wasserbilanz des Goldbergkees Einzugsgebiet, die sich auf Grund der meteorologischen Inputdaten von 2003 ergibt	97
Abb. 5.26: Luftaufnahme der Goldberggruppe	99
Abb. 5.27: Lageskizze der Kraftwerksgruppe Fragant	100
Abb. 5.28: Monatliche Bilanz des Kleinfleißkees Einzugsgebietes, Haushaltsjahr 2004/2005	102
Abb. 5.29: Monatliche Bilanz des Einzugsgebietes Kleinfleißkees, Haushaltsjahr 2004/2005, simuliert ohne Gletscher	103
Abb. 5.30: Monatliche Bilanz des Einzugsgebietes Kleinfleißkees, Haushaltsjahr 2002/2003	104
Abb. 5.31: Monatliche Bilanz des Einzugsgebietes Kleinfleißkees, Haushaltsjahr 2002/2003, simuliert ohne Gletscher	105
Abb. 5.32: Gesamtzufluss zum Wurtenalmspeicher	106
Abb. 5.33: Vergleich der Jahresniederschlagssummen des Oberen Pinzgau	108
Abb. 5.34: Gegenüberstellung der stündlichen Abflüsse während der Kalibrierungsperiode des hydrologischen Modells	111
Abb. 5.35: Prozentueller Flächenanteil der Höhenzonen an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau	113
Abb. 5.36: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckungen des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau für die Kalibrierungsperiode	114
Abb. 5.37: Gegenüberstellung der stündlichen Abflüsse während der Validierungsperiode des hydrologischen Modells	116
Abb. 5.38: Darstellung der täglichen Gebietsmittelwerte des modellierten Schneewasseräquivalentspeichers für das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau, bei Neuinitialisierung des Modells am 01.10.2002.	117

Abb. 5.39: Darstellung der täglichen Gebietsmittelwerte des modellierten Schneewasseräquivalentspeichers für das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau, bei durchgehender Simulation von Okt. 1999 bis September 2005	117
Abb. 5.40: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckungen des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau für die Validierungsperiode	119
Abb. 5.41: Überlagerung der Fernerkundungsbeobachtung mit dem Simulationsergebnis vom 18.03.2004	120
Abb. 5.42: Simulierte Ganglinien der Abflusstagesmittelwerte am Pegel Mittersill mit dem beitragenden Eisschmelzanteil für die Kalibrierungsperiode	122
Abb. 5.43: Simulierte Ganglinien der Abflusstagesmittelwerte am Pegel Mittersill mit dem beitragenden Eisschmelzanteil für die Validierungsperiode	124
Abb. 5.44: Zeitlicher Verlauf der prozentuellen Schneebedeckung („Depletion curves“) des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau	126
Abb. 5.45: Mittlere prozentuelle Schneebedeckung der hydrologischen Jahre 1999 bis 2005 des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau	127
Abb. 5.46: Räumliche Darstellung der kumulativen Schneedeckendauer der Haushaltsjahre 1999 bis 2002	128
Abb. 5.47: Räumliche Darstellung der kumulativen Schneedeckendauer der Haushaltsjahre 2002 bis 2005	129
Abb. 5.48: Vergleich der simulierten mittleren jährlichen Schneedeckendauer der Periode 1999 bis 2005 mit der beobachteten mittleren jährlichen Schneedeckendauer der Periode 1961 bis 1990	130
Abb. 5.49: Darstellung des Differenzenplot ($SIM_{1999-2005} - OBS_{1961-1990}$) und der Häufigkeitsverteilung der Differenzen	130
Abb. 5.50: Gegenüberstellung der stündlichen Abflüsse während der Kalibrierungsperiode des hydrologischen Modells	133
Abb. 5.51: Prozentueller Flächenanteil der Höhenzonen an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes Obersulzbach	134
Abb. 5.52: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckungen des Einzugsgebietes Obersulzbach für die Kalibrierungsperiode	135
Abb. 5.53: Gegenüberstellung der stündlichen Abflüsse während der Validierungsperiode des hydrologischen Modells	137
Abb. 5.54: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckungen des Einzugsgebietes Obersulzbach für die Validierungsperiode	139
Abb. 5.55: Simulierte Ganglinien der Abflusstagesmittelwerte am Pegel Sulzau mit dem beitragenden Eisschmelzanteil für die Kalibrierungsperiode	142
Abb. 5.56: Simulierte Ganglinien der Abflusstagesmittelwerte am Pegel Sulzau mit dem beitragenden Eisschmelzanteil für die Validierungsperiode	143
Abb. 5.57: Grafische Gegenüberstellung der simulierten und beobachteten Massenbilanzen im Zeitraum 1999-2005	146

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1.1: Massenbilanzmessungen auf Gletschern der österreichischen Alpen	8
Tab. 3.1: Flächenanteile der Höhenzonen im Einzugsgebiet Oberer Pinzgau	29
Tab. 3.2: Flächenanteile der Höhenzonen im Einzugsgebiet Obersulzbach	30
Tab. 4.1: Stationen mit stündlichen meteorologischen Aufzeichnungen	51
Tab. 4.2: Stationen mit stündlichen Abflussdaten	52
Tab. 4.3: Landbedeckungsklassen und deren Flächenanteile im Einzugsgebiet Oberer Pinzgau – Ergebnisse aus der Analyse des CORINE Datensatzes	55
Tab. 5.1: Vergleich der Modellparameter, welche für das Goldbergkees Einzugsgebiet kalibriert wurden und jenen aus den Untersuchungen von Pellicciotti et al. (2005), Hock (1999) und Zappa et al. (2003)	65
Tab. 5.2: Komponenten der Jahreswasserbilanz des Goldbergkees Einzugsgebiets für das hydrologische Jahr 2004/2005.	74
Tab. 5.3: Gegenüberstellung der simulierten und beobachteten Gradienten der Eisabschmelzung an den Pegeln 'a' und 'b'	88
Tab. 5.4: Modellierte vs. beobachtete Jahresbilanzgrößen des Einzugsgebietes und des Gletschers Goldbergkees. Beobachtete Niederschläge sind kumulierte monatliche Niederschlagssummen gemessen mit Totalisatoren.	89
Tab. 5.5: Monatliches Mittel der Lufttemperaturen und monatliche Niederschlagssummen am Sonnblick Observatorium: Vergleich der langjährigen Mittelwerte (1961-90) mit dem Jahr 2003	92
Tab. 5.6: Absoluter und relativer Flächenanteil der 100 m Höhenzonen der Gletscherausdehnungen von 1979 und 2003	93
Tab. 5.7: Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten Ergebnisse 2004/2005	102
Tab. 5.8: Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten Ergebnisse 2004/2005 ohne Gletscher	103
Tab. 5.9: Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten Ergebnisse 2002/2003	104
Tab. 5.10: Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten Ergebnisse 2002/2003 ohne Gletscher	105
Tab. 5.11: Tabelle der Parameterpaare der automatischen Kalibrierung	109
Tab. 5.12: Kalibrierte Modellparameter für das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau	110
Tab. 5.13: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckung des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau für die Kalibrierungsperiode	112
Tab. 5.14: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckung des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau für die Validierungsperiode	118
Tab. 5.15: Simulierte Wasserbilanzgrößen der Haushaltsjahre	121
Tab. 5.16: Abweichung von der Klimanormalperiode (1961-1990)	121
Tab. 5.17: Anzahl der Tage mit vollständiger Schneebedeckung des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau für den Zeitraum 1999 - 2005	125

Tab. 5.18: Kennwerte der Schneedeckendauer für die simulierten Haushaltsjahre und die mittleren Perioden 1999-2005 und 1961-1990 im Vergleich	127
Tab. 5.19: Modellparameter, welche im Vergleich zum Parametersatz für den Oberen Pinzgau geänderten wurden	132
Tab. 5.20: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckung des Einzugsgebietes Obersulzbach für die Kalibrierungsperiode.	134
Tab. 5.21: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckung des Einzugsgebietes Obersulzbach für die Validierungsperiode	138
Tab. 5.22: Simulierte Wasserbilanzgrößen der Haushaltsjahre	140
Tab. 5.23: Abweichung von der Klimanormalperiode (1961-1990)	141
Tab. 5.24: Maßzahlen der beobachteten und modellierten Gletscher	144
Tab. 5.25: Gegenüberstellung der beobachteten und modellierten spezifischen Jahresmassenbilanz der Gletscher	145
Tab. 5.26: Gegenüberstellung der beobachteten und modellierten ELA	147

ABKÜRZUNGEN UND KURZBEZEICHNUNGEN:

AHP	<u>A</u> ustrian <u>H</u> ydro <u>P</u> ower
BOKU	Universität für <u>B</u> oden <u>k</u> ultur
b	Spezifische Massenbilanz [kg/m ²] oder [mm]
DHM	<u>D</u> igitales <u>H</u> öhen <u>m</u> odell
EG	<u>E</u> inzugsgebiet
ELA	<u>E</u> quilibrium <u>L</u> ine <u>A</u> ltitude (Höhe der Gleichgewichtslinie)
ETH	<u>E</u> idgenössische <u>T</u> echnische <u>H</u> ochschule Zürich
FLK	Klein <u>f</u> leiß <u>k</u> ees
GOK	<u>G</u> oldberg <u>k</u> ees
GIS	<u>G</u> eographisches <u>I</u> nformationss <u>s</u> ystem
HRU	<u>H</u> ydrologic <u>R</u> esponse <u>U</u> nit
IWHW	Institut für <u>W</u> asserwirtschaft, <u>H</u> ydrologie und konstruktiven <u>W</u> asserbau
KELAG	<u>K</u> ärntner <u>E</u> lektrizitäts <u>A</u> ktiengesellschaft
LWD	<u>L</u> awinen <u>w</u> arnd <u>d</u> ienst
N	<u>N</u> iederschlag
m ü.d.A	<u>M</u> eter <u>ü</u> ber <u>d</u> er <u>A</u> dria (Seehöhe)
P	<u>P</u> recipitation (Niederschlag)
PREVAH	<u>P</u> recipitation- <u>R</u> unoff- <u>E</u> vapotranspiration <u>H</u> RU model
Q	Abfluss
SBK	<u>S</u> onn <u>b</u> lick
SLF	Eidgenössischen Institut für <u>S</u> chnee- und <u>L</u> awinenforschung in Davos
SWE	<u>S</u> now <u>W</u> ater <u>E</u> quivalent (Schneewasseräquivalent)
Rf	<u>R</u> elative Luftfeuchtigkeit
T	Temperatur
TAKLIS	<u>T</u> eil <u>a</u> utomatische <u>K</u> limastation
TAWES	<u>T</u> eil <u>a</u> utomatische <u>W</u> etterstation
w.e.	<u>W</u> ater <u>e</u> quivalent (Wasseräquivalent)
WMO	<u>W</u> orld <u>M</u> eteorological <u>O</u> rganisation
WSL	Eidgenössische Forschungsanstalt für <u>W</u> ald, <u>S</u> chnee und <u>L</u> andschaft
WUK	<u>W</u> urten <u>k</u> ees
ZAMG	<u>Z</u> entra <u>a</u> nstalt für <u>M</u> eteorologie und <u>G</u> eodynamik

Vorwort und Danksagung

Es begann irgendwann im Herbst 2001 ... – da wurden Hugo Seitz als damaliger Gerätewart und ich selbst als EDV Betreuer von Hubert Holzmann und Josef Fürst, unseren Assistenzprofessoren am IWHW gefragt, ob wir Lust und Interesse hätten, in einem vergletscherten Einzugsgebiet in den Hohen Tauern eine Abflussmessstelle einzurichten, und mit dem Georadar, das wir am Institut hatten, noch im kommenden Frühjahr bei Eisdickenmessungen mitzuhelfen. Die Eisdickenmessungen waren der erste „wissenschaftliche Kontakt“ mit den Gletschern – die Ergebnisse waren leider noch nicht so vielversprechend. Dann im Sommer 2002 bauten wir zum ersten Mal eine Pegelmessstation unter dem Goldbergkees auf. Mit dabei wieder Hugo Seitz und mein Studienkollege und guter Freund Hannes Badura, der sich auch sofort für die Sache begeistern ließ. Hinter der ganzen Idee, aber trotzdem immer an vorderster Front auf dem Gletscher bei den Feldarbeiten mit dabei, da steckt Wolfgang Schöner. Auf diesem Wege möchte ich mich herzlichst bei ihm bedanken, da er damit den Grundstein dieser Arbeit gelegt hat und durch sein vielfältiges und breites Wissen auch mir die Glaziologie greifbar gemacht hat. Meine Faszination hat bei ihm immer einen weiteren Träger und Verstärker gefunden. Das Gleichgewicht zwischen praktischer und theoretischer Arbeit in der Glaziologie, das eine für das Verstehen und das andere für das Verständnis konnte er mir zeigen. Großen Dank möchte ich auch Hubert Holzmann, meinem Hauptbetreuer, für seine Geduld, sein Vertrauen und die Freiheit, die er mir bei der Forschung und den für mich sehr wichtigen Reisen für die Bildung internationaler Kontakte gegeben hat, aussprechen. Nach kurzer Überredung war er bereit, gemeinsam mit Wolfgang Schöner bei der Akademie der Wissenschaften das Projekt SNOWTRANS (Transformation of observed and computed ice- and snowmelt data to ungauged basins) einzureichen, das immerhin für zweieinhalb Jahre meine Anstellung sicherte. Daher auch ein großer Dank an die Österreichische Akademie der Wissenschaften. Bei Prof. Nachtnebel möchte ich mich für die Möglichkeit, die Vorstudien zu diesem Projekt am IWHW bearbeiten zu können, bedanken. Joachim Gurtz sorgte durch sein Interesse an dem Projekt dafür, dass wir mit dem Modell PREVAH arbeiten konnten, und ich in Zürich eine einwöchige, persönliche Einschulung bekommen konnte. Bei Massimiliano Zappa möchte ich mich dafür bedanken, dass er mir dieses Modell so freizügig zur Verfügung gestellt und beigebracht hat und mir jeder Zeit, auch über die Distanz Wien – Zürich hinweg, ständig mit Updates und Hilfestellungen per Telefon und e-Mail zur Seite stand. Ich bedanke mich auch bei Herbert Lang, der sich bereit erklärt hat, die Zweitbegutachtung zu übernehmen und alleine damit der Dissertation die Anerkennung, dass sie sowohl hydrologisch als auch glaziologisch orientiert ist, zu geben. Vielen Dank gebührt auch allen Mitarbeitern, Mithelfern, Unterstützern und Studenten, die bei den aufwändigen Feldarbeiten Knochenarbeit geleistet oder unbürokratisch Daten bereitgestellt haben: Hans Wiesenegger, Gernot Weyss, Friedl Wallner, Markus Vollmann (Danke für die

Auswertung der Fernerkundungsdaten), Friedl Unterfrauner, Michael Tschas, Michael Staudinger, Katharina Seiwerth, Lug Rasser, Fritz Neuschitzer, Frieda Nagl, Rebecca Mott, Hannes Moser, Gernot Michlmayr, Hermann Maislinger, Hans Lindler, Mathias Leimisch, Christine Kroisleitner (Danke für das viele Datenschupfen und Digitalisieren), Klaus Krenn, Erwin Kostner, Paul Kirchlechner, Andreas Kaufmann, Bernhard Hynek (Danke für die Schneetiefensondierungen und für das viele Datenschupfen), Gottfried Härtel, Berthold Fliedl und Daniel Binder. Wenn ich wieder einmal länger bei den Feldarbeiten dem Institut ferngeblieben bin, konnte ich mich immer auf Thilo Lehmann verlassen, der mir dort den Rücken freigehalten hat.

Das Doktorat ist die letzte große Ausbildung, die eine Universität anbietet. Der Weg dorthin führt über viele steinige und steile Wege, die man nicht immer alleine schaffen würde. Meinen Eltern und Geschwistern möchte ich danken, dass sie mir den Weg gezeigt haben und meinen Studienkollegen und Freunden möchte ich danken, dass sie mich auf dem Weg begleitet haben. Zum Schluss ein großer Dank für die wichtigen Anstöße für das Weitermachen, das Verständnis für meine Reisen und die viele Hilfe bei den Arbeiten auf den Gletschern an meinen persönlichen Coach, meine liebe *Anna!*

Kurzfassung

Diese Arbeit hat die zeitlich hochaufgelöste Simulation der hydrologischen Prozesse in hochalpinen, vergletscherten Einzugsgebieten zum Ziel. Dabei werden die Schneeakkumulation in der Winterperiode als auch die Eis- und Schneeschmelze in der Ablationsperiode modelliert. Zur Anwendung kommt ein erweitertes indexbasiertes Schmelzmodell für Schnee und Gletscher, welches nur die gemessene Lufttemperatur als meteorologische „Antriebsgröße“ benötigt. Für die Simulation der Schneeakkumulation, der Speisung der Bodenspeicher und der (Hochwasser-) Abflüsse wird auch der Niederschlag als Input benötigt. Das Schmelzmodell ist im HRU-basierten hydrologischen Modell PREVAH integriert. Es bildet auch die Plattform für die Einzugsgebietsuntergliederung und das „Preprocessing“ der meteorologischen Daten.

Das hydrologische Modell wurde auf unterschiedlichen räumlichen Skalen für Einzugsgebiete mit etwa 2.5km², 80 km² und 600 km² und auf einer zeitlichen Skala mit stündlicher Auflösung angewendet. Der Anteil der vergletscherten Fläche, sowie der Schmelzbeitrag der Gletscher schrumpfen mit zunehmender Größe der Gebiete. In den kleinen Einzugsgebieten konnten die Eis- und Schneeschmelze isoliert von anderen hydrologischen Prozessen betrachtet werden, bei den großen Gebieten mussten die Bodenspeicher berücksichtigt werden.

Im kleinen, hochalpinen Einzugsgebiet des Goldbergkees in den Hohen Tauern in Salzburg (47°03'N, 12°57'E, 2350-3106 m ü.d.A.) wurden umfangreiche Feldmessungen durchgeführt. Dabei wurde ein Messnetz für die ganzjährige Lufttemperaturbeobachtung und eine Pegelstation für die Beobachtung der Schmelzabflüsse am Gebietsauslass betrieben. Weiters wurde an mehreren Terminen in der Schneeschmelzperiode der Zustand der Schneedecke für die Bestimmung des verteilten Schneewasseräquivalentes untersucht. Auch die Daten der Winter- und Jahresmassenbilanzmessungen des Goldbergkees waren eine wertvolle Information für die Initialisierung bzw. Validierung des hydrologischen Modells. Umfangreiche meteorologische Beobachtungen bezüglich Lufttemperatur, Niederschlag, Globalstrahlung, Luftfeuchtigkeit, Sonnenscheindauer und Windgeschwindigkeit konnten vom Observatorium am Hohen Sonnblick, welches sich am höchsten Punkt des Testgebietes befindet, bezogen werden.

Weitere Pegelstationen für die Schmelzabflussbeobachtung wurden bei den benachbarten Einzugsgebieten Wurtenkees und Kleinfleißkees betrieben. Das Kleinfleißkees wurde für die Verifizierung der Übertragbarkeit von Schmelzparametern modelliert.

Für die großen Untersuchungsgebiete „Oberer Pinzgau“ bis zum Pegel Mittersill in Salzburg (47°16'N, 12°28'E, 780-3666 m ü.d.A.) und dem „Obersulzbach“ als Subeinzugsgebiet des Oberen Pinzgau bis zum Pegel Sulzau (47°14'N, 12°14'E, 880-3666 m ü.d.A.) wurden die hydrometeorologischen Modellinputdaten von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), dem Hydrographischen

Dienst des Landes Salzburg (HD), der Austrian Hydropower (AHP) und den Lawinenwarndiensten (LWD) der Länder Salzburg und Tirol bezogen. Die hydrologischen Simulationen wurden für zwei getrennte, dreijährige Kalibrierungs- und Validierungsperioden durchgeführt. Das Modell wurde für die Simulation der stündlichen Abflüsse an den Gebietsauslässen optimiert. Als weitere Verifizierungsinformation standen jeweils drei klassifizierte Satellitenimages für die Kalibrierungs- und die Validierungsperiode zur Verfügung, welche den Zustand der Ausaperung der Einzugsgebiete dokumentierten. Die beobachteten stündlichen Abflüsse konnten mit einer „Modell – Efficiency“ von $0.71 < R^2 < 0.89$ berechnet werden. Die Ergebnisse zeigen die simulierten Abflüsse, den Eisschmelzanteil am Gesamtabfluss, die jährliche Wasserbilanz der Gebiete sowie Analysen der Schneedeckendauer und des zeitlichen Verlaufes des Schneebedeckungsgrades.

Der Extremsommer von 2003 war Teil des Untersuchungszeitraumes. Mit den langjährigen Lufttemperaturdaten vom Observatorium am Hohen Sonnblick wurden statistische Analysen durchgeführt, um diesen Sommer auf Grund der außerordentlichen Abweichungen einstufen zu können. Die Abflusssimulationen aller Testgebiete zeigten extrem hohe Beiträge der Gletscherschmelze am Gesamtabfluss. Für das Goldbergkees und das Kleinfleißkees wurden Szenarien mit geänderten Gletscherausdehnungen bzw. mit der Annahme bereits völlig abgeschmolzener Gletscher berechnet.

Abstract

The goal of this study is the simulation of hydrological processes at high elevated, glacierized basins with high temporal resolution. Therefore the snow accumulation during winter and the snow- and icemelt during ablation period are modeled. An advanced index based melt model approach for snow and ice is used, which is restricted to observed air temperature data as model input. To simulate the snow accumulation, the recharge of the soil storage, and the (flood-) runoff precipitation is needed as the second input variable. The melt model is integrated in the HRU based hydrologic model PREVAH, which offers a platform for the subdivision of the basin and the preprocessing of meteorological data.

The hydrological model has been applied to different spatial scales of catchment areas of about 2.5km², 80 km², and 600 km² and a temporal scale of one hour resolution. The share of glacierized area as well as the icemelt contribution decreases with increasing basin area. At these small catchment areas snow- and icemelt were isolated of other hydrological processes, but at the larger catchment areas soil storage had to be considered.

At the small, high elevated basin of Goldbergkees in Hohe Tauern region in Salzburg, Austria (47°03'N, 12°57'E, 2350-3106 m a.s.l.) extensive field campaigns were conducted. Therefore a network for the all-season observation of the air temperature and a gauging station to observe melt runoff at the catchment outlet have been installed. Furthermore the state of the snow pack has been investigated applying snow courses at several points in time during ablation period. Results of the annual and winter mass balance investigations of glacier Goldbergkees were useful information for the initialisation and validation of the hydrologic model. Substantial meteorological observations concerning air temperature, precipitation, global radiation, humidity, sun shine duration, and wind speed have been available at the observatory at Hoher Sonnblick, which is situated at the highest point of the investigation area.

Other gauging stations for the observation of melt runoff were driven at the two surrounding glacierized basins Wurtenkees and Kleinfleißkees. The Kleinfleißkees basin has been simulated to verify the transformation of melt parameters calibrated at Goldbergkees basin.

The hydro-meteorological input for the simulation of the large basins 'Oberer Pinzgau' with the outlet at Mittersill in Salzburg (47°16'N, 12°28'E, 780-3666 m a.s.l.) and its subbasin 'Obersulzbach' with the outlet at Sulzau (47°14'N, 12°14'E, 880-3666 m a.s.l.) has been available from the Central Agency of Meteorology (ZAMG), the Hydro Service (HD) of Salzburg, the Austrian Hydropower Company (AHP), and the avalanche warning services (LWD) of Salzburg and Tyrol. The hydrological simulations were applied to two separated three year calibration- and validation periods. The model has been optimized for the simulation of hourly runoffs. For model verification purposes three classified

satellite images for each the calibration- and the validation period were used. The images showed the snow covered area of the basin. Observed hourly runoff has been calculated with an efficiency of $0.71 < R^2 < 0.89$. Results show the simulated runoff, the fraction of icemelt, the annual water balance of both areas, as well as analyses of the snow cover duration and the temporal characteristics of the degree of snow covered area.

The extreme summer of 2003 has been part of the investigation period. Using long term air temperature time series of Sonnblick observatory analyses have been applied to classify the extraordinary deviations of that summer. Runoff simulations of all test sites have shown extremely high glacier melt contributions. For the Goldbergkees and the Kleinfleißkees basin scenarios with modified glacier extent or an entirely disappeared glacier have been applied and calculated.

1 Einleitung und Gliederung

1.1 Glaziologische Untersuchungen am Goldbergkees, ein geschichtlicher Exkurs

Im Sommer 1886 wurde der Grundstein für das noch im selben Jahr in Betrieb gehende Observatorium am Hohen Sonnblick gelegt. Gleichzeitig war das auch der Grundstein für eine Vielzahl von wissenschaftlichen Arbeiten der meteorologischen, klimatologischen und glaziologischen Fachdisziplinen, die ihren Erfolg diesem exponierten Ort verdanken. Seit Herbst 1886 gibt es meteorologische Beobachtungen vom Hohen Sonnblick, wie z.B. die seit damals ununterbrochene Reihe der Lufttemperaturmessungen (Auer et al., 2002). 1896, nur zehn Jahre nach der Entstehung des Observatoriums wurden die ersten glaziologischen Grundlagen, die die Basis für die weiteren Untersuchungen der drei Hauptgletscher der Goldberggruppe bildeten durch den Geographen Albrecht Penck und seine Mitarbeiter geschaffen (Penck, 1897). Das war die Zeit, in welcher an mehreren österreichischen Gletschern mit der jährlichen Messung der Längenänderung begonnen wurde. 1909 wurde dann am Goldbergkees eine Neuentwicklung der Fernerkundung erstmals für die Glaziologie angewandt: die terrestrische Photogrammetrie. Damit konnte die erste hochgenaue Gletscherkarte im Maßstab 1:10000 geschaffen werden, die lange Zeit als Basiskarte für die glaziologischen Untersuchungen Verwendung fand (Hübl, 1912 zitiert nach Böhm, 1986). Lichtenecker (1935) setzte die glaziologischen Untersuchungen in der Zwischenkriegszeit fort. Einige Fotodokumente aus dieser Zeit sind immer noch als wertvolle Basis für Vergleiche verfügbar. Dirmhirn & Sauberer (1950, 1952) und Dirmhirn (1958) beschäftigten sich bereits in den Fünfzigerjahren des vergangenen Jahrhunderts mit der Messung der Komponenten der Strahlungsbilanz über den Schnee- und Eisflächen am Goldbergkees. Fortsetzung fanden die sich mit der Strahlungsbilanz über dem Goldbergkees befassenden Arbeiten in Mahringer & Scheibbner (1968) und Hynek (in prep.). Methoden für die Regionalisierung von Punktmessungen der kurzwelligen Strahlung und die flächenhafte Bildung der Strahlungsbilanz wurden von Strobl (1983) und Schöner (1989a, 1989b) vorgestellt. In den Sommern 1971/72 wurde im Zuge des österreichischen Beitrages zur hydrologischen Dekade der UNESCO (1965-1974) die Eisdicke des Goldbergkees mittels Refraktionsseismik gemessen (Brückl & Bittmann, 1977). Nach den damaligen Ergebnissen sollte man heute vom Goldbergkees nichts mehr sehen. Dass dem nicht so ist, davon kann man sich selbst am Sonnblick überzeugen. In der Arbeit von Binder (in prep.) wird das ebenfalls widerlegt, wobei die mächtigste Stelle des Goldbergkees 2003 noch mit etwa 130 m gemessen und eine mittlere Eisdicke von 34 m ermittelt wurde. Die Eisdicke im Zungenbereich des Goldbergkees wurde mit 58 m gemessen.

Als nächster großer Schritt der glaziologischen Forschung in der Goldberggruppe wurde beginnend mit dem Wurtenkees 1983, dem Goldbergkees 1989 und dem Kleinfleißkees 1999 die Massenbilanz mittels direkter, glaziologischer Methode (Kaser et al., 2003) gemessen (Auer et al., 2002). Die Erstellung der seit Beginn der Messungen

ununterbrochenen und jährlichen Massenbilanzen ist gerade für klimatologische Fragestellungen eine wertvolle Datenbasis. Die Massenbilanz eines Gletschers ist ein Zeiger dafür, in welche Richtung sich das Klima im gerade abgelaufenen Jahr bewegt hat. Im Herbst 2002 wurde am Gletschersee unweit der Gletscherzunge des Goldbergkees eine Pegelstation errichtet, um die Schmelzabflüsse des Gletschers zu erfassen. Auch in den folgenden Jahren wurden während der Sommermonate die Abflüsse dieses kleinen, sehr gut beobachteten Einzugsgebietes gemessen. 2004 und 2005 folgten die Pegelstationen unter dem Kleinfleißkees und unter dem Wurtenkees, die mit Unterstützung der KELAG errichtet wurden. Für die hydrologische Modellierung der Abflusstestehung in hochalpinen Einzugsgebieten war somit eine ausgezeichnete Datenbasis geschaffen worden.

Tab. 1.1: Massenbilanzmessungen auf Gletschern der österreichischen Alpen (nach Schöner und Böhm, in print). FXD = fixed date system; STR = statistical regression

Glacier	Mountain region	Begin	End	Winter balance	Method	Institution
Stubacher Sonnblickkees	Hohe Tauern	1964		no	Direct (STR)	Institut für Geographie und Angewandte Geoinformatik, Universität Salzburg
Pasterze	Hohe Tauern	1980		no	Direct (FXD)	Tauernkraft, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Wurtenkees	Hohe Tauern	1983		yes	Direct (FXD)	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Goldbergkees	Hohe Tauern	1987		yes	Direct (FXD)	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Kleinfleißkees	Hohe Tauern	1999		yes	Direct (FXD)	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
Jamtalferner	Silvretta	1989		yes	Direct (FXD)	Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck
Vermuntgletscher	Silvretta	1991	1999	yes	Direct (FXD)	Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck
Ochsentalergletscher	Silvretta	1991	1999	yes	Direct (FXD)	Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck
Hintereisferner	Öztaler Alpen	1953		no	Direct (FXD)	Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck
Kesselwandferner	Öztaler Alpen	1953		no	Direct (FXD)	Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck
Vernagtferner	Öztaler Alpen	1965		yes	Direct (FXD)	Kommission für Glaziologie, Bayerische Akademie der Wissenschaften
Übergossene Alm	Hochkönig	1965	1977	yes	Direct (FXD)	Institut für Geographie und Angewandte Geoinformatik, Universität Salzburg

Aber nicht nur in der Goldberggruppe um das Observatorium am Hohen Sonnblick hat sich die Glaziologie in Österreich entwickelt. Die ersten direkten Massenbilanzmessungen in Österreich wurden bereits 1953 auf dem Hintereisferner und dem Kesselwandferner durchgeführt. Die direkte Methode wurde auch mit der hydrologischen Methode

verglichen, für die Niederschlag, Abfluss und Verdunstung für das Einzugsgebiet des Schreibpegels Steg-Hospiz herangezogen wurden (Hoinkes & Lang, 1962). Diese Massenbilanzbeobachtungen sind heute die längsten direkt gemessenen Massenbilanzzeitreihen österreichischer Gletscher (siehe Tab. 1.1). Eine Besonderheit stellen auch die direkten Massenbilanzmessungen am Vernagtferner dar, die 1965 begonnen wurden (Reinwarth, 1972; siehe Tab. 1.1). 1973 wurden die Massenbilanzmessungen um eine Abflussmessstation unter der Gletscherzunge des Vernagtferner erweitert (Bergmann & Reinwarth, 1976). Seither werden dort die Schmelzabflüsse kontinuierlich aufgezeichnet und unter anderem für Schmelz- und Wasserbilanzmodellierungen herangezogen. Eine Reihe von Publikationen bestätigt die Qualität der aufwändig erarbeiteten und hochwertigen Daten, die in diesem Gebiet erhoben wurden (Baker et al., 1982; Braun et al., 2004; Oerter & Reinwarth, 1990; Escher-Vetter, 2000; Escher-Vetter et al., 2005; u.v.m.). Warum ist es aber trotzdem so interessant die glaziologischen und hydrologischen Untersuchungen auch im Gebiet des Hohen Sonnblicks durchzuführen? Das lässt sich mit zwei klaren Argumenten beantworten: das Vorhandensein des Observatoriums am Hohen Sonnblick mit allen langjährigen und hochwertigen meteorologischen Beobachtungen und eine völlig andere Niederschlagsituation im Vergleich zu den glaziologischen Untersuchungsgebieten im Ötztal.

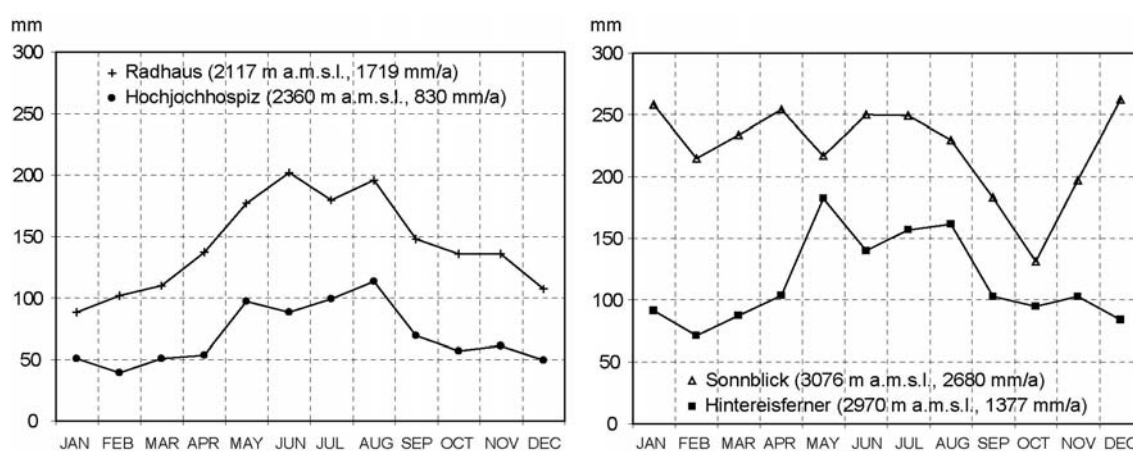


Abb. 1.1: Vergleich langjähriger Mittel (1961-90) monatlicher Niederschlagssummen von Stationen im Gebiet des Hintereisferners (Ötztaleralpen) und der Goldberggruppe, die sich etwa auf gleicher Seehöhe befinden.

Das Gebiet um den Hohen Sonnblick empfängt nahezu doppelt so viel Jahresniederschlag im Vergleich zu den „trockenen“ Gebieten im Ötztal (siehe Abb. 1.1). Diese Ausgangslage macht das ausgedehnte Monitoring am Sonnblick und den umliegenden Gletschern besonders wertvoll und bietet die Möglichkeit der Anwendung hydrologischer Modelle für die Simulation von Schnee- und Eisschmelzprozessen unter diesen hochalpinen, niederschlagsreichen Bedingungen.

1.2 Hochalpin, vergletschert und unbeobachtet

Wie auch später noch eingehender beschrieben, lassen sich die Modelle für die Schnee- und Gletscherschmelze in die zwei großen Gruppen Energiebilanzmodelle und Temperaturindex-Modelle einteilen. Die Energiebilanzmodelle haben den Anspruch den physikalischen Prozess der Schmelze zu beschreiben. Die indexbasierten Modelle hingegen versuchen den empirischen, aber auch physikalisch nachweisbaren starken Zusammenhang (Ohmura, 2001) zwischen Lufttemperatur und Schmelze zu beschreiben. Die große Herausforderung besteht in jedem Falle darin, Abflüsse und die dazu beitragenden Komponenten unbeobachteter, vergletschert, hochalpiner Einzugsgebiete zu simulieren. Was steckt nun in diesen herausfordernden, das Einzugsgebiet beschreibenden Eigenschaften? Die Abflüsse dieser Einzugsgebiete werden nicht beobachtet; die Datenlage für den Niederschlag ist äußerst dürftig und muss von weiter entfernten Stationen in das Untersuchungsgebiet übertragen werden; die hochalpine Lage zeichnet sich durch extreme Wettererscheinungen aus, die, wenn sie überhaupt beobachtet werden, schwierigst von der Punkt- auf die Einzugsgebietsebene skaliert werden können; das Vorhandensein von Gletschern sorgt bei starken Schmelzbeiträgen für die unvollständige Lösung der Wasserbilanzgleichung in Niederschlags-Abflussmodellen, die Gletscher nicht berücksichtigen; selbst wenn die Eis- und Schneeschmelze in einem Modell getrennt berechnet werden, gibt es immer noch die Abhängigkeit für den Beginn der Eisschmelze, da der den Gletscher bedeckende Schnee zuerst abschmelzen muss, bevor Gletscherschmelze auftreten kann.

In dieser Arbeit wurde darauf Wert gelegt, dass für die Schmelzsimulation ausschließlich Modelle zur Anwendung kommen, die möglichst wenig meteorologischen Input benötigen, um der Anforderung der Übertragbarkeit auf unbeobachtete bzw. schlecht beobachtete Einzugsgebiete gerecht zu werden. Indexbasierte Modelle erweisen sich somit vorteilhaft, da die Schmelze ausschließlich mit der gemessenen Lufttemperatur modelliert werden kann. Weitere Abhängigkeiten für die Generierung des Tagesganges können aus der Simulation der potentiellen Strahlung für jede Teilfläche eines Einzugsgebietes berechnet werden. Dazu sind ausschließlich aus Geländemodellen ableitbare Größen wie die Exposition oder die Hangneigung notwendig. Um den hydrologischen Kreislauf eines ganzen Jahres zu simulieren, ist weiters noch der Niederschlag notwendig, da damit im Winter die Akkumulation der Schneedecke und im Sommer die Überlagerung der Schmelzabflüsse durch den direkt zum Abfluss kommenden Niederschlag generiert wird.

1.3 Gliederung der Arbeit

Im Kapitel „Methodik“ wird ein kurzer Überblick der verwendeten Modellansätze geboten. Dabei wird auf die Schmelzmodelle für Eis und Schnee und auf die Theorie der Speicherung des Wassers in vergletscherten Gebieten eingegangen.

Das Kapitel „*Untersuchungsgebiete*“ stellt das am aufwändigsten beobachtete kleine, hochalpine Einzugsgebiet Goldbergkees, die benachbarten kleinen Einzugsgebiete Kleinfleißkees und Wurtenkees und das größte Testeinzugsgebiet Oberer Pinzgau mit dem Subeinzugsgebiet Obersulzbach vor.

Im Abschnitt „*Datengrundlagen*“ wird das hydro-meteorologische Monitoring in den kleinen Einzugsgebieten und die ausführlichen Feldkampagnen für die Messung des Schneewasseräquivalentes beschrieben. Auch die für die hydrologische Modellierung des Oberen Pinzgau und des Obersulzbach erforderliche hydro-meteorologische Datenbasis aus den Datenbanken der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik und des Hydrographischen Dienstes wird vorgestellt. Die flächenhaften Daten wie das digitale Höhenmodell (DHM), die Luftbilder, die Satellitendaten, die Boden- und Landbedeckungskarten werden in diesem Kapitel angesprochen.

Das Kapitel „*Ergebnisse und Diskussion*“ ist in fünf Unterabschnitte eingeteilt, die getrennt voneinander die Ergebnisse von Studien wiedergeben. Diese Studien wurden separat als Publikationen in internationalen Journalen eingereicht, bzw. sind bereits akzeptiert (siehe auch die Anmerkungen am Beginn der Studien). Allgemeine Informationen zum Modell bzw. zur Datenbasis wurden für eine bessere Lesbarkeit und, um Wiederholungen zu vermeiden, ausgelassen.

Im ersten Unterabschnitt „*Kalibrierung und Validierung von PREVAH am Beispiel des Goldbergkees Einzugsgebietes*“ wird ein „multi validation approach“, ein Ansatz zur mehrfachen Kalibrierung und Validierung des hydrologischen Modells im Goldbergkees Gebiet vorgestellt. Mit diesem Ansatz kann ein hydrologisches Modell für hochalpine Einzugsgebiete angepasst werden, auch wenn nur temporäre Abflussbeobachtungen verfügbar sind.

Die zweite Studie „*Der Extremsommer von 2003 – Hydrologische Simulation am Beispiel des Goldbergkees Einzugsgebietes*“ zeigt die Anwendung des hydrologischen Modells in einem Sommer mit extremen Klimabedingungen und beschreibt, warum dieser Sommer als so extrem bezeichnet werden muss.

Anhand der Untersuchung „*Szenariensimulation am Beispiel des Goldbergbach Einzugsgebietes: wäre der Extremsommer von 2003 bei dem Gletscherstand von 1979 aufgetreten*“ wird der meteorologische Datensatz, welcher im Sommer 2003 gemessen wurde für die Simulation eines historischen Gletscherstandes herangezogen, um dieses hypothetische Jahr mit dem Sommer 2003 zu vergleichen.

Im vierten Unterabschnitt „*Übertragung der Modellparameter auf das Einzugsgebiet Kleinfleißkees und Szenariensimulation*“ wurde der Versuch unternommen, die im Goldbergkees Einzugsgebiet kalibrierten Parameter auf ein Nachbar-einzugsgebiet zu übertragen, dort mit den gemessenen Massenbilanzdaten zu verifizieren und schließlich

die Anwendung einfacher Szenarien, wie durch das Wegschalten des Gletschermoduls die Reaktion des Einzugsgebietes zu evaluieren.

Die letzte vorgestellte Studie „Übertragbarkeit von Schmelzparametern“ beschäftigt sich mit der Anwendung des hydrologischen Modells auf größere Einzugsgebiete (Oberer Pinzgau und Obersulzbach). Dabei wird ein hydrologisches Modell für zwei Gebiete angewendet, bei welchen einerseits die Schneeschmelze die dominierende Rolle bei der Abflussbildung spielt, die Eisschmelze einen wesentlichen, zu berücksichtigenden Anteil im Abflussgeschehen hat, aber genauso der Prozess der Bodenspeicherung zu beachten ist. Die Eisschmelzparameter konnten von den hydrologischen Studien in den kleinen Einzugsgebieten übertragen werden. Für die Validierung dieser zwei Gebiete wurden hochauflösende Satellitenfernerkundungsdaten verwendet, die mit der simulierten, flächenhaften Ausaperung verglichen wurden. Als wesentliche Ergebnisse werden die Eisschmelzbeiträge zum Gesamtabfluss für durchschnittlichen und extremen Jahre gezeigt, sowie die Resultate der Schneeakkumulation und –schmelze in Form von Karten, welche die kumulativen Schneedeckendauern darstellen und „Depletion Curves“, welche das Maß der Schneebedeckung im Jahresverlauf zeigen, präsentiert.

Das Kapitel „Zusammenfassung und Schlussfolgerungen“ gibt einen Überblick der wichtigsten Ergebnisse und Erkenntnisse aus den einzelnen Studien und erläutert mögliche Perspektiven, die sich aus dieser Arbeit ergeben.

2 Methodik

Der Methodik-Teil beschäftigt sich in kurzen Zügen mit den unterschiedlichen hydrologischen Modellen für die Modellierung vergletscherter Einzugsgebiete. Weiters werden die wichtigsten Funktionalitäten von PREVAH erklärt, sowie der Schmelzmodellansatz, der für diese Studie angewendet wurde, beschrieben. Alle weiteren methodischen Fragen werden in den Kapiteln, die die Modellanwendungen beschreiben, behandelt.

2.1 Hydrologische Modellierung vergletscherter Einzugsgebiete

Für die hydrologische Modellierung von vergletscherten Einzugsgebieten gibt es zwei große Gruppen von Modellen, mit denen Schmelzprozesse simuliert werden können. Einerseits sind das die Schmelzmodelle, die den Prozess der Schmelze von Eis und Schnee als Reaktion auf die klimatischen Einflussbedingungen beschreiben, und andererseits sind das die Speicher- und Translationsmodelle, die die Speicherung des Schmelzwassers in der Schneedecke, im Firn oder im Eis bzw. die Bewegung des Schmelzwassers entlang und durch die genannten Medien beschreiben.

2.1.1 Schmelzmodelle für Schnee und Eis

Schnee- und Eisschmelzmodelle können prinzipiell in zwei Arten von Modellen unterteilt werden. Das sind die Energiebilanzmodelle, bei welchen die Residuen der Wärmebilanzgleichung ermittelt werden, und die Indexverfahren (Temperaturindex- oder gemischte Verfahren), die einen empirischen Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur und der Schmelze annehmen. Die Energiebilanzmodelle zeichnen sich durch die physikalische Beschreibung der Schmelzprozesse aus, haben aber gerade in unbeobachteten Einzugsgebieten den entscheidenden Nachteil, dass die notwendigen Inputdaten nicht verfügbar sind.

2.1.1.1 Energiebilanz Verfahren

Beim physikalisch basierten Schmelzmodellansatz werden alle Energieflüsse aus und in die zu schmelzende Oberfläche (Schnee, Firn, Eis) aufgestellt. Bei einer Oberflächentemperatur von 0°C wird jeder Energieeintrag aus der Schnittstelle Oberfläche-Luft als unmittelbar für das Schmelzen verwendet, angenommen. Die Energiebilanz kann folgend formuliert werden:

$$Q_N + Q_H + Q_L + Q_G + Q_R + Q_M = 0 \quad (1)$$

Dabei ist Q_N die Nettostrahlung, Q_H steht für den fühlbaren Wärmestrom, Q_L der latente Wärmestrom (Q_H und Q_L sind turbulente Wärmeströme), Q_G ist der Wärmestrom vom Untergrund, Q_R ist der fühlbare Wärmestrom, der durch Regen eingetragen wird und Q_M ist schließlich die Energie, die für das Schmelzen aufgewendet werden muss. Ein positives

Vorzeichen steht für einen Energieeintrag und ein negatives für einen Energieverlust. Die Schmelzrate kann aus der verfügbaren Energie errechnet werden:

$$M = \frac{Q_M}{\rho_w L_f} \quad (2)$$

ρ_w steht hierbei für die Dichte des Wassers und L_f für die latente Schmelzwärme. Mit diesem Ansatz kann, wenn alle Parameter bekannt sind, die Schmelze von Schnee, Firn oder Eis berechnet werden. Die Anwendung der Energiebilanzverfahren kann in zwei Gruppen eingeteilt werden: einerseits die Punktuntersuchungen und andererseits die Studien, bei welchen das Verfahren verteilt angewendet wurde. Beispiele für Punktuntersuchungen der Energiebilanz auf Gletschern wurden in Hoinkes (1955), La Chapelle (1959), Röthlisberger & Lang (1987) und beispielsweise in Oerlemans (2000) vorgestellt. Hock (2005) gibt einen tabellarischen Überblick der Studien und der gemessenen und errechneten Energieanteile der einzelnen Bilanzkomponenten. Verteilte, rasterbasierte Energiebilanzmodelle wurden für glaziologische Untersuchungen in Escher-Vetter (1985), Arnold et al. (1996) oder Hock & Nötzli (1997) vorgestellt. Blöschl et al. (1991) wendeten ein Energiebilanzmodell für die Schneeschmelzesimulation an.

2.1.1.2 Temperaturindex-Verfahren

Der Einsatz von Temperaturindex-Modellen hat bereits eine lange Geschichte. Zum ersten Mal wurde dieser Ansatz für einen alpinen Gletscher von Finsterwalder & Schunk (1887) angewendet. Temperaturindex-Modelle oder Grad-Tag-Modelle nehmen einen empirischen Zusammenhang zwischen Schmelze und Lufttemperatur an. Die Annahme basiert auf der guten Korrelation der beiden Größen. Ein detaillierter Überblick der Fortschritte und der Entwicklungen in der verteilten Schmelzmodellierung mit Grad-Tag-Modellen wird in Hock (2003) gegeben. Nachdem die Lufttemperatur jene meteorologische Größe ist, die am ehesten verfügbar, am einfachsten räumlich zu interpolieren und vorherzusagen ist, sind die Grad-Tag-Modelle die meist verbreiteten Modelle für die Berechnung der Eis- und Schneeschmelze. Die Anwendungen sind weit gestreut und reichen von der operationellen Abflussvorhersage (Holzmann & Nachtnebel, 2002) über Modellierungen für die Rückrechnung der Massenbilanz von Gletschern (z.B. Steinacker, 1979; Oerlemans et al., 1998) bis zur Vorhersage der Reaktion von Schnee und Eis unter angenommenen Klimaszenarien (Braithwaite & Zhang, 1999). Der Grad-Tag-Modellansatz wird auch in den folgenden hydrologischen Modellen verwendet (ausgewählt zitiert nach Hock, 2005): HBV (Bergström, 1976), SRM (Martinec & Rango, 1986) oder SHE (Bøggild, 1999). Der klassische Grad-Tag-Modellansatz berechnet die Eis- oder Schneeschmelze M [mm], während einer Zeitperiode von n Zeitschritten Δt als das „DDF-fache“ der positiven Lufttemperatur T^+ im selben Zeitabschnitt (zitiert nach Hock, 2005):

$$\sum_{i=1}^n M = DDF \sum_{i=1}^n T^+ \cdot \Delta t \quad (3)$$

Die Grad-Tag-Faktoren sind räumlich und zeitlich variabel, da sie implizit alle Energieflüsse eines Schmelzprozesses abdecken. Üblicherweise sind die Grad-Tag-Faktoren für Eis höher als die für Schnee, da Eis eine geringere Albedo aufweist.

Die physikalische Basis der temperaturbasierten Schmelzindexverfahren wird von Ohmura (2002) beschrieben. In dieser Publikation bestätigte Ohmura, dass die langwellige atmosphärische Strahlung die Hauptwärmequelle für die Schmelze ist. Der Hauptanteil der atmosphärischen Strahlung, die an der Erdoberfläche eintrifft, stammt von oberflächennahen Schichten der Atmosphäre. Daraus ergibt sich der gute physikalische Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Schmelze. In mehreren Studien wurde das klassische Grad-Tag-Verfahren mit einem Strahlungsanteil erweitert (Martinec, 1989; Kustas & Rango, 1994; Pellicciotti, 2005), um ein besseres Ergebnis bei der Modellierung der Tagesgänge der Schmelze zu erreichen. Das in Kapitel 2.3 beschriebene Modell nach Hock (1998, 1999) verfügt ebenfalls über einen Strahlungsterm.

2.1.2 Konzepte für die Erfassung und Modellierung hydrologischer Speicher in vergletscherten Einzugsgebieten

Je nachdem wo sich ein vergletschertes Einzugsgebiet befindet, und wie es auf Grund der Landbedeckung zusammengesetzt ist, spielen die unterschiedlichen Arten von Speichern, wie Bodenspeicher, Wasserkörper, Karstspeicher, saisonaler Schneespeicher und der Gletscherspeicher eine Rolle. Bei dem Gletscherspeicher erfolgt die Speicherung von Wasser in flüssiger und fester Form (Schnee, Firn und Eis) auf drei Zeitskalen: kurzfristige Speicherung - Stunde bis Tag, mittelfristige Speicherung - Tag bis Jahr und langfristige Speicherung - Jahr bis Jahrhundert (Jansson et al., 2003).

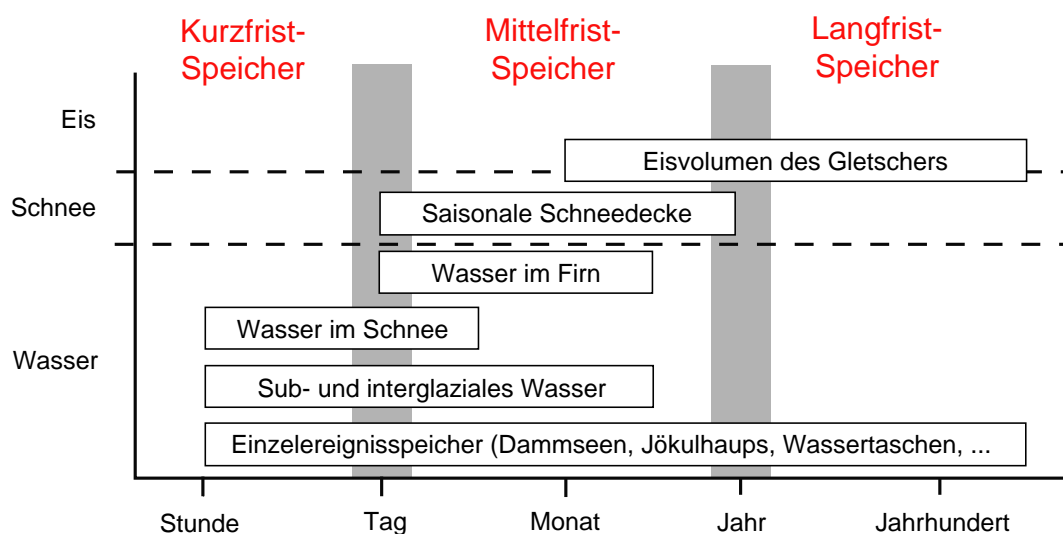


Abb. 2.1: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Speicher von Gletschern und deren zugehörige Zeitskala (modifiziert nach Jansson et al., 2003).

Die meisten hydrologischen Modelle nehmen nur die Kurz- und Mittelfristspeicher als dynamisch an. Das heißt, dass eine Speicherung des festen Niederschlags in der als Schneespeicher definierten Schneedecke erfolgt. Der durch Schmelze in Wasser umgebildete Schnee und der flüssige Niederschlag, der auf die Schneedecke fällt wird genauso bis zu einem gewissen Maß in der Schneedecke gespeichert. Spitzbart (1996), Singh et al. (1997) und Fuchs et al. (2000) geben einen Überblick der relevanten Prozesse, die bei Ereignissen von Regen auf die Schneedecke auftreten. Singh et al. (1997) berichten von Fließzeiten des Wassers durch die gesättigte Schneedecke von etwa 6 mh^{-1} und durchschnittlichen Wasserhaltekapazitäten der Schneedecke zwischen 7 und 14%, abhängig davon, ob Eisschichten vorkommen oder nicht. Untersuchungen zum Firnspeicher in einem 30 m tiefen Firnschacht am Kesselwandferner werden in Ambach et al. (1978) beschrieben. Jene Speicher, die Wasser in fester Form über den Zeitraum eines Jahres zurückhalten, wie der Firn- oder der Eisspeicher (siehe Abb. 2.1), werden in Modellen meist als unerschöpfliche Speicher implementiert. Gerade bei der mehrjährigen Modellierung hochalpiner Einzugsgebiete ergibt sich dadurch das Problem, dass in den höchsten Zonen eines Einzugsgebietes immer mehr Schnee akkumuliert, obwohl dieser bereits nach einem Jahr per Definition als Firn bezeichnet werden müsste und nach mehreren zehn Jahren zum Gletschereis wird. Abb. 2.2 zeigt die Lage der in Abb. 2.1 angesprochenen Speicher. Dabei ist einmal mehr zu sehen, dass bei einer umfassenden, mehrjährigen hydrologischen Simulation solcher glazialer Systeme auch die bereits erwähnte Umwandlung von Schnee in Firn und weiter in Eis bzw. auch die Bewegung dieser Massen berücksichtigt werden müsste. Die Verfrachtung von Schnee durch Wind und Lawinen ist für die Hydrologie auf einer saisonalen Zeitskala von Relevanz. Die Bewegung des Gletschers inklusive der Firnflächen hat erst ab einer mehrjährigen Betrachtung eine Bedeutung. Beispiele für Simulationsmodelle für die Windverfrachtung werden in Lehning et al. (2006), Walter et al. (2004), Hartman et al. (1999) oder Greene et al. (1999) gegeben.

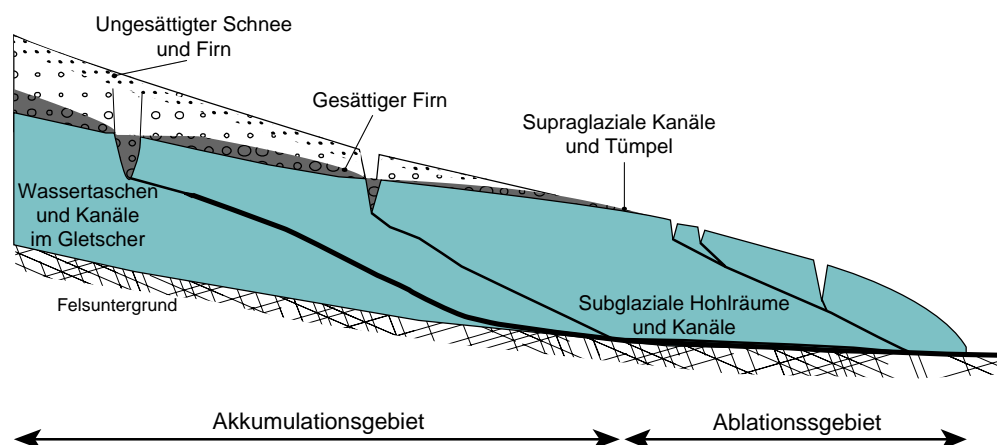


Abb. 2.2: Das hydrologische System und die Lage von Wasserspeichern in einem temperierten Gletscher (modifiziert nach Röthlisberger & Lang, 1997; zitiert nach Jansson et al., 2003)

An der Gletscheroberfläche wird Wasser sichtbar in den supraglazialen Kanälen transportiert bzw. in den supraglazialen tümpelartigen Becken gespeichert (siehe Abb. 2.2). Die Bewegung und der Rückhalt des Wassers im Gletscher kann an mehreren Stellen erfolgen. Das ist einerseits der Fluss durch das interglaziale Abflusssystem, welches aus kleineren und größeren Kanälen besteht, und die subglaziale Wasserbewegung entlang des Gletscherbettes (Fountain & Walder, 1998; Flowers & Clarke, 2002a+b). Gerade bei Einzugsgebieten mit starker Vergletscherung spielt dieser Transport des Wassers eine bedeutende Rolle. Am Aletschgletscher wurde bei Traceruntersuchungen eine mittlere Fließzeit von etwa 35 Tagen, durch Bestimmung des Zeitpunktes, an welchem das Maximum des Tracers registriert wurde, verzeichnet (Lang et al., 1979).

Ein Speicheransatz mit dem das Abfluss - Routing in vergletscherten Einzugsgebieten mit einem linearen Speicher gerechnet werden kann, wurde in Baker et al. (1982) präsentiert. Dabei liegt die Annahme zugrunde, dass der Abfluss aus dem Speicher immer proportional zum Inhalt ist. Der Speicherkoeffizient hat die Einheit Stunden und ist ein Maß dafür, wie groß der Speicherauslass ist.

$$Q(t) = \int_0^t \frac{R(\tau)}{k} e^{(\tau-t)/k} d\tau + Q(0) \cdot e^{-t/k} \quad (4)$$

Dabei steht Q für den Abfluss aus dem Speicher zum Zeitpunkt t, R für die Wiederbefüllung des Speichers zum Zeitpunkt τ (vor dem Zeitpunkt t) und k für den Speicherkoeffizienten. Für den Fall, dass $Q = R$ ist, also Gleichgewichtsbedingung, stellt k die Zeit dar, die das Wasser benötigt, um durch den Speicher zu gelangen. Dieser Wert kann durch eine Kalibrierung bestimmt werden. Um die drei primären glazialen Speicher Schnee (1), Firn (2) und Eis (3) getrennt erfassen und parametrieren zu können, wird Gleichung (4) für die Abflüsse Q_1 , Q_2 und Q_3 berechnet. Daraus ergibt sich der folgende Ansatz (nach Hock & Nötzli, 1997; zitiert nach Hock, 1999):

$$Q(t_2) = \sum_{i=1}^3 Q_i(t_1) e^{-\frac{t_2-t_1}{k_i}} + R_i(t_2) - R_i(t_1) e^{-\frac{t_2-t_1}{k_i}} \quad (5)$$

Q bezeichnet den Gesamtabfluss aus Schnee-, Firn- und Eisschmelze zum Zeitpunkt t_2 . Der Index i steht für die drei Komponenten, welche Schmelzbeiträge liefern können: Schnee (1), Firn (2) und Eis (3). k ist der Speicherkoeffizient für die einzelnen Schmelzbeiträge (1, 2, oder 3), und R ist die Wiederbefüllung des Speichers. Jeder Abflussanteil aus Schnee (1), Firn (2) und Eis (3) hat somit seinen eigenen Speicherkoeffizienten k und trägt zum Gesamtabfluss Q bei.

2.2 Das hydrologische Modell PREVAH

PREVAH steht für Precipitation-Runoff-Evapotranspiration-Hydrotope Model (Gurtz et al., 1999, 2003, 2005; Zappa et al., 2003; Zappa & Gurtz 2003) und ist ein HRU - Hydrological Response Unit - basiertes Modell, das die hydrologische Antwort der einzelnen HRUs auf den meteorologischen Input berechnet. Im Gegensatz zu dem

vollverteilten Modell WaSiM-ETH (Schulla, 1997) wird bei PREVAH der HRU-Ansatz verwendet, um dadurch eine schnellere Simulationszeit zu erzielen. PREVAH ist nicht nur das Modell an sich, sondern besteht aus Präprozessoren, mit denen die hydrologische Simulation vorbereitet wird. So wird mit einer eigenen Anwendung das Einzugsgebiet mit den Subeinzugsgebieten aus dem Höhenmodell abgeleitet. Abhängig von benutzerdefinierten Voreinstellungen werden die Kriterien für die HRU Bildung festgelegt. Das Modell besitzt eine automatische Kalibrierungsfunktion, mit der ausgewählte Parameterpaare iterativ optimiert werden können. PREVAH produziert, abhängig von der gewählten zeitlichen Auflösung, Output für jeden einzelnen Zeitschritt bzw. für definierte Perioden (Tag, Monat, Jahr, Modellierungsperiode). Die Modellergebnisse können in Tabellenform oder in Kartenform ausgegeben werden. Damit lassen sich die dynamischen Variablen bzw. die statischen Speicherzustände, wie z.B. das aktuelle Schneewasseräquivalent anzeigen. Mit einem eigenen „Grid Viewer“ können die räumlichen Daten analysiert und in ein für andere GIS lesbares Format exportiert werden. Die Zeitreihen der modellierten Abflussdaten lassen sich mit einem eigenen „Viewer“ darstellen und den beobachteten Abflussdaten gegenüberstellen. Damit ist eine schnelle und einfache Analyse der Modellergebnisse möglich. Weitere, detaillierte Informationen zu den verfügbaren Softwaremodulen und -funktionen werden in Gurtz et al. (2005) ausführlich beschrieben.

2.2.1 Speicherkaskade in PREVAH

Jede HRU wird als eine Kaskade von hydrologischen Speichern, die einer bestimmten Funktion eines Bodens bzw. einer anderen Landbedeckung zugeordnet ist, beschrieben.

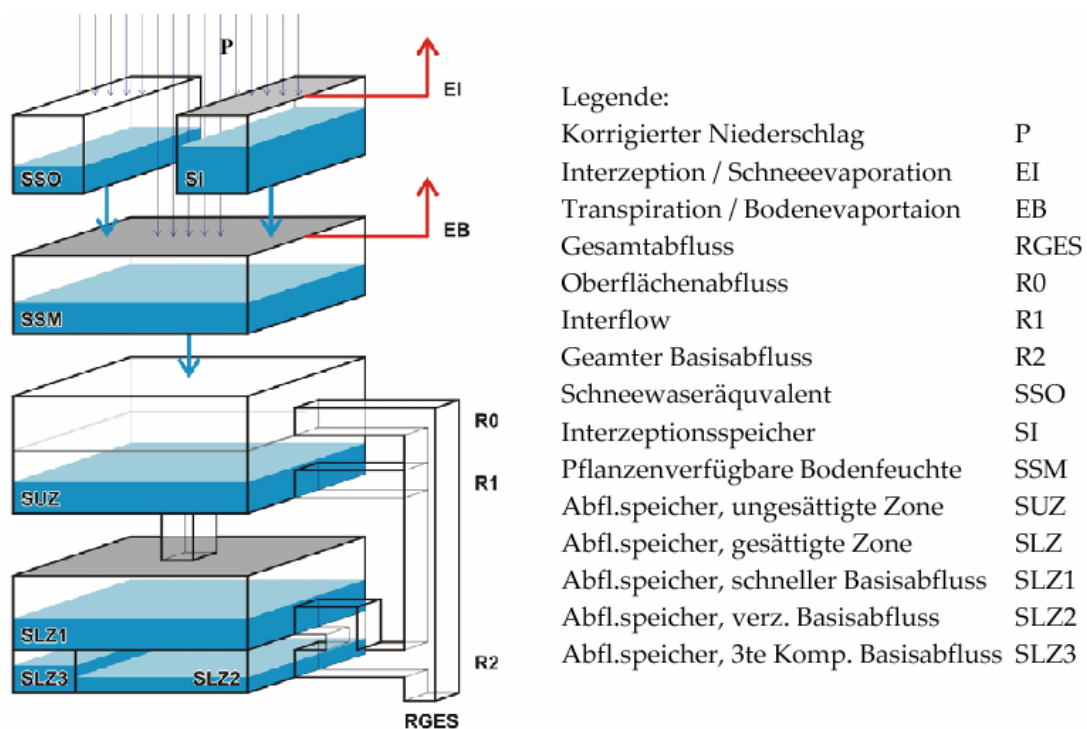


Abb. 2.3: Die Flüsse in PREVAH (Abbildung von D. Viviroli zitiert nach Gurtz et al., 2005)

Im „Preprocessing“ werden den einzelnen Rasterzellen bestimmte Eigenschaften hinsichtlich Landbedeckung, Bodentyp, topographische Eigenschaften (Seehöhe, Exposition, Hangneigung) zugewiesen. Weitere hydrologische Eigenschaften (wie z.B. hydraulische Durchlässigkeit) können dann daraus abgeleitet werden. Die hydrologischen Eigenschaften der Schneedecke, des Firn- bzw. Eisspeichers können über zwei Speicherkonstanten vergeben werden. Abb. 2.3 zeigt die Flüsse und Speicherelemente, die in PREVAH modellhaft nachgebildet sind.

Das „Flood Routing“, also Verfahren, die für die Wellenverformung des Abflusses in Fließstrecken angewendet werden, können wahlweise der Speicherkaskade nach geschaltet werden. Bei der Größe der hier vorgestellten Einzugsgebiete ist die Anwendung des „Flood Routings“ nicht notwendig.

2.2.2 Bildung von HRU's und meteorologischen Zonen

Ein entscheidender Faktor für die Optimierung der hydrologischen Modellierung kann durch die geeignete Wahl der Kriterien für die Bildung der HRUs vorgegeben werden. Dabei werden zwei Ziele verfolgt: eine möglichst geringe Anzahl an HRUs soll effiziente und schnelle Modellläufe ermöglichen; Trotz Zusammenfassung der Teilflächen mit ähnlichen Eigenschaften soll die räumliche Detailliertheit, die ein hoch auflösendes Höhenmodell bieten kann, nicht vollständig verloren gehen. Die Auswahl der Kriterien für die HRU – Bildung richtet sich nach der hydrologischen Fragestellung. Das Beispiel in Abb. 2.4 zeigt die HRU – Bildung, die für das Goldbergkees Einzugsgebiet angewendet wurde. Ausgegangen wurde dabei von einem Höhenmodell mit einem regelmäßigen 10 x 10 m Raster.

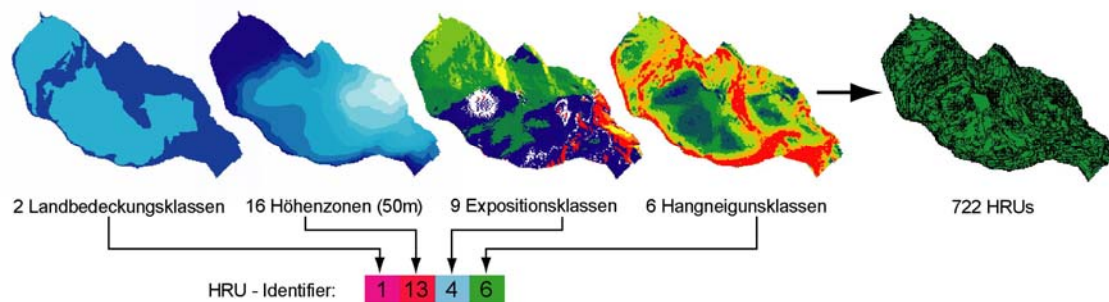


Abb. 2.4: Bildung von HRUs auf Basis abgeleiteter Eigenschaften eines Höhenmodells

Es wurden zwei Landbedeckungsklassen (Fels und Eis), 16 Höhenzonen (50 m Abstand), neun Expositionsklassen (vier Haupt- und vier Zwischenhimmelsrichtungen plus eine Klasse für flache Elemente) und sechs Hangneigungsklassen definiert. Die Anzahl der Elemente beträgt in diesem Fall 722. Nach Anwendung des Verfahrens für die HRU - Bildung ist das Einzugsgebiet auf Basis der ausgewählten Kriterien in Einheiten mit von einander unterschiedlichen Eigenschaften unterteilt. Die Kriterien Höhenzone, Exposition und Hangneigung sind unmittelbar vom zugrunde liegenden Höhenmodell und dessen räumlicher Auflösung abhängig. Technisch gesehen bedeutet das, dass für jede HRU ein

Zahlencode definiert wird, in welchem der Code der Landbedeckungsklasse, die Nummer der Höhenzone, die Nummer der Expositionsklasse und die Nummer der Neigungsklasse eingetragen sind. Der Zahlencode in Abb. 2.4 zeigt ein Beispiel wie die Eigenschaften einer HRU als Zahl dargestellt werden können. Die Bildung der meteorologischen Zonen erfolgt analog dazu, aber es werden beispielsweise nur die ersten zwei HRU Kriterien (im Beispiel in Abb. 2.4 die Landbedeckung und die Höhenzone) verwendet, da die volle Detailliertheit nicht notwendig ist.

2.2.3 Niederschlagskorrektur in PREVAH

PREVAH bietet die Möglichkeit den Niederschlag mit Hilfe zweier Kalibrierungsparameter zu korrigieren (Gurtz et al., 1997a; Pos, 2001; zitiert nach Gurtz et al., 2005):

$$\begin{aligned} P_{\text{Regen}} &= P \cdot (1 - p_{\text{Schnee}}) \cdot \text{KORR}_{\text{Regen}} \\ P_{\text{Schnee}} &= P \cdot p_{\text{Schnee}} \cdot \text{KORR}_{\text{Schnee}} \end{aligned} \quad (6)$$

P ...	Niederschlag [mm], der an einer Station gemessen wurde, bzw. vom Interpolationsmodul bereitgestellter Niederschlag
P _{Regen} ...	Korrigierter flüssiger Niederschlag
P _{Schnee} ...	Korrigierter fester Niederschlag
p _{Schnee} ...	Anteil des festen Niederschlags - siehe Gleichung (7)
KORR _{Regen} ...	Einzugsgebietsabhängiger Korrekturfaktor für flüssigen Niederschlag
KORR _{Schnee} ...	Einzugsgebietsabhängiger Korrekturfaktor für festen Niederschlag

Die Parameter KORR_{Regen} und KORR_{Schnee} werden im Zuge der Modellkalibrierung bestimmt. Dadurch kann die Abweichung des modellierten vom gemessenen Abfluss minimiert werden, und es können die Fehler der Messung, der Assimilation und der Interpolation des Niederschlags kompensiert werden (Sevruk, 1986). Gerade in dem gut beobachteten Einzugsgebiet des Goldbergkees, wo im Zuge der Winterbilanzmessungen die maximale Akkumulation gemessen wird (Auer et al, 2002), kann in der Kalibrierungsphase auch der Korrekturfaktor für Schnee bestimmt werden.

2.2.4 Schneeeakkumulation bzw. Quantifizierung des festen Niederschlags in PREVAH

Die Unterscheidung zwischen Schnee- und Regenniederschlag wird in PREVAH folgend durchgeführt: Die Niederschlagsart wird für jede HRU separat anhand der interpolierten Lufttemperatur während eines Niederschlagsereignisse bestimmt. Ist die interpolierte Lufttemperatur T (°C) in zwei Metern Höhe (WMO, 1994) kleiner als der kalibrierte Grenzwert T_{GR}, dann ist der Niederschlag in der festen Phase – wenn nicht, dann ist er in der flüssigen Phase. Ein s.g. Durchgangparameter T_{trans} kann angewendet werden, um einen Lufttemperaturbereich zu bestimmen, in welchem der Niederschlag als eine Mischung aus Schnee und Regen angenommen wird. Der Anteil des festen Niederschlags wird folgend berechnet (nach Gurtz et al., 2005):

$$p_{\text{Schnee}} = \frac{T_{R/S} + T_{\text{trans}} - T_a}{2 \cdot T_{\text{trans}}} \quad \text{für } (T_{R/S} - T_{\text{trans}}) < T_a < (T_{R/S} + T_{\text{trans}}) \quad (7)$$

- p_{Schnee} Anteil des festen Niederschlags (Schnee) am Gesamtniederschlag (0...1)
 T_a Lufttemperatur (°C) am berechneten Ort
 $T_{R/S}$ Temperatur (°C), bei welcher 50% des Niederschlags als Schnee fallen
 T_{trans} ½ des Temperaturdurchgangsbereiches von Schnee auf Regen (K)

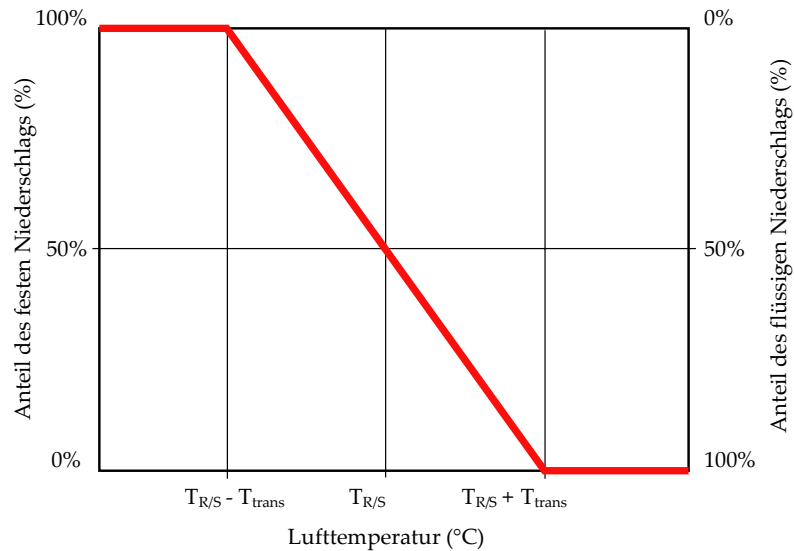


Abb. 2.5: Grafische Darstellung für die Festlegung des Temperaturdurchgangsbereiches von Schnee auf Regen (nach Pos, 2001)

2.2.5 Eis- und Schneeschmelzmodellierung in PREVAH

PREVAH bietet die Möglichkeit, die Schmelze nach verschiedenen Modellansätzen zu simulieren: Einerseits ist das der Modellansatz ESCIMO (Strasser et al., 2002; Zappa et al., 2003), ein einschichtiges Energie- und Massenbilanzmodell für die hydrologische Schneedeckensimulation; Weiters der Ansatz nach Anderson (1973), bei welchem das Grad-Tag-Verfahren durch die Kombination von Strahlungsschmelze für trockene Perioden und der Advektionsschmelze in feuchten Perioden erweitert wurde; Das klassische Grad-Tag-Verfahren (siehe Kapitel 2.1.1.2) und schließlich das erweiterte Tag-Grad-Verfahren nach Hock (1998, 1999), mit welchem auch ein von Wind beeinflusster Schmelzanteil simuliert werden kann. Grundlegend wird die Schneeschmelzsimulation immer dann verwendet, wenn eine Teilfläche mit Schnee bedeckt ist. Befindet sich unter dem Schnee eine Gletscherfläche, so wird nach dem Abschmelzen des Schnees mit der Schmelze von Firn oder Eis weiter gerechnet. Die Entscheidung, ob bei Gletscherflächen mit Eis oder Firn gerechnet werden muss, wird durch die Vorgabe einer Gleichgewichtslinie definiert, die die Blankeisflächen von den Firnflächen trennt. Für Firn werden dieselben Schmelzparameter wie für Schnee verwendet. Für Eis kommen eigene Schmelzparameter zur Anwendung. Das ergibt sich auf Grund der unterschiedlichen Oberflächenbeschaffenheit (Albedo).

2.3 Das Schmelzmodell nach Hock

In den im Ergebnisteil vorgestellten Studien wurde der Schmelzmodellansatz nach Hock (1998, 1999) angewendet, da sich der Dateninput auf die Lufttemperatur beschränkt. In Zappa et al. (2003) hatte das Hock – Modell im Vergleich mit dem klassischen Grad-Tag-Verfahren und dem Energiebilanzverfahren ESCIMO (Strasser, 2002) bei der Anwendung in einem alpinen, vergletscherten Einzugsgebiet am besten abgeschnitten.

$$M = \begin{cases} \frac{1}{n}(\text{MF}_{\text{snow/ice}} + a_{\text{snow/ice}} \cdot I) \cdot T & : T > 0 \\ 0 & : T \leq 0 \end{cases} \quad (8)$$

Dabei ist M die berechnete Schmelzrate (mm h^{-1}), $\text{MF}_{\text{snow/ice}}$ ist der Schmelzfaktor für Schnee respektive Eis ($\text{mm d}^{-1} \text{K}^{-1}$), $a_{\text{snow/ice}}$ ist der Strahlungsschmelzfaktor für Schnee respektive Eis, I ist die potentielle direkte Solarstrahlung über der Schnee- bzw. Eisoberfläche bei wolkenlosen Bedingungen (W m^{-2}), T ist die Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$) und n steht für die Anzahl der Zeitschritte pro Tag, in diesem Fall 24 Stunden. Die Schmelzfaktoren sind empirische Koeffizienten und I wird als potentielle Strahlung für jede Teilfläche auf Grund des Breitengrades, der Exposition, der Hangneigung, der Tages- und Jahreszeit berechnet (Hock, 1999; Gurtz et al., 2005). Die Annahme, dass Schmelze nur bei Temperaturen über 0°C auftreten kann, wird auch in PREVAH durch das Festlegen einer Grenztemperatur ersetzt. Die 0°C -Annahme kommt vom ursprünglichen Grad-Tag-Ansatz. Um bei der Regionalisierung der Strahlung auch die Wolkenbedeckung und damit eine Abminderung des Strahlungseinflusses zu berücksichtigen, wird in Hock (1999) auch ein weiterer Ansatz vorgestellt. Dabei wird die potentielle Strahlung mit dem Verhältnis aus einer gemessenen Globalstrahlung zu der für denselben Ort berechneten potentiellen Strahlung gewichtet:

$$M = \begin{cases} \frac{1}{n} \left(\text{MF}_{\text{snow/ice}} + a_{\text{snow/ice}} \cdot I \cdot \frac{G_s}{I_s} \right) \cdot T & : T > 0 \\ 0 & : T \leq 0 \end{cases} \quad (9)$$

G_s steht dabei für die gemessene Globalstrahlung und I_s für die potentielle direkte Solarstrahlung am selben Ort. Das Verhältnis G_s/I_s nimmt bei wolkenlosen Bedingungen ein Maximum und bei Bewölkung ein Minimum an. Für den Fall, dass die Beschattung einer Messstelle durch ein Objekt (z.B. Berg) berücksichtigt wird, so kann die potenzielle direkte Strahlung für einen „dunklen“ Zeitpunkt Null werden, obwohl trotzdem ein Globalstrahlungseintrag gemessen wird. Das Verhältnis G_s/I_s ist für diesen Zeitpunkt nicht definiert und muss mit dem letzten gültigen Wert ersetzt werden. Die Gewichtung der potentiellen Strahlung in Gleichung 9 stellte sich bei der Modellierung von Abflüssen im vergletscherten Størglacieren Einzugsgebiet nicht als größerer Vorteil heraus (Hock, 1999). Dieser Ansatz hat außerdem noch den Nachteil eines zusätzlich benötigten Messwertes, nämlich der Globalstrahlung. Der Ansatz in Gleichung 8, welcher auch in

PREVAH implementiert ist, benötigt so wie das klassische Grad-Tag-Verfahren nur die Lufttemperatur als Input. Folgende Beispiele für die Anwendung des Hock-Modells auf den unterschiedlichsten Skalen in vergletscherten Gebieten wurden publiziert:

- De Woul et al. (2006): Massenbilanz- und hydrologische Modellierung des Hofsjökull in Island.
- Gurtz et. al (2003): Vergleichende Studie in zwei Einzugsgebieten (Dischmabach und Rietholzbach).
- Hock (1998, 1999), Hock & Nötzli (1997): Schmelzsimulation für ein Einzugsgebiet mit Schnee- und Eisschmelzmodellierung, Størglacieren, Schweden.
- Huss (2005): Massenbilanz- und Schmelzmodellierung für die Abschätzung von Gletscherseeausbrüchen am Gornergletscher in der Schweiz.
- Pellicciotti et. al (2005): Vergleichende Studie von unterschiedlichen Schmelzverfahren und deren Anwendung auf einem Plot am Haut Glacier D'Arolla in der Schweiz.
- Strasser et al. (2004): Punktstudien am Haut Glacier D'Arolla in der Schweiz.
- Verbunt et al. (2003): Hydrologische Simulation von drei hochalpinen, vergletscherten Einzugsgebieten (Massa, Rhone und Dischmabach) mit WaSiM-ETH.
- Zappa et al. (2003): Hydrologische Modellierung des Dischmabacheinzugsgebietes in der Schweiz mit einem kleinen vergletscherten Anteil.

3 Untersuchungsgebiete

Das hydrometeorologische Monitoring und die Modellierung der hochalpinen Abflüsse wurden in mehreren Einzugsgebieten der Hohen Tauern in Österreich angewendet. Die kleinsten Einzugsgebiete Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees befinden sich in unmittelbarer Umgebung des Observatoriums am Hohen Sonnblick. Das größte Einzugsgebiet hat seinen Gebietsauslass beim Pegel Mittersill an der Salzach, das Subeinzugsgebiet Obersulzbach hat den Gebietsauslass in Sulzau (siehe Abb. 3.1). Bei den kleinen Einzugsgebieten in der Goldberggruppe und dem Einzugsgebiet Obersulzbach gibt es keinen anthropogenen Einfluss (z.B. Ausleitungen). Im Einzugsgebiet Oberer Pinzgau gibt es kleinere Wasserkraftnutzungen, ausgeleitet wird nur das Gebiet des Nadernachbaches mit 10 km². Der Anteil der Vergletscherung der Gebiete ist in erster Linie von der Größe der Einzugsgebiete abhängig und beträgt für 2003 zwischen 5.3% (Oberer Pinzgau) und 52.3% (EG Goldbergkees).

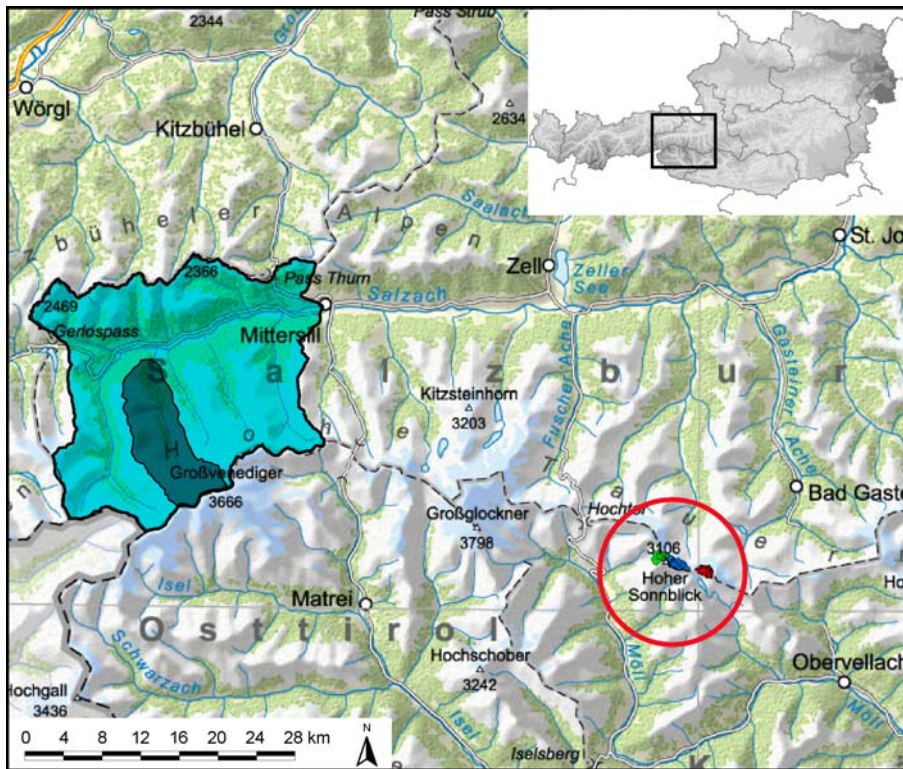


Abb. 3.1: Die Untersuchungsgebiete: Oberer Pinzgau (türkis), Obersulzbach (grau); im roten Kreis: Goldbergkees (blau), Kleinfleißkees (grün) und Wurtenkees (rot)

3.1 Die Einzugsgebiete in der Goldberggruppe

In der Goldberggruppe wurden drei kleine, hochalpine Einzugsgebiete in einer Höhenlage zwischen 2350 m ü.d.A. und 3123 m ü.d.A., und damit vollständig über der Baumgrenze gelegen untersucht. Durch die Nähe zum Observatorium am Hohen Sonnblick, in einem Radius von weniger als 6 km haben diese Einzugsgebiete den entscheidenden Vorteil, dass meteorologische Daten einer hochalpinen Station verfügbar

sind. Die klimatischen Verhältnisse am Hohen Sonnblick (3106 m ü.d.A.) lassen sich durch folgende Zahlen charakterisieren: mittlere Lufttemperatur -5.7°C , mittlerer jährlicher Niederschlag 2680 mm, mit einem Anteil von 89% als Schnee (Klimanormalperiode 1961-1990, Auer et al., 2002). Trotz der geographischen Nachbarschaft der drei vergletscherten Einzugsgebiete Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees besteht durch die Exposition der Gebiete ein wesentlicher Unterschied (siehe Abb. 3.2). Die Topographie und die Exposition sind die primären Faktoren für die Einwirkung der Strahlung (Winkel und, durch die Abschattung bedingt die Dauer). Das Goldbergkees befindet sich im Bundesland Salzburg und somit an der Nordseite des Alpenhauptkammes. Das Wurtenkees ist durch seine Lage eindeutig an der Südseite des Alpenhauptkammes, der auch das Kleinfleißkees zuzuordnen ist. Damit ist das Klima und das Wettergeschehen stärker vom Süden beeinflusst (Auer et al., 2002). Die Niederschläge fallen auf der Südseite etwas schwächer aus und das wiederum hat unmittelbaren Einfluss auf die Jahresbilanz der Gletscher.

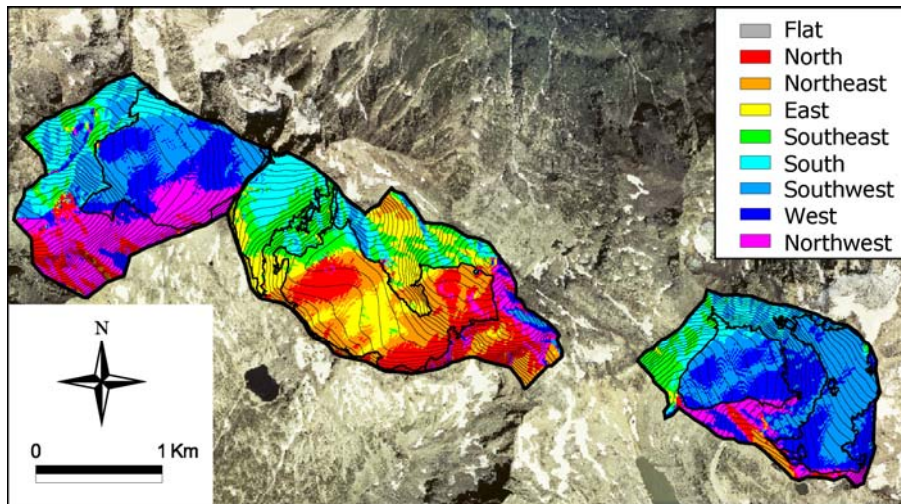


Abb. 3.2: Exposition der Einzugsgebiete in der Goldberggruppe (schwarze Einrahmung: Einzugsgebietsgrenzen bzw. Gletscherausmaße 1998); Links: Kleinfleißkees; Mitte: Goldbergkees; Rechts: Wurtenkees

3.1.1 Das Goldbergkees Einzugsgebiet

Das Goldbergkees (GOK) ist das größte, am stärksten vergletscherte und best beobachtete Einzugsgebiet der hier vorgestellten kleinen Einzugsgebiete. Die Einzugsgebietsfläche beträgt 2.72 km^2 . Den höchsten Punkt bildet der Gipfel des Hohen Sonnblick auf 3106 m ü.d.A., den tiefsten der Gebietsauslass auf etwa 2350 m ü.d.A.. Die mittlere Höhe liegt bei 2670 m ü.d.A. (siehe Abb. 3.3). Auf Grund der Expositionsverteilung (siehe Abb. 3.2) lässt sich das Einzugsgebiet GOK in die drei Zonen Oberster Boden, Oberer Boden und Zunge unterteilen. Der Anteil der vergletscherten Fläche betrug nach Auswertung des Bildfluges im Jahr 1998 1.49 km^2 und nach der Befliegung 2003 1.43 km^2 . Das entspricht einer Reduktion der Gletscheroberfläche von etwa 5%. Das gesamte Einzugsgebiet liegt über der Baumgrenze und ist, bis auf spärlichen Aufwuchs quasi

vegetationsfrei. Der Sonnblick ist durch seine Lage inmitten des östlichen Tauernfensters geprägt. Es besteht hauptsächlich aus Zentralgneis umgeben von Schieferhüllen (Exner, 1964). Zu den teilweise kompakten Felsflächen kommen dann noch Schutt- und Moränenflächen. Das gesamte Gebiet ist Teil des Nationalparks Hohe Tauern.

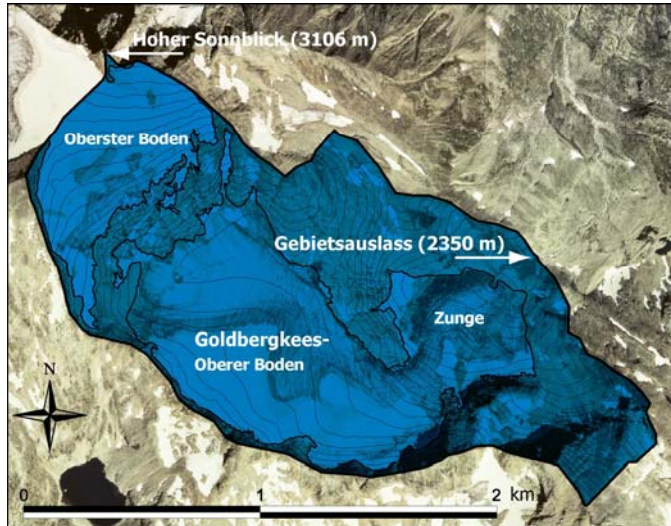


Abb. 3.3: Einzugsgebiet Goldbergkees (blau), Gletscherstand 1998

Für die Abschätzung des mittleren jährlichen Gebietsniederschlags können die Mittelwerte der Klimanormalperiode 1961-1990 der Totalisatoren TG2 (Radhaus) = 1719 mm, TG3 (Rojacher) = 2529 mm und TG4 (Sonnblick horizontal) = 2680 mm angegeben werden (Totalisatoren Übersicht siehe Abb. 4.2). Dabei ist ein negativer Gradient in Richtung Tal zu erkennen. Für die Ermittlung der Gebietsniederschläge in der Modellierung werden

Interpolationsverfahren angewendet. Die kontinuierlichen Abflussmessungen am Goldbergbach wurden mit Hilfe einer Pegelstation am Gletschersee etwa 250 m flussab der Gletscherzunge durchgeführt (siehe auch Kapitel 4.1.4.1). Dabei werden die Wasserstände am Auslauf des Sees beobachtet. Der See hat an seinem Auslauf eine kompakte Felssohle, die eine vollständige Erfassung des gesamten Abflusses gewährleistet. Infiltration bzw. Grundwasserabfluss sind auszuschließen.

3.1.2 Das Kleinfleißkees Einzugsgebiet

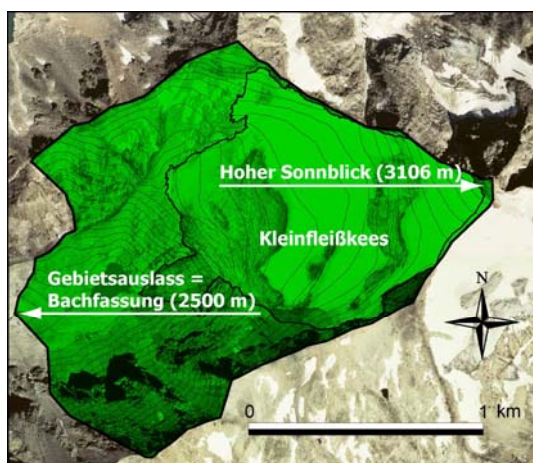


Abb. 3.4: Einzugsgebiet Kleinfleißkees (grün), Gletscherstand 1998

Das Kleinfleißkees Einzugsgebiet nimmt eine Fläche von 2.08 km² ein. Die Änderung der Gletscheroberfläche von 0.95 km² im Jahr 1998 auf 0.87 km² im Jahr 2003 macht etwa 8% aus und ist durch das Abreißen der Gletscherzunge (siehe Abb. 3.4 -> rechts neben der Beschriftung „Gebietsauslass“) etwas stärker als am Goldbergkees ausgefallen. Der Gletscherterminus hat sich auf eine Höhe von 2715 m ü.d.A. zurückgezogen. Den höchsten Punkt des Einzugsgebietes bildet der Gipfel des Hohen Sonnblicks und der Gebietsauslass befindet sich auf etwa 2500 m ü.d.A.. Die mittlere Höhe des Einzugsgebietes liegt bei 2800 m ü.d.A. und damit etwa 130 m über der

des Goldbergkees Einzugsgebietes. Für die Abschätzung des mittleren Gebietsniederschlags werden die Mittelwerte der Klimanormale 1961-1990 der Totalisatoren TF1 (Fleiß unten) = 1562 mm, TF3 (Fleiß oben) = 1840 mm und TG4 (Sonnblick horizontal) = 2680 mm angegeben (Totalisatoren Übersicht siehe Abb. 4.2). Damit ist ein starker negativer Gradient in Richtung Mölltal (SW) zu erkennen. Auf der Strecke von TG4 zu TF1, mit etwa 2 km Länge und einer Höhendifferenz von etwa 540 m fallen die Niederschläge fast nur noch halb so groß aus. Im Vergleich mit dem Goldbergkees Einzugsgebiet sind die Niederschläge auf der Westseite des Hohen Sonnblick bereits deutlich geringer (vergl. dazu TG3 (2585 m ü.d.A.) mit 2529 mm und TF3 (2802 m ü.d.A.) mit 1840 mm).

Die Pegelstation unter dem Kleinfleißkees lässt sich mit einem geländegängigen Fahrzeug über die Betriebsstraße der KELAG erreichen, das Gebiet bis zum Hohen Sonnblick ist nicht Teil des Nationalparks Hohe Tauern.

3.1.3 Das Wurtenkees Einzugsgebiet

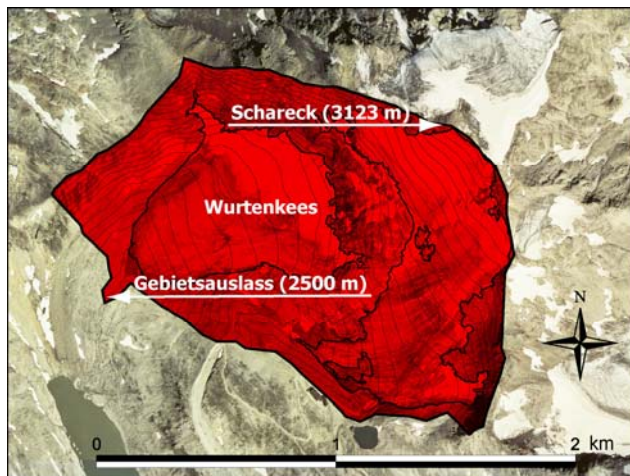


Abb. 3.5: Einzugsgebiet Wurtenkees (rot), Gletscherstand 1998

Unter den drei untersuchten Einzugsgebieten der Goldberggruppe ist das Wurtenkees mit 1.93 km² das kleinste. Die Höhererstreckung geht vom Gebietsauslass auf etwa 2500 m ü.d.A. bis auf das Schareck in 3123 m ü.d.A. (Abb. 3.5). Die mittlere Höhe des Einzugsgebietes liegt bei 2780 m ü.d.A.. Der obere und der untere Teil des Gletschers sind bereits seit einiger Zeit voneinander getrennt (Auer et al., 2002). Die größten Eismächtigkeiten, bis zu max. 80 m

finden sich im Zungenteil, wobei der oberste Bereich unter dem Schareck nur mehr relativ dünn mit max. 30 m vorliegt (Frischling, 2003). Die vergletscherte Fläche des Wurtenkees betrug im Jahr 1998 0.97 km² und im Jahr 2003 0.87 km². Das entspricht einem Oberflächenverlust von etwa 15%. Hierbei zeigt sich, dass durch eine geringere Eismächtigkeit die Oberfläche schneller schrumpft. Der Gebietsniederschlag kann mit Hilfe der Mittelwerte der vorhandenen Zeitreihen monatlicher Niederschläge (Messungen von 1984 – 2004) an den Totalisatoren TW4 (Wurten Steilabbruch) = 1885 mm und TW3 = 2382 mm (Wurten Gletscherzunge) geschätzt werden (Totalisatoren Übersicht siehe Abb. 4.2). Durch die Orographie des Einzugsgebietes ergeben sich in den höheren Lagen geringere Niederschläge. Der Totalisator TW3 bekommt auf Grund von Stauniederschlägen deutlich größere Niederschlagssummen ab. Das zeigt sich auch durch

die Messungen am Totalisator TW1 (Wurten Stausee) = 1395 mm, der sich etwa 3 km entfernt von TW3 in Richtung SO am Weißsee befindet.

Das Wurtenkees gehört nicht zum Nationalpark Hohe Tauern und wird als Schigebiet (Mölltalergletscher) genutzt. Dadurch ergeben sich Probleme mit den Schneepegelbeobachtungen. Pegel werden immer wieder von Pistengeräten zerstört und Messungen sind teils unplausibel. Die Pegelstation unter dem Wurtenkees ist je nach Schneelage mit Fahrzeugen erreichbar. Die Abflüsse des Gletscherbaches werden temporär während der Sommermonate beobachtet.

3.2 Das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau

Das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau ist mit 593 km² das größte hier vorgestellte Gebiet und daher auch auf einer anderen Skalenebene angesiedelt. Es ist nicht mit den kleinen hochalpinen Einzugsgebieten vergleichbar, da der Einfluss der Vegetation und des Bodens, welcher bei den kleinen, hochalpinen Einzugsgebieten gänzlich fehlt, im hydrologischen System an Bedeutung gewinnt. Alle notwendigen Daten der hydro-meteorologischen Beobachtungen werden von den unterschiedlichen Stellen, wie dem Hydrographischen Dienst Salzburg, der ZAMG, der AHP bzw. vom Lawinenwarndienst Salzburg und Tirol bezogen. Eigene Messungen werden nicht durchgeführt. Dadurch ergeben sich auch die Probleme der geringeren Stationsdichte und nur einer geringen Anzahl an Stationen in höheren Lagen. Die Höhenverteilung im Einzugsgebiet erstreckt sich von 780 m ü.d.A. beim Pegel Mittersill bis auf 3666 m ü.d.A. auf dem Großvenediger.

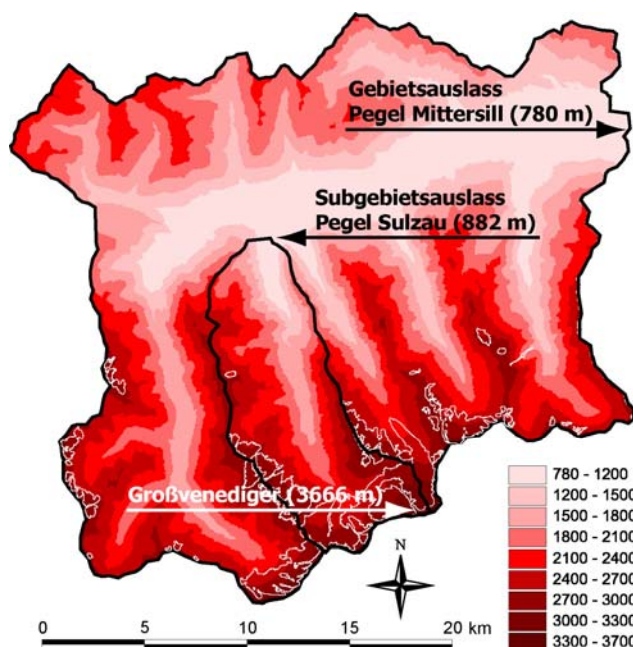


Abb. 3.6: Einzugsgebiet, Gletschergrenzen und 30 m DHM Oberer Pinzgau (Höhen in Meter)

Das Einzugsgebiet umfasst die nördliche Abdachung des Venedigergebietes mit den großen Süd-Nord erstreckten Zubringern aus den Tauerntälern: Krimmlerache, Obersulzbach, Untersulzbach, Habach und Hollersbach (von Westen nach Osten). Weiters kommen noch die nördlichen Zubringer aus den unvergletscherten Kitzbüheler Alpen dazu. Die vergletscherte Fläche des Einzugsgebietes, ermittelt aus dem CORINE Landnutzungsdatensatz aus dem Jahr 2000¹ beträgt 37.3 km². Die Klassifizierung von CORINE wird jedoch für Gletscher als „Schnee und Gletscher“ angegeben. Diese

¹ URL: <http://www.umweltbundesamt.at> [Zugriff am 10.08.2006]

Unterteilung genügt für die Schneeschmelzmodellierung nicht, da dabei zu viele Unsicherheiten auftreten. Das Orthofoto einer Befliegung im Jahr 2003 (ASL, 2003) wurde daher für die Digitalisierung der Flächen herangezogen, und es konnte eine Fläche von 32.8 km² ermittelt werden. Das entspricht einem gletscherbedeckten Anteil von 5.3%.

Tab. 3.1: Flächenanteile der Höhenzonen im Einzugsgebiet Oberer Pinzgau

Höhenzone [m ü.d.A]	Fläche [km ²]	Anteil an der Gesamtfläche [%]
700-1000	46.0	7.8
1000-1500	105.4	17.8
1500-2000	170.4	28.7
2000-2500	164.4	27.7
2500-3000	96.8	16.3
3000-3700	9.8	1.7
Σ	592.9	100

Die mittlere Höhe des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau liegt bei etwa 1910 m ü.d.A. (siehe auch Tab. 3.1). Die Klassifizierung wurde auf Basis eines DHM mit 10 m Auflösung ermittelt (ASL, 2003). Dabei nehmen die Zonen „1500 – 2000“ und „2000-2500“ jeweils fast 30% der Fläche des gesamten Gebietes ein. Der hochalpine Anteil des Einzugsgebietes, also die Zonen von 2500 bis 3700 m, haben einen Anteil von 18% an der Gesamtfläche. Nur 8% der Gesamtfläche liegen unter einer Seehöhe von 1000 m ü.d.A.. Der mittlere Jahresniederschlag für das Gebiet bis zum Pegel Mittersill wird für die Klimanormalperiode 1961-90 aus der Wasserbilanz mit 1741 mm, die Wasserbilanzkomponenten „Aktuelle Verdunstung“ mit 311 mm und die „Mittlere Abflusshöhe“ mit 1429 mm angegeben (BMLFUW, 2003). Die Gletscherschmelze wurde dabei nicht berücksichtigt. Für die Beschreibung der weiteren Klimaelemente werden die Analysen der langjährigen Beobachtungen der Klimastation Zell am See (766 m ü.d.A.) herangezogen (Auer et al., 2001b). Dabei wird das Klima als inneralpin mit starker Tagesamplitude der Lufttemperatur, sonnig im Winter und im Sommer oft Quellbewölkung vom Alpenhauptkamm her beschrieben. Die Lufttemperatur beträgt im Mittel (1961-90) 6,9°C mit etwa 130 Frosttagen, 41 Eistagen und 32 Sommertagen. Frosttage sind jene Tage, an welchen das Minimum der Lufttemperatur unter 0°C liegt. Ist an solchen Tagen auch das Maximum der Lufttemperatur (die Tageshöchsttemperatur) unter 0°C, so spricht man von Eistagen. Tage, an welchen die Lufttemperatur 25°C erreicht oder überschreitet, werden als Sommertage bezeichnet. Der inneralpine Charakter setzt sich im Einzugsgebiet des Oberen Pinzgau fort. Durch die größere Höhenlage gibt es entsprechend einen höheren Anteil an Frost- und Eistagen.

3.2.1 *Das Subeinzugsgebiet Obersulzbach*

Dieses Subeinzugsgebiet des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau wurde ausgewählt, da am Gebietsauslass langjährige Abflussbeobachtungen verfügbar sind, und auf dieselbe Datenbasis (Höhenmodell, Bodenbedeckung, meteorologischer Input, ...) wie für das Hauptgebiet zurückgegriffen werden kann. Primär soll damit gezeigt werden, dass Modellparameter für unbeobachtete Einzugsgebiete übertragen werden können.

Die Höhererstreckung des Einzugsgebietes geht vom Gebietsauslass in 882 m ü.d.A. bis zum höchsten Punkt im Gebiet, dem Großvenediger in 3666 m ü.d.A.. Die Analyse des DHM mit 10 m Auflösung (ASL, 2003) ergibt eine mittlere Höhe von 2288 m ü.d.A.. Die Zonen 2000-2500 m und 2500-3000 m nehmen je ein Drittel der Gesamtfläche ein (siehe Tab. 3.2).

Tab. 3.2: Flächenanteile der Höhenzonen im Einzugsgebiet Obersulzbach

Höhenzone [m ü.d.A]	Fläche [km ²]	Anteil an der Gesamtfläche [%]
700-1000	0.9	1.1
1000-1500	5.6	7.1
1500-2000	15.4	19.3
2000-2500	26.7	33.4
2500-3000	26.8	33.6
3000-3700	4.4	5.5
Σ	79.8	100

Das Obersulzbachtal ist mit Gletschern mit einer Gesamtfläche von 14.5 km² bedeckt. Das entspricht einem vergletscherten Anteil des Einzugsgebietes von 18.2%. Den größten Flächenanteil hat das Obersulzbachkees, gefolgt vom Sonntagskees, dem Großen Jaidbachkees, dem Kleinen Jaidbachkees und dem Weiglkarkees.

Der mittlere Jahresniederschlag für das Gebiet bis zum Pegel Sulzau wird für die Klimanormalperiode 1961-90 aus der Wasserbilanz mit 2319 mm, die Wasserbilanzkomponenten Aktuelle Verdunstung mit 163 mm und die mittlere Abflusshöhe mit 2156 mm angegeben (BMLFUW, 2003). Die Gletscherschmelze wurde für diese Wasserbilanzuntersuchung nicht berücksichtigt.

4 Datengrundlagen

4.1 Hydro- meteorologisches Monitoring in den Einzugsgebieten der Goldberggruppe

Rund um das Observatorium am Hohen Sonnblick besteht ein ausgezeichnetes Messnetz zur kontinuierlichen Erfassung meteorologischer und hydrologischer Größen. Für die hydrologische Modellierung (inklusive Schmelz- und Verdunstungsmodellierung) sind in erster Linie die Parameter:

- Niederschlag
- Schneehöhe
- Lufttemperatur
- Relative Luftfeuchtigkeit
- Global Strahlung
- Sonnenscheindauer
- Windgeschwindigkeit und
- Abfluss

von Interesse. Aufwendige und betreuungsintensive Messgeräte befinden sich unmittelbar am Observatorium. Die mit den Totalisatoren erfassten Monatssummen der Niederschläge werden von den Beobachtern des Observatoriums monatlich abgelesen, ebenso wie die Schneehöhen an den Schneepegeln auf dem Goldbergkees und dem Kleinfleißkees. Das Schneepegel- und Totalisatorennetz rund um das Wurtenkees wird von Mitarbeitern der KELAG betreut (Auer & Böhm, 1998; Auer et al., 2000). Zusätzliche Messungen wurden temporär an ausgewählten Standorten durchgeführt. Die Pegelstationen, im Goldbergkeesgebiet mit Lufttemperatur- und Niederschlagsbeobachtung und die Energiebilanzstation (Hynek, in prep.) zählen zu den temporären, kontinuierlich aufzeichnenden Messungen, da die Stationen nur während der Sommermonate betrieben werden. Die Lufttemperaturmessstationen, die auf den Traggerüsten einiger Totalisatoren montiert sind, wurden für die Dauer der intensiveren Messkampagne ganzjährig betrieben.

4.1.1 Niederschlagsmessung

Am Observatorium am Hohen Sonnblick werden verschiedene Geräte für die Messung des Niederschlages verwendet. Die Monatssummen werden mit Totalisatoren gemessen, die sich wenige Meter unter dem Gipfel befinden. Der Totalisator TG5 ist ein hangparallel montierter Kübel ohne Windschutz. TG4 ist ein horizontaler Totalisator mit Wind- und Verdunstungsschutz (siehe Abb. 4.1). Die Totalisatoren sind mit einem Frostschutzmittel vorgefüllt, um auch festen Niederschlag erfassen zu können. Während der Sommermonate wird eine dieselartige Flüssigkeit zur Verdunstungsminimierung eingefüllt.

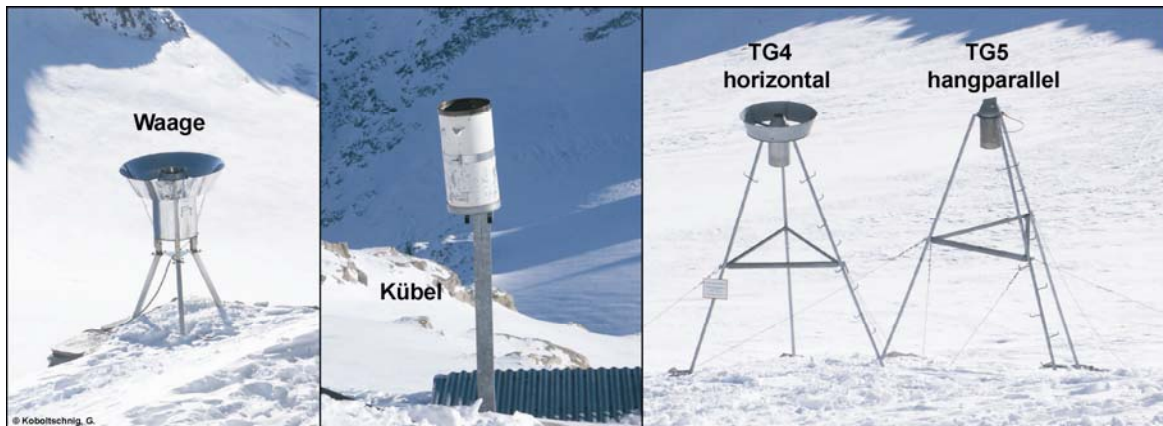


Abb. 4.1: Niederschlagsmessgeräte in unmittelbarer Umgebung des Observatoriums

Die Messung der Tagesniederschlagssummen erfolgt mit zwei Kübeln (Mittelwert aus Nord- und Südkübel, siehe Abb. 4.1), der angegebene Wert gilt jeweils für die Zeit von 7 Uhr bis um 7 Uhr des Folgetages. Hauptproblem dieser Messung ist das Nichtvorhandensein eines Windschutzes. Mit der Niederschlagswaage (siehe Abb. 4.1), die mit einem beheizten Ring, Wind- und Verdunstungsschutz ausgestattet ist, werden stündliche Niederschläge aufgezeichnet (Auer et al., 2002).

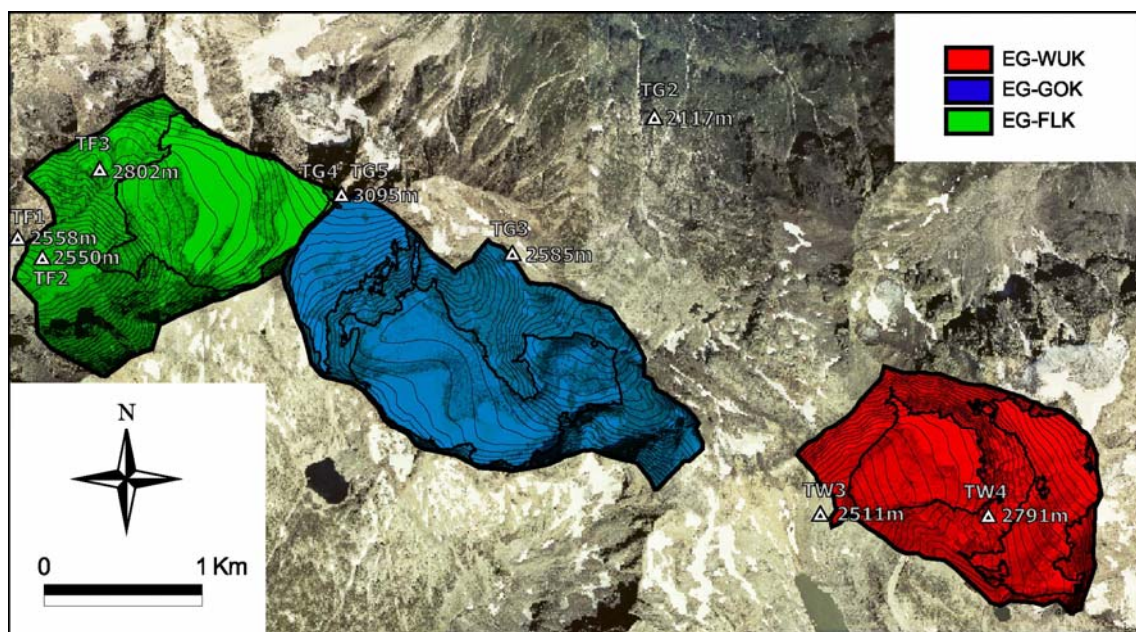


Abb. 4.2: Totalisatoren im Gebiet um den Hohen Sonnblick

Prinzipiell werden für die Modellierung nur die stündlichen Niederschlagswerte benötigt, bei Datenausfällen der Niederschlagswaage sind aber auch die Monats- bzw. Tageswerte hilfreich, um stündliche Werte generieren zu können (siehe Kapitel 4.6.3). Gemessene, stündliche Niederschlagsdaten werden von der permanent gewarteten Station am Sonnblick bezogen. Zusätzlich können die Stationen der KELAG am Schwarzsee und am Zirmsee (erst ab Frühjahr 2006 verfügbar) herangezogen werden. Am Gebietsauslass des Goldbergkees Einzugsgebietes wird während der Sommermonate der flüssige

Niederschlag mit einem Wippensystem gemessen (siehe Abb. 4.8). Auch die TAKLIS Kolm Saigurn verfügt über eine Niederschlagswaage zur Erfassung der stündlichen Niederschläge. Bereits bei den ersten Modellierungsschritten zeigte sich, dass diese Station auf Grund ihrer Lage und der vielen Datenausfälle nicht repräsentativ und nicht verlässlich genug ist.

Um die Stationsdichte zu erhöhen, können weitere Totalisatoren im Gebiet um den Hohen Sonnblick herangezogen werden (siehe Abb. 4.2). Das zum Teil schon seit 1927 existierende Netz in der Goldberggruppe besteht weiters aus jenen Totalisatoren um das Wurtenkees und dem Totalisator in Kolm Saigurn (Auer et al., 2002). Die Monatssummen der Totalisatoren werden für die Gewichtung der räumlichen Interpolation der stündlichen Niederschläge als „pseudo“ - Stationen verwendet, wobei das stündliche Niederschlagssignal der Niederschlagswaage am Sonnblick mit den Monatssummen des jeweiligen Totalisators auf oder abgemindert wird (siehe auch Ergebniskapitel 5.1).

4.1.2 Schneehöhenmessung

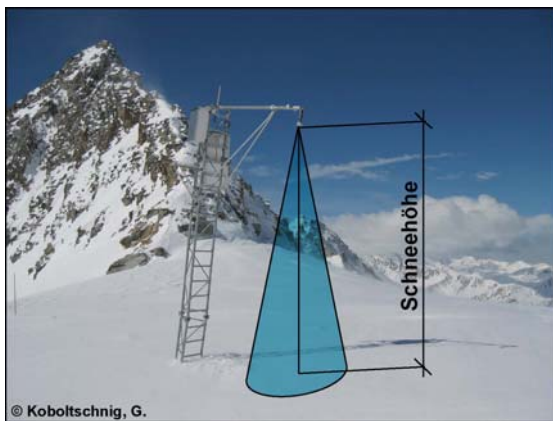


Abb. 4.3: Ultraschallpegel für die Schneehöhenmessung (Fleißscharte)

Für die automatisierte Messung der Schneehöhe steht ein Ultraschallsensor, der vom Salzburger Lawinenwarndienst² betrieben wird zur Verfügung (siehe Abb. 4.3). Die Messung liefert Tageswerte der Schneehöhe, wodurch Änderungen der Schneehöhe (Anwachsen durch Neuschnee, Verringern durch Schmelze bzw. Setzung) beobachtet werden können. Der Ultraschallsensor befindet sich auf der Fleißscharte unter dem Gipfel des Hohen Sonnblicks (siehe Abb. 4.4 - neben

Schneepegel P6). Ein Beispiel der Messdaten für das Jahr 2005 wird in Kapitel 5.1 in Abb. 5.9a und b gezeigt. Eine weitere kontinuierliche Beobachtung der Schneehöhe erfolgt durch das Messnetz der Schneepegel auf den Gletschern Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees (Auer et al., 2002). Das zum Teil bereits seit 1928 betriebene Messnetz mit seinen insgesamt 10 Pegeln (siehe Abb. 4.4) wird von den Beobachtern des Observatoriums, bzw. vom Alpindienst der KELAG betreut. Die auf dem Gletscher aufgestellten Holzpegel werden monatlich abgelesen und liefern so wertvolle Punktinformation für die Kalibrierung von Schneeschmelzmodellen. Für die Modellierung mit PREVAH wurden die monatlichen Schneepegelablesungen nicht verwendet. Fliedl (2005) zeigt Beispiele für die Verifizierung eines indexbasierten

² URL: <http://www.lwz-salzburg.org> [Letzter Zugriff am 30.11.2006]

Schmelzmodells für das Goldbergkees, wo diese Schneepegelablesungen verwendet werden.

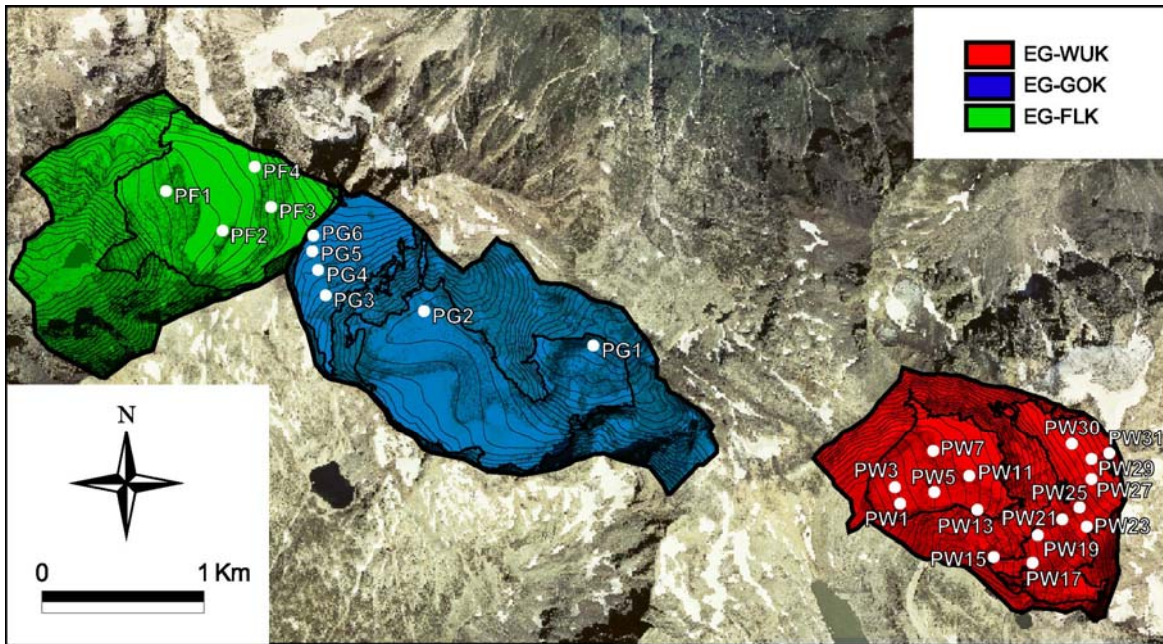


Abb. 4.4: Messnetz der monatlich von den Sonnblick Beobachtern und dem Alpindienst der KELAG abgelesenen Schneepegel.

4.1.3 Lufttemperaturmessung

Die gemessene Lufttemperatur hat für die Schmelzmodellierung einen hohen Stellenwert, da sie in den unterschiedlichen Modellansätzen der Temperaturindex-Verfahren den Hauptparameter darstellt. Für die Schmelzmodellierung auf stündlicher Basis stehen die kontinuierlich gemessenen Werte der TAWES Sonnblick, TAKLIS Kolm Saigurn sowie der Wetterstation am Schwarzsee (2324 m ü.d.A., KELAG) zur Verfügung. Temporär, d.h. während der Messperiode 2005 und 2006 wurden auch weitere Temperatursonden eingesetzt, um gerade in der Schmelzperiode in den Sommermonaten detaillierte Information über die Temperaturverteilung zu bekommen.



Abb. 4.5: Messung der Lufttemperatur

Zum Einsatz kamen 8-bit Minilog-TR Temperaturlogger der kanadischen Firma © Vemco³, die prinzipiell für die Wassertemperaturmessung vorgesehen sind. Auf Grund des kompakten und gut geschützten Gehäuses lassen sich die Logger einfach in einen Strahlungsschutz einbauen und halten den extremen Bedingungen des Hochgebirgsklimas stand (siehe Abb. 4.5). Der Messbereich liegt zwischen -30° und +40°C, die Auflösung beträgt 0.1°C und die Genauigkeit 0.5°C. Die Qualität dieser Messung ist für die Anforderungen gut genug.



Abb. 4.6: Auf den Totalisatoren angebrachte Lufttemperaturstationen

Abb. 4.6 zeigt alle temporären Lufttemperaturmessstationen, die auf den Totalisatoren in der Goldberggruppe angebracht wurden. Die räumliche Verteilung aller Totalisatoren kann auch in Abb. 4.2 gesehen werden. Eine weitere Lufttemperaturstation wurde auf dem Gestänge der Pegelstation unter dem Goldbergkees angebracht (siehe Abb. 4.8). Die Montagehöhe der Lufttemperaturlogger hat sich jeweils auf Grund des Totalisatorengestells ergeben. Durch die zum Teil sehr hohe Schneelage im Winter wird

³ URL: <http://www.vemco.com> [Zugriff am 27. März 2006]

die Höhe über Grund um einiges geringer. Für die Schmelzperiode 2003 stehen Temperaturmessungen einer Energiebilanz- bzw. Strahlungsbilanzstation zur Verfügung, welche von August bis Oktober 2003 auf dem Oberen Boden bzw. der Gletscherzunge des Goldbergkees installiert wurden (Hynek, in prep.).

Die Lufttemperaturbeobachtungen sechs verschiedener Stationen im Jahr 2005 im Gebiet um den Hohen Sonnblick sind in Abb. 4.7 vergleichbar dargestellt. Offensichtlich weisen die Stationen des temporären Netzwerkes einen leichten Strahlungsfehler auf (nur bei TF3 nicht so ausgeprägt), der aber besonders in der Sommerperiode stärker auszufallen scheint. Das lässt wieder Freiraum für Spekulationen, wodurch die höher gelegenen Stationen längere Zeit über Schneeuntergrund messen und die anderen schon früher über einer Felsfläche, die wiederum im Tagesgang mehr Strahlung absorbiert und durch die Abstrahlung der langwelligen Strahlung die Luft darüber erwärmt. Die Station am Gebietsauslass des Goldbergkees Einzugsgebietes (in Abb. 4.7 mit GOK_{OUT} bezeichnet) zeigt ein etwas auffälliges Verhalten, da, egal von welcher höher gelegenen Station, z.B. vom Observatorium oder von der Station bei TG3 aus die kleinsten Gradienten zwischen 0.4 und 0.5°C pro 100 m errechnet werden. Das wiederum lässt sich durch die Beeinflussung des über den Gletscher strömenden katabatischen Wind, dem Gletscherwind erklären, der auch das nahe Gletschervorfeld abkühlt (siehe auch Hynek, in prep.). Lufttemperaturmessungen mit Stationen, die auf Gletschern angebracht sind, eignen sich aus demselben Grund nicht für die Anwendung von Grad-Tag-Modellen (Lang & Braun, 1990). Die Lufttemperatur wird in Grad-Tag-Modellen als ein Maß für die eintreffende Energie herangezogen, und würde diese bei der Messung über Gletschern unterschätzen (siehe auch Kapitel 2.1.1.2). Die Lufttemperaturgradienten können für ein ganzes Jahr berechnet werden, sofern die Daten der einzelnen Stationen verfügbar sind. So ergibt sich zwischen den Stationen TG2 in 2117 m ü.d.A und dem Observatorium am Sonnblick in 3106 m ü.d.A aus der längsten vergleichbaren Reihe von 2005 ein Gradient von 0.62°C pro 100 m. Für 2006 ergibt sich aus den beiden Stationen ein Gradient von 0.65°C pro 100 m. Die Berechnung der Gradienten vom Observatorium Richtung Westen, also zu den Stationen TF2 in 2560 m ü.d.A und TF3 in 2802 m ü.d.A (siehe auch Abb. 4.2) liefert etwas höhere Werte von 0.65 bis 0.7°C pro 100 m. Der Gradient im Süden beim Wurtenkees liegt bei 0.66°C pro 100 m zwischen TW4 und der Station Schwarzsee. Von TW4 zu TW3 ergeben sich auf Grund der Lage von TW3 im Gletschervorfeld Gradienten von 0.45°C pro 100 m (ähnliches Verhalten wie vom OBS zu GOK_{OUT}). Durch Aufteilung des Jahres in die vier meteorologischen Jahreszeiten (Frühling: Mrz., Apr., Mai; Sommer: Jun., Jul., Aug.; Herbst: Sep., Okt., Nov. und Winter: Dez., Jan., Feb.)) ergeben sich folgende Gradienten aus den Stationsdaten von TG2 und dem Observatorium (Mittel aus den Jahren 2005 und 2006): Frühling: 0.61°C pro 100 m, Sommer: 0.63°C pro 100 m, Herbst: 0.59°C pro 100 m und Winter: 0.57°C pro 100 m. Die Interpolation der Lufttemperatur wurde, um für alle Gebiete um den Hohen Sonnblick einen einheitlichen Gradienten anwenden zu können, mit einem Mittelwert von 0.65°C pro 100 m angesetzt.

Datengrundlagen

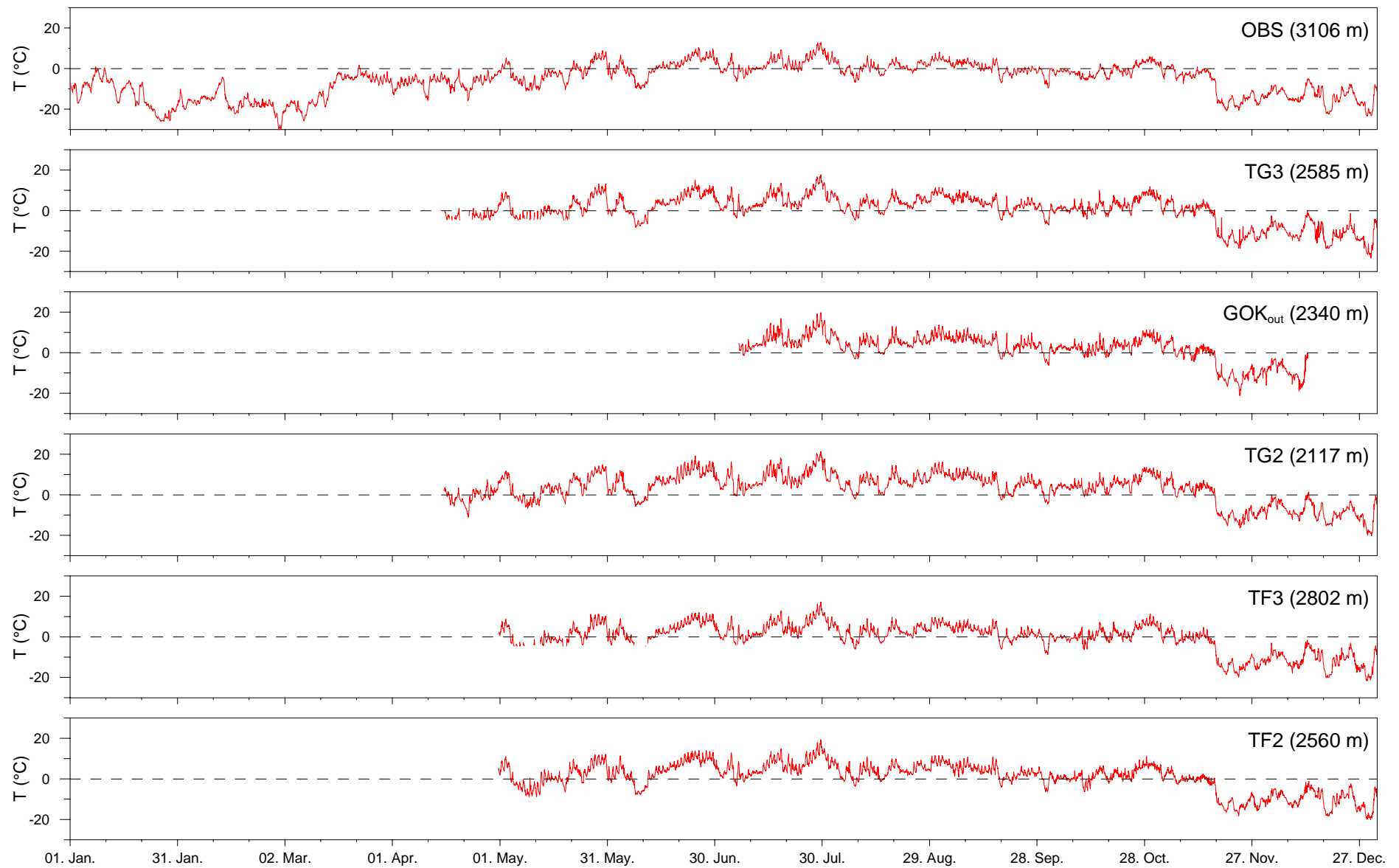


Abb. 4.7: Lufttemperaturgang an sechs verschiedenen Stationen am und um den Hohen Sonnblick für das Jahr 2005

4.1.4 Automatische Abflusspegelmessstellen

Unter dem Goldbergkees wurde bereits im September 2002 zum ersten Mal ein automatischer Wasserstandspegel installiert, der die Änderung des Wasserstandes aufzeichnet. Im August 2004 folgte die Pegelstation unter dem Kleinfleißkees und im August 2005 jene unter dem Wurtenkees. Die während der Sommermonate kontinuierliche Beobachtung der Wasserstände dient der Berechnung der Abflüsse. Diese bilden die wichtigste Kalibrierungsgröße für die hydrologische Modellierung. Auch ohne Modellierung stellen Abflussganglinien vergletschertes Einzugsgebiete eine wertvolle Datenbasis für die Analyse der hydrologischen Prozesse dar (Collins, 1982; Hannah et al., 1999, 2000; Swift et al., 2005). Durch die Messung der Abflüsse unmittelbar unter den Gletscherzungen ist ein besonders starker Einfluss der Eisschmelzprozesse auf das „Abflusssignal“ zu erwarten.

4.1.4.1 Pegelstation Goldbergkees

Zu Testzwecken wurde die Pegelstation Goldbergkees zum ersten Mal im Herbst 2002 etwa 250 m unter dem Gletschertor an einer natürlichen Felskante, die den Auslauf des Gletschersees bildet, aufgebaut (Abb. 4.8). In den folgenden Jahren (2003 bis 2006) wurde die Station während der Sommermonate, sobald das Abflussprofil schneefrei war, wieder installiert. Ein früherer Messbeginn war in jedem Jahr durch die Schneelage im Abflussprofil limitiert. Damit sind der genaue Beginn und die Größe der ersten Schmelzabflüsse einer Saison nie bekannt.

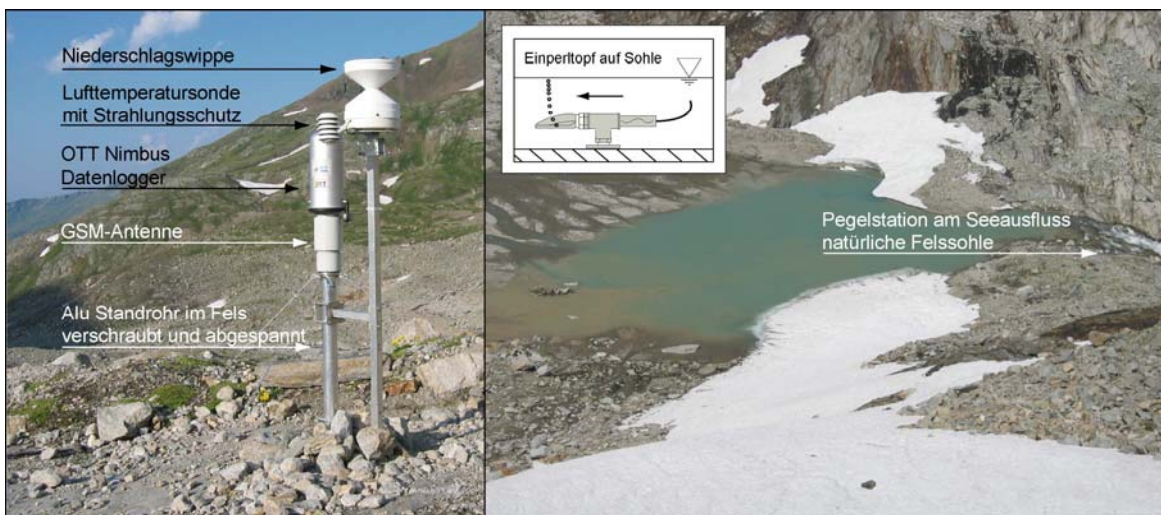


Abb. 4.8: Pegelstation Goldbergkees inklusive Niederschlags- und Lufttemperaturmessung unter dem Goldbergkees

Bei der Wasserstandsaufzeichnung wird Pegelstand des Seeausflusses gemessen. Für die Messung wird ein Druckluftpegel mit Einperltopf verwendet (© OTT Nimbus). Der etwa 4 mm starke Druckluftschlauch wurde in einen Gummigewebeschlauch eingezogen und von dem Standbein des Datenloggers zum Einperltopf an der Gewässersohle geführt. Außerhalb des Wassers wurde die Leitung zum Sichtschutz vergraben, um mögliche

Zerstörungen zu vermeiden. Der Einperltopf wurde an der Felssohle mit Felsdübeln verankert. Die Verankerung musste im Sommer 2005 erneuert werden, da die ursprüngliche durch den starken Eis- und Schneedruck während des Winters zunehmend deformiert wurde. Das Standbein des Datenloggers ist ebenfalls mit Felsdübeln im Untergrund verankert. Das Aluminium Rohr ist am oberen Ende mit einem Gewinde versehen, auf welches die Antenne für das GSM-Modem für die fernabrufbare Datenabfrage aufgeschraubt ist. Der Datenlogger mit integrierter Druckluftpumpe ist unter einem Aluminiumdeckel als oberstes Element aufgesetzt. Der © OTT Nimbus wird mit einem 12 V Bleigel-Akku versorgt und kann bei einem fünf minütigen Pump- und einem viertelstündlichen Speicherintervall bei „hochalpinen Sommertemperaturen“ etwa zwei Monate lang betrieben werden.

Um den Zusammenhang zwischen Wasserstand und Abfluss herzustellen, werden bei unterschiedlichen Wasserständen die Abflüsse gemessen. Kleinere Abflüsse bis etwa 500 l/s werden mit dem Leitfähigkeitsmessgerät und der Salzverdünnungsmethode und die größeren mit dem Hydrometrischen Flügel bzw. mit einem magnetisch induktiven Fließgeschwindigkeitsmessgerät gemessen. Die Ermittlung der Abflüsse aus den Geschwindigkeiten erfolgt nach der Geschwindigkeitsflächen-Methode (Herschly, 1985). Nachdem im Herbst nicht die gesamte Pegelstation abgebaut werden kann, bleibt auch der unter Wasser eingebaute Einperltopf an der Gewässersohle. Durch den Eis- und Schneedruck während des Winters verändert sich fallweise die Lage des Einperltopfes. Um diese Veränderungen und mögliche Änderungen des Abflussprofils zu berücksichtigen, werden in jedem Jahr fünf bis zehn Abflussmessungen durchgeführt, um die Pegelschlüsselbeziehung zu überprüfen. Abgesehen von linearen Verschiebungen der Schlüsselkurven, hervorgerufen durch die vertikale Verschiebung des Einperltopfes, zeigt sich dabei ein guter Zusammenhang zwischen den einzelnen Messungen (siehe Abb. 4.9). Der Fehler bei der Abflussmessung (+/- 0.5 cm für die Messung der Wassertiefe; +/- 1 Flügelumdrehungen bei 40 sec. Messzeit; +/- 5 cm für die Messung der Profilbreite) kann mit etwa 5% angegeben werden. Das entspricht bei einem gemessenen Abfluss von 1000 l/s einem Fehler von 50 l/s. Der Fehler der Pegelstandsmessung errechnet sich folgend: die Auflösung der Druckluftmessung mit Einperltopf beträgt laut Herstellerangaben 1 mm. Durch Wind induzierten Wellenschlag kann im schlechtesten Fall mit einer Abweichung von +/- 2.5 mm gerechnet werden (durch die Messung im fünf Minuten Intervall und der Mittelung alle 15 Minuten wird ein größerer Fehler eliminiert). Durch die Umrechnung mit dem nichtlinearen Pegelschlüssel (z. B.: $Q=18191 \cdot W^{1,7821}$) ergibt sich daraus ein Fehler im errechneten Abfluss von: etwa 45% bis 10 l/s, 10% bis 100 l/s, 2% bis etwa 1000 l/s und 1% bis etwa 2000 l/s. Insgesamt macht das einen Fehler von etwa 50% bis 10 l/s, 15% bis 100 l/s, 8% bis etwa 1000 l/s und 7% bis etwa 2000 l/s aus.

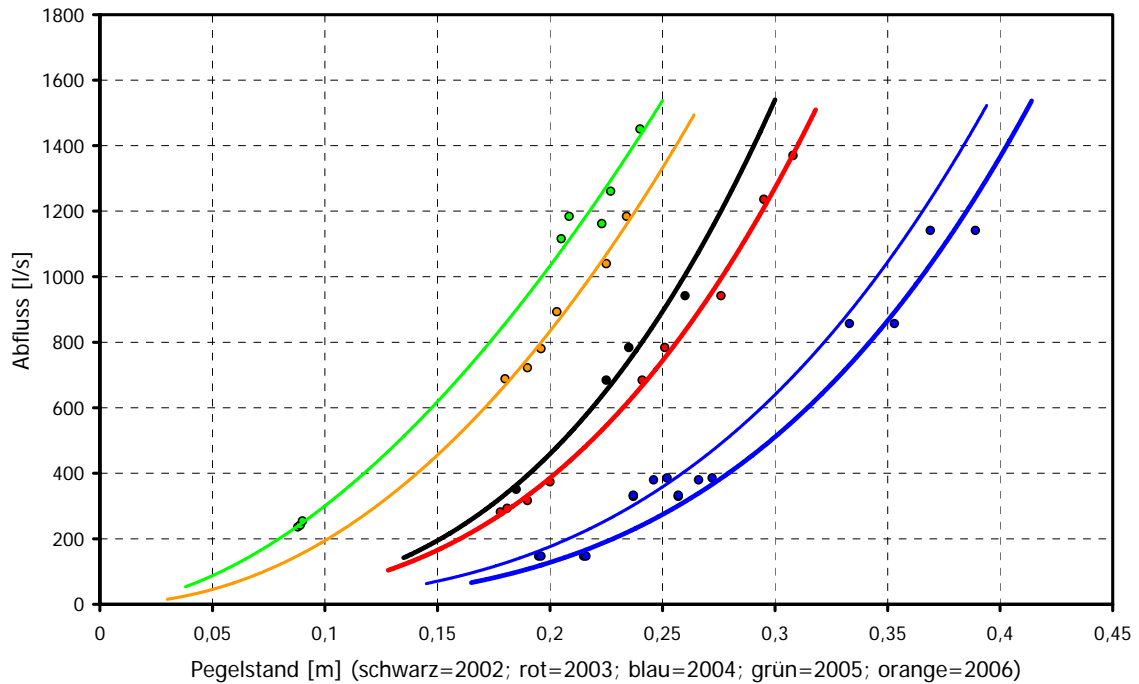


Abb. 4.9: Pegelschlüssel Goldbergbach für die Jahre 2002 bis 2006

In Abb. 4.9 werden für das Jahr 2004 zwei Schlüsselkurven angegeben, da durch eine vertikale Verschiebung des Einperltopfes während der Messsaison für die erste Zeit (bis Mitte August) die linke blaue Kurve und danach die rechte blaue Kurve gültig ist. In Abb. 4.9 sind nur jene Messpunkte eingezeichnet, die auch tatsächlich für die Errechnung der Schlüsselkurve herangezogen wurden. Einige Punkte mussten auf Grund zu großer Wasserstandsschwankungen während der Messungen ausgeschieden werden. Abb. 4.10 zeigt alle seit Beginn der Beobachtungen unter dem Goldbergkees gemessenen Abflussganglinien. Die Ganglinien basieren auf 15-minütlichen Pegelstandsaufzeichnungen. Die dargestellten Ganglinien zeigen jene Zeitintervalle, in welchen die Pegelbeobachtungen möglich bzw. plausibel waren. Im Herbst 2002 wurde die Pegelstation zum ersten Mal aufgebaut, dadurch ist die Ganglinie nur entsprechend kurz. Besonders deutlich und mit großem Unterschied im Vergleich zu den anderen Jahren sticht der Sommer 2003 hervor. Die stark ausgeprägten Tagesgänge kennzeichnen die Abflussganglinie dieses extremen Sommers.

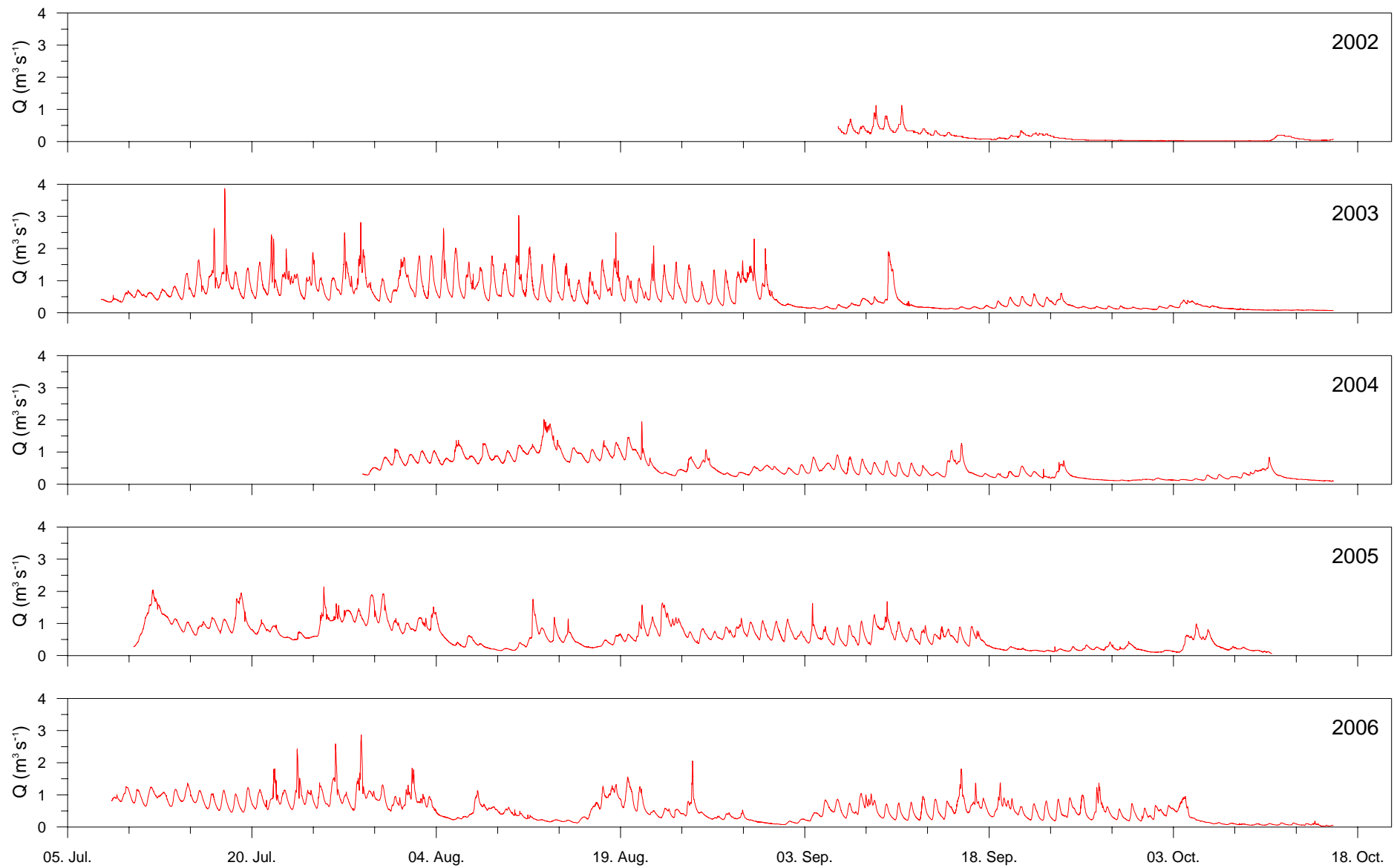


Abb. 4.10: Abflussganglinien vom Pegel Goldbergkees 2002 bis 2006

4.1.4.2 Pegelstation Kleinfleißkees



Abb. 4.11: Pegelstation Kleinfleißkees

wurde die Station schließlich in einen Stollen, durch welchen die Abflüsse in den nahe gelegenen Zirmsee der Kraftwerksgruppe Fragant ausgeleitet werden, verlegt. Damit sollte die quasi-ganzjährige Abflussbeobachtung ab dem ersten Auftreten der Schneeschmelze möglich werden. Auf Grund hydraulischer Probleme, bedingt durch die Aufstellung, sind die Wasserstandsmessungen ab einem bestimmten Pegelwert unrealistisch groß. Im Sommer 2006 wurde das Standrohr perforiert und eine zweite Station an der ursprünglichen Stelle (siehe Abb. 4.11, linkes Bild) installiert. Damit ist eine Überprüfung der Messungen im Stollen während der schneefreien Zeit möglich.

4.1.4.3 Pegelstation Wurtenkees



Abb. 4.12: Pegelstation Wurtenkees (im Hintergrund die Gletscherzunge)

verwendbar. Gerade an diesem Beispiel kann gezeigt werden, dass die Messung der Abflüsse hochalpiner, vergletschertes Einzugsgebiete nicht selbstverständlich und einfach machbar ist.

Die Schmelzabflüsse des Kleinfleißkees Einzugsgebietes werden an einer Bachfassung etwa 800 m vom Gletscherterminus entfernt gemessen. Die Station wurde von Mitarbeitern der KELAG (Kärntner Elektrizitäts AG) im August 2004 zum ersten Mal errichtet. Bei dieser Station handelt es sich um einen Pegel mit Schwimmer und Winkeldekodierer. Die Daten werden im Logger gespeichert und können nicht fernabgefragt werden. Im Herbst 2004

Die Pegelstation unter dem Wurtenkees ist ebenfalls mit Schwimmer und Winkeldekodierer ausgestattet. Das Hauptproblem dieser Messstelle liegt an den instationären Abflussverhältnissen des Gletscherbaches, der sich dort durch Moränenmaterial bewegt. Das Schwimmerrohr versandet immer wieder und bedarf daher häufiger Wartung. Die Pegelraten dieser Station sind nur mit vielen Lücken und auf Grund eines sehr späten Aufstelltermins (Mitte August 2005) bedingt

4.2 Monitoring der Schneedecke und der Eisablation im Goldbergkees Einzugsgebiet

Um zusätzliche Messdaten für die Modellvalidierung zu bekommen, wurde im Jahr 2005 ein erweitertes Monitoring der Schneedecke durchgeführt. Der Zweck der Messungen war die Ermittlung von in Kartenform dargestellter Verteilungen der Schneewasseräquivalente für etwa fünf unterschiedliche Messtermine. Neben der Beschreibung dieses Monitorings wird auch kurz das bereits langjährig betriebene Massenbilanzmonitoring der Gletscher der Goldberggruppe vorgestellt.

4.2.1 Messung der Schneehöhenverteilung

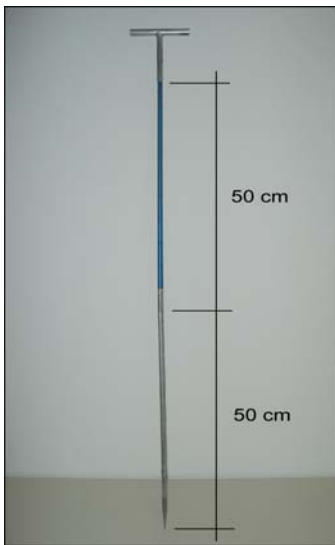


Abb. 4.13: Sonden für die Schneetiefenmessungen

Die Systematik zur Erfassung der Verteilung der Schneehöhen lehnt sich an die langjährig erprobte Vorgehensweise zur Ermittlung der Winterakkumulation auf dem Goldbergkees an (Schöner, persönliche Mitteilung). Die Schneehöhen werden zusätzlich zu den Messungen auf dem Gletscher auch an den zugänglichen Teilen des restlichen Einzugsgebietes durchgeführt. Dabei wird die Schneetiefe mit Hilfe von Lawinensonden abgelotet. Mit den Tourenschiern und aufgezogenen Steigfellen wird versucht höhenschichtlinienparallel zu gehen und in einem Abstand von 100-150 m die Tiefenmessungen anzuordnen. Die grobe Entfernungsabschätzung wird durch eine Schrittzählung gewährleistet und zusätzlich durch die Messung mit einem GPS-Handempfänger überprüft. Die Messergebnisse (Lagekoordinaten und abgelotete Tiefe) werden in ein vorgefertigtes Messprotokoll eingetragen und auf dem GPS-Handempfänger gespeichert. Auf einer mitgeführten Karte werden die Messpunkte eingezeichnet, um z. B. auch bei schlechten Sichtbedingungen einen Überblick über die bereits erledigten Messungen zu haben. Die Herausforderung bei der Tiefensondierung besteht in der Unterscheidung zwischen Gletschereis, einzelner Eislinsen, die sich als Schmelzform in der Schneedecke befinden können oder Altschnee, der durch erschwertes Eindringen der Sonde erkannt werden kann. Die Tiefenmessung wird sinnvollerweise mit einer Genauigkeit von fünf Zentimetern angegeben. In Abb. 4.13 (auch Abb. 4.14, rechts) ist eine in der Werkstätte des IWHW an der BOKU gebaute Lawinensonde zu sehen. Die Sonde besteht aus je 50 cm langen, miteinander verschraubbar gebauten Teilstücken aus Aluminium. Zur einfacheren Ablesung wurden auf den Röhrchen in einem Abstand von 5 cm Ringe eingekerbt. Jedes zweite Teilstück wurde mit blauer Farbe eloxiert. Um die Sonde bei ungünstigen Schneebedingungen leichter wieder ziehen zu können, kann optional ein Handgriff am oberen Ende aufgeschraubt werden. Die Sondenspitze ist ebenfalls tauschbar und kann je nach Schnee rund oder spitz gewählt werden. In Summe wurden

21 m Sondenstücke gefertigt, die Erfahrung zeigt, dass bei Messkampagnen immer wieder Teile verbiegen oder abbrechen. Die Schneetiefenmessungen bzw. die Lage der Messpunkte werden vom GPS digital auf den PC übertragen und im GIS dargestellt (siehe Abb. 4.14). Eine grobe Fehlerkontrolle kann durch eine räumliche Interpolation der gemessenen Tiefen durchgeführt werden, wobei stark abweichende Messwerte sofort auffallen.

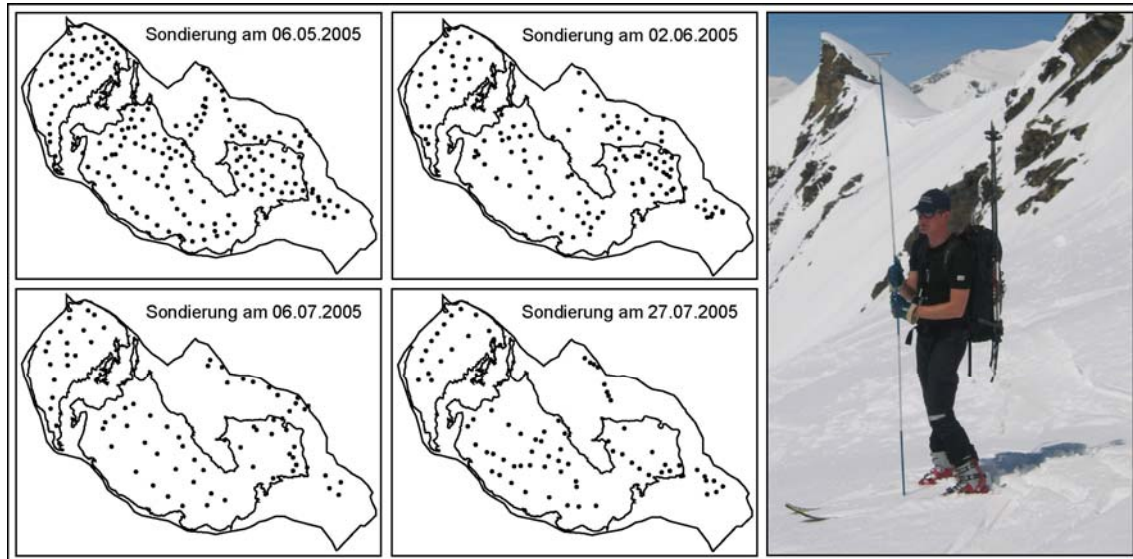


Abb. 4.14: links: Schneetiefensondierungen im Goldbergkees Einzugsgebiet (Umrandungen stellen die Gletscher- bzw. Einzugsgebietsfläche dar); rechts: praktische Durchführung am Gletscher

Die Sondierungen beim ersten Messtermin im Mai 2005 wurden gleichzeitig mit den Messungen der Winterakkumulation des Goldbergkees durchgeführt. Auf Grund der stärksten Ausdehnung der Schneedecke und großer Schneetiefenvariabilität durch Windverfrachtung wurde die Sondierung zu diesem Zeitpunkt am dichtesten durchgeführt. Die geringere Punktdichte bei den weiteren Messterminen ist in erster Linie auf die bereits stärker vorangeschrittene Ausaperung zurückzuführen. Im Kapitel „Räumliche Verteilung des Schneewasseräquivalentes (SWE)“ ist die Auswertung dieser Feldmessungen angeführt.

4.2.2 Kartierung der Ausaperung des Einzugsgebietes

In einem „Normalwinter“ ist mit dem Beginnen der Ausaperung in einer Höhenlage wie es das Goldbergkees Einzugsgebiet aufweist erst Anfang Juli zu rechnen. Bei den Messterminen am 6. und am 27. Juli wurde die Ausaperung im Feld kartiert. Dazu wurden die Ausaperungsmuster in einer vorgefertigten Karte des Einzugsgebietes eingetragen. Ein GPS-Handempfänger unterstützte dabei die Arbeit, wobei die Ausaperungsgrenzen abgegangen wurden. Es kann dabei mit einer Genauigkeit von etwa 20 bis 30 Metern gerechnet werden. Zusätzlich gibt es von den einzelnen Messterminen Amateurfotoaufnahmen, die bei der digitalen Ausarbeitung in einem GIS hilfreich sind.

4.2.3 Schneedichtemessungen

Zu den angeführten Messterminen wurde auch die Schneedichte ermittelt, um gemeinsam mit der Schneetiefe auf die Verteilung der Schneewasseräquivalente schließen zu können. Dazu wurden zumeist zwei Schneeprofile, im oberen und im unteren Teil des Goldbergkees angeordnet (siehe Abb. 4.15). Zum Zeitpunkt der Winterbilanzmessungen um den 1. Mai wurden sechs Schneeschächte für die Dichtebestimmung gegraben. Die Streuung der Schneedichte ist viel geringer als die der Schneetiefen, daher genügt die vorgenommene Anordnung der wenigen Schneeschächte. Zum Sommer hin kann zumeist auch mit einer im Schneeprofil vertikal konstanten Dichte gerechnet werden. Die Messung der Schneedichten Anfang Mai sind Teil der Winterbilanzmessungen am GOK (Auer et al. 2002) und werden entsprechend der Empfehlungen nach Kaser et al. (2003) bzw. Østrem & Brugman (1991) durchgeführt.



Abb. 4.15: Graben des Schneeschachtes, Messung der Schneedichte durch Ausstechen mit dem Alu-Zylinder (alle 20 cm) und Abwiegen der Probe.

4.2.4 Räumliche Verteilung des Schneewasseräquivalentes (SWE)

Die gemessene Stichprobe der Verteilung der Schneetiefen, die gemessenen Schneedichten und die kartierten Ausaperungsmuster bilden den Input für die Interpolation der Verteilung der Schneewasseräquivalente. Im GIS werden die Schneetiefen mittels einer SPLINE Funktion interpoliert. Durch das starke Ausschwingen der SPLINE treten unrealistische Werte, wie z. B. negative Schneetiefen oder Werte jenseits von plausiblen Größen auf. Das Bild interpolierte Raster muss durch zusätzlich eingeführte Punkte angenommener bzw. bekannter Schneetiefe verbessert werden. Dazu kann an bekannten, bereits ausgeaperten Stellen eine Tiefe von Null gesetzt werden oder z. B. zwischen zwei nahe gelegenen, bekannten Schneetiefen der Mittelwert eingesetzt werden, um ein extremes Ausschwingen der SPLINE zu vermindern. Das Setzen von Interpolationsstützpunkten außerhalb des bearbeiteten Gebietes ist möglich. Nachdem die Interpolation fertig gerechnet wurde, wird das angefertigte Raster mit den

Einzugsgebietsgrenzen maskiert. Das resultierende Raster wird mit der digitalisierten Karte der Ausaperung dieses Zeitpunktes verschnitten. Aus dem Orthofoto mit Neuschneebedeckung des Gletschers vom 04.09.2003 (AKL 2003) wurde das Grundbild der unmittelbar nach kleineren Schneefällen sehr rasch wieder ausapernden Flächen des Einzugsgebietes digitalisiert. Diese Abschnitte werden aufgrund ihrer starken Hangneigung durch Lawinenverfrachtung bzw. in Kammlage durch Windverfrachtung schnell vom Schnee befreit.

Der Raster der interpolierten Schneetiefen wird mit den für den jeweils oberen und unteren Abschnitt des Einzugsgebietes gültigen Schneedichten multipliziert und ergibt die Verteilung des Schneewasseräquivalentes (siehe Abb. 4.16).

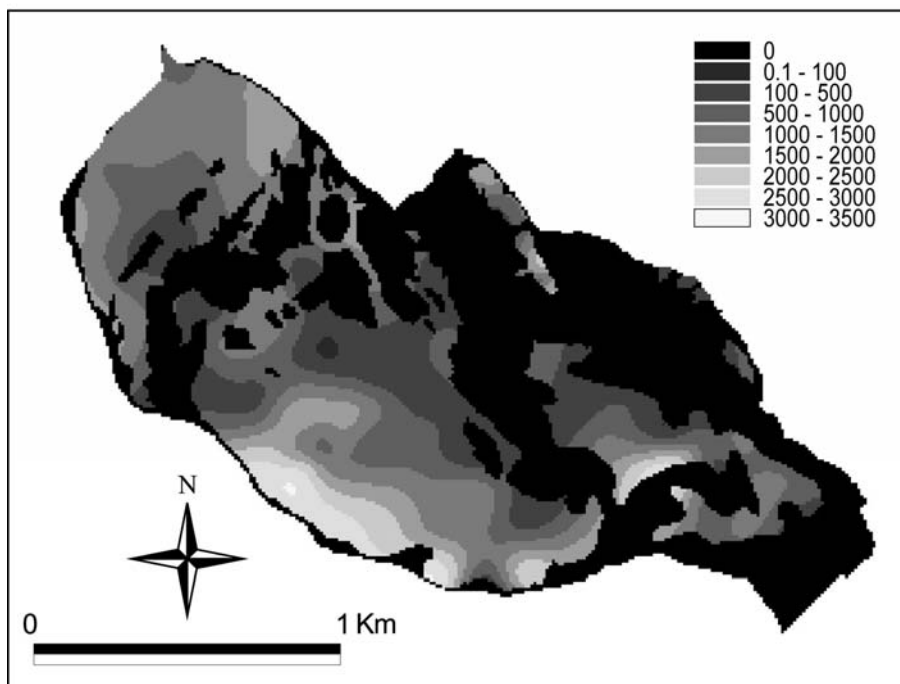


Abb. 4.16: Darstellung der Verteilung des Schneewasseräquivalentes für den Messtermin 28. Juli 2006 (Werte in mm)

Zum groben Vergleich der generierten Karten wird auch Abb. 4.17 hinzugefügt, die den Ausaperungszustand des Goldbergkees Einzugsgebietes am 28.07.2005 zeigt. Die Einzugsgebietsgrenzen wurden im Bild nachgezeichnet. Für die Erstellung von Ausaperungskarten sind Amateurfotoaufnahmen zusätzlich zu Feldkartierungen sehr hilfreich.



Abb. 4.17: Amateurfotografie vom Gipfel des „Herzog Ernst“ (2933 m ü.d.A.) Richtung Westen vom 28.07.2005: Sonnblick mit dem Goldbergkees Einzugsgebiet

4.2.5 Massenbilanz der Gletscher der Goldberggruppe

Die längste Zeitreihe der Massenbilanzmessungen in der Goldberggruppe gibt es für das Wurtenkees beginnend 1983. 1987 wurde am Goldbergkees und zehn Jahre später, 1997 am Kleinfleißkees mit den Messungen begonnen (Auer et al., 2002). Die Messung der Massenbilanz der Gletscher wird von der Klimaabteilung der ZAMG im Zuge zweier laufender Monitoringprojekte durchgeführt (Schöner & Hynek, 2006). Für die Bestimmung der Massenbilanz kommt die direkte glaziologische Methode zur Anwendung (Dyurgerov, 2002; Kaser et al. 2003; Østrem & Brugman, 1991).



Abb. 4.18: Einbohren eines Ablationsspegels mit dem © Heucke Ice Drill (Heucke, 1999)

Die dabei gemessene Eisablation kann direkt zur Validierung des Schmelzmodells verwendet werden. Mithilfe des Eisbohrers (Heucke, 1999; Abb. 4.18) werden die Eispegel bis zu neun Meter tief in das Eis der Gletscher eingebohrt, mit GPS eingemessen, und die Tiefe des Pegels im Eis notiert. Im Herbst, mit dem Ende der Ablationsperiode wird die Eisabschmelzung abgelesen. Die Ablation wird durch das Ablesen der Abschmelzung an den eingebohrten

Eispegeln errechnet (Interpolation der Ablation an den z. B. 17 bis 20 Eispegeln am

Goldbergkees). Die angewendete Methode ist die „direkte glaziologische Methode“ nach dem „fixed date system“, bei welcher zusätzlich zur Eisabschmelzung auch der Firnrest am Ende der Ablationsperiode (1. Oktober) gemessen wird. Dieser geht als positiver Anteil in die Bilanz ein. Bei der Messung des Altschneerestes (definitionsgemäß wird der Altschnee erst ab dem Beginn des neuen Haushaltsjahres als Firn bezeichnet) wird gleich wie bei der Winterbilanzmessung vorgegangen, außer, dass zusätzlich die Ausdehnung der Altschneeflächen kartiert werden muss. Im Vergleich zur „geodätischen Methode“, bei welcher die Höhenänderung und damit die Volumsänderung des Gletschers mittels Fernerkundung bzw. terrestrisch gemessen wird (Finsterwalder, 1953), und zur hydrologischen Methode, bei welcher der Gletscher als veränderlicher Speicher in der Wasserbilanzgleichung eines hydrologischen Jahres betrachtet wird (Wasserbilanzgleichung: $B = P - Q - E \pm \Delta S$), ist die direkte Methode die genaueste und aufwändigste, aber auch die empfohlene Methode (Kaser et al., 2003). Eine Vereinfachung der „direkten glaziologischen Methode“ ist jene, bei welcher eine statistische Regression zur Anwendung kommt. Dabei geht die maximale Ausaperung bzw. die Höhe der ELA (Equilibrium Line Altitude = Gleichgewichtslinie) ein. Wenn vorhanden, wird auch die Messung der Ablation an einem einzelnen Pegel berücksichtigt (siehe Schöner, 2003). Eine ähnliche Methode wird auch für das Stubacher Sonnlickkees angewendet (siehe Tab. 1.1; Abb. 4.22).

Zusätzlich zur Jahresbilanz (b) wird auch die Winterbilanz (b_w) zum Zeitpunkt der maximalen Akkumulation (terminlich festgelegt am 1. Mai -> „fixed date system“) gemessen. Diese Arbeiten sind die aufwändigsten, da an mehreren Stellen über dem Gletscher verteilt die Schneedichte gemessen werden muss, und die Verteilung der Schneetiefe durch die Sondierung erfasst wird (siehe auch Kapitel 4.2). Für die Dichtebestimmung, egal ob für die Winterbilanz- oder die Jahresbilanzmessung, werden Schächte ausgehoben, die bis auf den Vorjahreshorizont bzw. auf die Gletscheroberfläche reichen (siehe Abb. 4.15). Für die Ermittlung der Jahresbilanz ist die Messung der Winterbilanz nicht erforderlich.

Für alle Gletscher der Goldberggruppe liegen die Massenbilanzzeitreihen homogen und kontinuierlich vor. Die Daten werden nicht als Input, aber für die Validierung der hydrologischen Modellierung verwendet. Abb. 4.19 zeigt die spezifische Jahresbilanz b [kg/m^2] (äquivalent zu [mm]) der Gletscher der Goldberggruppe im Vergleich. Die Massenbilanzen der drei Gletscher korrelieren recht gut, weisen aber auf Grund der unterschiedlichen geographischen Lage der Gletscher (nördlich oder südlich des Alpenhauptkammes) gewisse Abweichungen auf. Die spezifische Massenbilanz des Wurtenkees ist daher auch so gut wie immer die negativste. Das Goldbergkees bilanziert sehr ähnlich wie das Kleinfleißkees, aber die etwas negativeren Bilanzen des Goldbergkees sind auch auf die unterschiedliche Höhenverteilung der beiden Gletscher zurückzuführen. Die Gletscherzunge des Goldbergkees endete 2003 bei 2370 m ü.d.A. und die des Kleinfleißkees bei etwa 2715 m ü.d.A.. Positive Massenbilanzen waren beim

Goldbergkees in den Jahren 1989, 1995, 1996, 1997 und 2004 (genauso beim Kleinfleißkees) aufgetreten, das Jahr 1993 war dort auch ausgeglichen. Das Jahr 1984 war für das Wurtenkees das einzige ausgeglichene, alle weiteren Jahre zeigten eine stark negative Bilanz mit einem absoluten Minimum 2003. Dieses trat bei allen in der Goldberggruppe untersuchten Gletschern auf. Aus Temperaturdaten vom Hohen Sonnblick modellierte Massenbilanzdaten für die Zeit ab dem Messbeginn des Observatoriums zeigen keine negativere Bilanz als die im Jahr 2003 (Schöner et al., 2004).

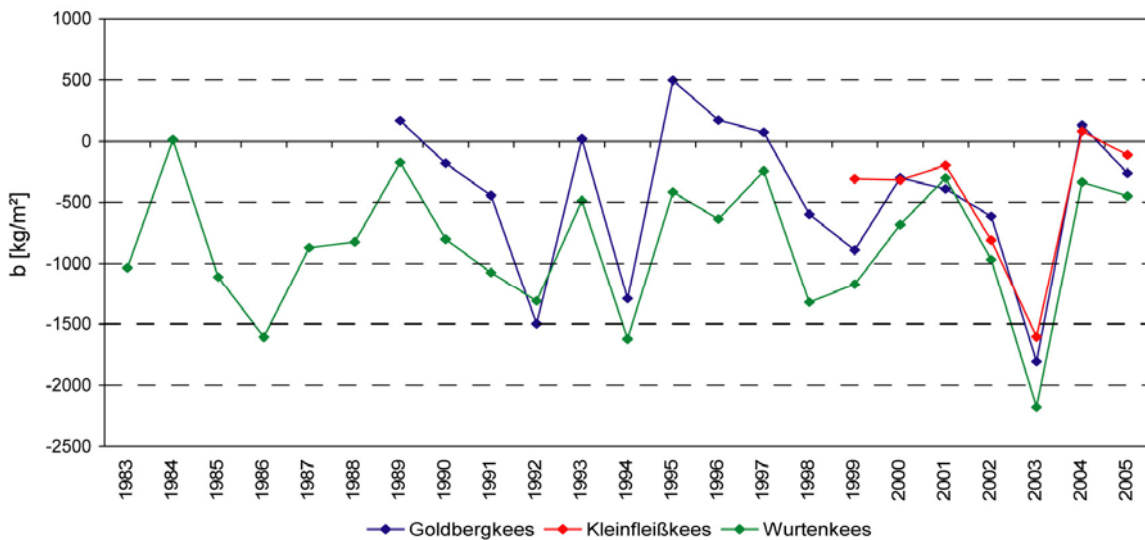


Abb. 4.19: Zeitreihe der spezifischen Jahresbilanzen von Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees (modifiziert nach Schöner & Hynek, 2006)

Die Winterbilanz b_w (angegeben in $[\text{kg}/\text{m}^2]$ -> äquivalent zu $[\text{mm}]$) muss nicht unbedingt den Trend der Jahresbilanz verfolgen (siehe Abb. 4.20). Die schwache Winterbilanz 1996 hatte beim Goldbergkees sogar eine positive Jahresbilanz zur Folge. Im Jahr 2003 wurde eine überdurchschnittliche Winterbilanz gemessen, die dann aber durch die extremen Witterungsbedingungen im darauf folgenden Sommer nichts mehr bewirken konnte.

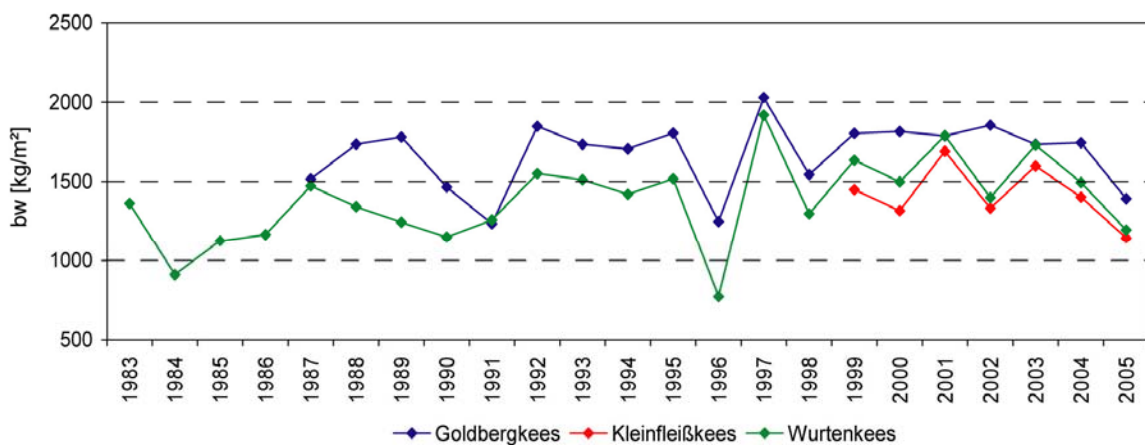


Abb. 4.20: Zeitreihe der spezifischen Winterbilanzen von Goldbergkees, Kleinfleißkees und Wurtenkees (nach Schöner & Hynek, 2006)

4.3 GIS - Datenbasis für die Einzugsgebiete der Goldberggruppe

4.3.1 Orthofotos

Die Befliegung 1998 wurde im Zuge der Erstellung des Österreichischen Gletscher Katasters (Kuhn et al., nicht publiziert) durchgeführt.



Abb. 4.21: Orthofotos der Gletscher Fleißkees und Goldbergkees. Links: Aufnahme 1998, Rechts: Aufnahme 2003. Die roten Linien sind die digitalisierten Gletscherumrisse.

Dabei wurden die vergletscherten Flächen entlang des Alpenhauptkamms beflogen. Die Orthofotos liegen mit einer Auflösung von 0.5 m über Grund vor (Auer et al., 2002). Die Luftbilder der Befliegung 2003 stehen ebenfalls zur Verfügung (AKL, 2003), haben aber den Nachteil, dass sie nach Neuschneefall aufgenommen wurden. Die Ausdehnung der Gletscheroberfläche konnte aber trotzdem digitalisiert werden. Der Bildvergleich der beiden Orthofotoaufnahmen in Abb. 4.21 zeigt beim Fleißkees den Wegfall der Gletscherzunge (vergl. jeweils linken Bildrand) und beim Goldbergkees eine kleine Flächenreduktion der Gletscherzunge (vergl. jeweils rechten, unteren Bildrand).

4.3.2 Digitales Höhenmodell

Als Basisdatensatz für die hydrologische Modellierung steht ein digitales Höhenmodell (DHM), das die gesamte Goldberggruppe abdeckt, mit einer Auflösung von 10 m zur Verfügung (Auer et al, 2002). Das Höhenmodell wurde auf Basis einer Befliegung im Jahr 1998 mit Hilfe stereoskopischer Auswertung erstellt. Für das Jahr 1979 konnten aus der ÖK50 Karte (BEV) die Höhenschichtlinien digitalisiert werden, und damit die Höhen der Gletscheroberfläche in einem 25 m Raster abgeleitet werden.

4.3.3 Satellitenbilder

Für die simulierten Perioden stehen zwei LANDSAT Satellitenimages für die Termine 24.08.2003 und 29.07.2005 zur Verfügung. Die Images erfassen das Goldbergkees vollständig. Das Image vom 29.07.2005 eignet sich durch die Aufnahmequalität besonders für die Validierung der Simulation des Goldbergkees für das Jahr 2005 (ausgewertetes Image siehe Abb. 5.6). Die Aufnahme vom 24.08.2003 zeigt den vollkommen ausgeaperten Gletscher.

4.4 Hydro- meteorologische Datenbasis für das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau

Um eine ausreichend lange Periode für die Kalibrierung bzw. Validierung des hydrologischen Modells zu gewährleisten, wurden die hydro- meteorologischen Daten für den Zeitraum Oktober 1999 bis Oktober 2005 beschafft.

4.4.1 Niederschlag, Lufttemperatur und weitere Parameter

Tab. 4.1 gibt einen Überblick der im und nahe dem Einzugsgebiet gelegenen, verfügbaren meteorologische Daten auf stündlicher Basis. Die Eintragungen in der Spalte „Messgröße“ sind wie folgt abgekürzt: T = Lufttemperatur, N = Niederschlag, S = Sonnenscheindauer, V_w = Windgeschwindigkeit, G = Globalstrahlung und R_f = Relative Luftfeuchtigkeit. Die höchstgelegenen Stationen sind „Sonnblick“ und „Kreuzspitze“. Anzumerken ist, dass auf Grund der Wartung und der Fehlerprüfung die größte Qualität der Messdaten von den Stationen der ZAMG zu erwarten ist. Die räumliche Verteilung der meteorologischen Stationen ist in Abb. 4.22 dargestellt. Nur die zwei Stationen „Krimml“ und „Paß Thurn“ befinden sich innerhalb des Einzugsgebietes. Die Temperaturdaten der Station „Hochgasser“ des LWD Salzburg konnten nicht verwendet werden, da in den Zeitreihen große Temperaturabweichungen bis zu 20°C aufgetreten waren. Es konnten ausschließlich die Strahlungsmessungen von Stationen der ZAMG übernommen werden.

Tab. 4.1: Stationen mit stündlichen meteorologischen Aufzeichnungen

ID	Stationsname	Betreiber	Seehöhe [m]	Messgröße
15105	Krimml	ZAMG	1009	T, N, S, V_w
15321	Rudolfshütte	ZAMG	2304	T, N, S, V_w , G, R_f
15411	Hoher Sonnblick	ZAMG	3106	T, N, S, V_w , G, R_f
12220	Uttendorf	ZAMG	803	T
12311	Schmittenhöhe	ZAMG	1973	T, N, S, V_w , G, R_f
12322	Zell am See	ZAMG	766	T, N, S, V_w
103424	Pass Thurn	HD	1200	T
103440	Stuhlfelden	HD	780	T
104265	Mittersill	HD	790	N
4307000063631	Eselrücken	LWD	2450	T, R_f
4307008806203	Hochgasser	LWD	2910	R_f , V_w
4307000063632	Kreuzspitze	LWD	3155	T, R_f , V_w
102673	Durlaßboden	AHP	1432	T, N
	Högmoos	AHP	980	T, N
103473	Mooserboden	AHP	2038	T, N
102699	Gerlos/Gmünd	AHP	1640	T, N
103671	Schwarzach	AHP	600	T, N
103267	Zillergrund/Plattkopf	AHP	2500	T, N

4.4.2 Abflussdaten

Alle Abflussganglinien der Beobachtungsstellen im Oberen Pinzgau stammen vom Hydrographischen Dienst in Salzburg (siehe Tab. 4.2).

Tab. 4.2: Stationen mit stündlichen Abflussdaten

ID	Stationsname	Betreiber	Seehöhe [m]	EG - Größe
203075	Mittersill	HD	783	592.6
203596	Habach	HD	880	45.3
203042	Neukirchen	HD	848	40.5
203026	Wald im Pinzgau	HD	859	206.8
203034	Sulzau	HD	882	80.7
203067	Mühlbach im Pinzgau	HD	814	32.3
203893	Kees (Obersulzbach)	HD	2040	10.0

Der Pegel Mittersill bildet den Gebietsauslass des Untersuchungsgebietes und hat damit das größte Einzugsgebiet. Der Pegel „Kees“ am Obersulzbach beobachtet die Abflüsse des am stärksten vergletscherten Einzugsgebietes auf einer Höhe von 2040 m ü.d.A., und ist damit der höchstgelegene Pegel im Untersuchungsgebiet. Nur die Station „Mühlbach im Pinzgau“ beobachtet ein Einzugsgebiet ohne Gletschereinfluss.

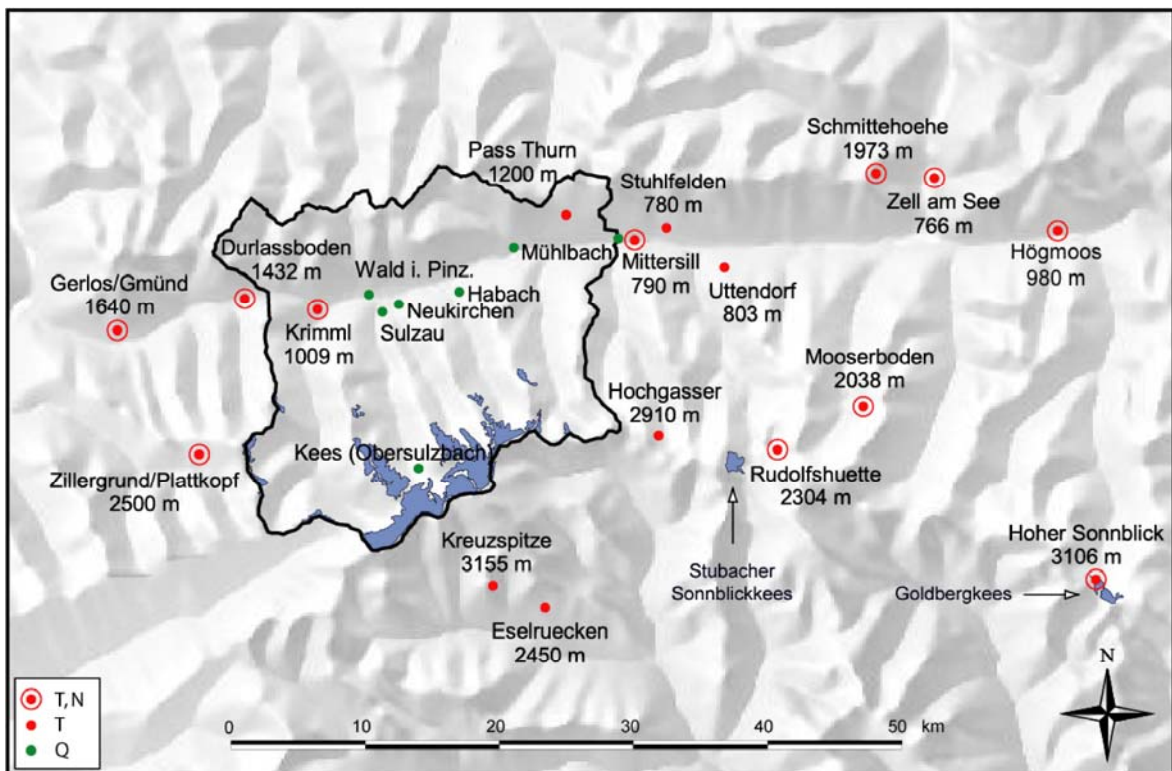


Abb. 4.22: Meteorologische Stationen mit stündlicher Auflösung (rote Punkte) und Pegelstationen mit stündlichen Abflussdaten (grüne Punkte)

4.5 GIS - Datenbasis für die Modellierung des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau

Die wichtigsten Basisdaten für die hydrologische Modellierung sind heutzutage bereits recht simpel digital auf GIS – Basis zu bekommen. Die Datenquellen sind dabei recht unterschiedlich. Aus der „air-borne“ - Fernerkundung stammen Höhenmodelle und Orthofotos. Die Landnutzungskarten kommen zumeist aus der „space-borne“ Fernerkundung.

4.5.1 Digitales Höhenmodell (DHM) und Orthofotos

Ein DHM mit 10 m Auflösung (siehe Abb. 3.6) wurde gemeinsam mit den Farbluftbildern der Befliegung im Jahr 2003 von der Salzburger Landesregierung zur Verfügung gestellt (ASL, 2003). Der gesamte Obere Pinzgau wird damit abgedeckt. Das 10 m DHM dient als Basis DHM und wurde für die verschiedenen Modellanwendungen auf unterschiedliche Auflösungen umgerechnet. Die Luftbildbefliegung wurde im September 2003 durchgeführt, zu einem Zeitpunkt wo bereits der erste Schnee die Gletscher bedeckte. Trotzdem konnte auf Basis der Luftbilder die Ausdehnung der Gletscher erkannt und digitalisiert werden, da sich die homogene Schneedecke auf den Gletschern von den Schneeflecken in der felsdurchsetzten Umgebung abhebt.

4.5.2 Satellitenbilder

Für die Kartierung von Ausaperungsmustern wurden LANDSAT TM und ASTER L1B Satellitenbilder für unterschiedliche Zeitpunkte während der Schneeschmelzperiode angeschafft (z.B. Abb. 4.23, bzw. Auswertungen in Kapitel 5.5). LANDSAT TM (Thematic Mapper) liefert Satellitenimages mit sieben spektralen Kanälen und einer Auflösung von 30 m über Grund (ausgenommen Kanal 6 mit 120 m über Grund). Eine Szene deckt ein Gebiet von 183 x 183 km ab. Eine Erdumrundung des LANDSAT TM Satelliten dauert 100 Minuten. Dadurch ist eine Aufnahme der gesamten Erdoberfläche in 16 Tagen möglich und entspricht einem Wiederholungsrythmus für die Aufnahme eines Ortes von 16 Tagen⁴. ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)⁵ ist ein „Imaging“ - Instrument, welches auf dem TERRA Satelliten mitfliegt. Die Szenen decken eine Fläche von 60 x 60 km ab, und je nach Auswahl der genauen Produktkriterien kann aus bis zu 14 Spektralkanälen, unterteilt in drei Gruppen, gewählt werden. Dabei besteht der am höchsten auflösende Bereich (Bodenauflösung von 15 m) aus drei Kanälen im nahen Infrarot- bis visuellen Bereich (0.5 und 0.9 µm), sechs Kanäle gibt es im kurzwelligen Infrarotbereich mit 30 m Auflösung und fünf Kanäle im mittleren Infrarotbereich mit 90 m Auflösung. Eine Erdumrundung dauert beim TERRA Satelliten 98 Minuten, woraus sich ein Wiederholungsrythmus für die Aufnahme eines Ortes von 16 Tagen ergibt. Nachdem ASTER Aufnahmen vorbestellt werden müssen, sind Images aus den letzten Jahren eigentlich nur zufällig verfügbar. Der Wiederholungsrythmus

⁴<http://landsat.usgs.gov/> [Zugriff am 09.02.2007]

⁵<http://asterweb.jpl.nasa.gov> [Zugriff am 09.02.2007]

von 16 Tagen macht auch bei den leichter verfügbaren LANDSAT TM Images wolkenfreie Aufnahmen zu gewünschten Zeitpunkten (z.B. in der Schneeschmelzperiode) notwendig.

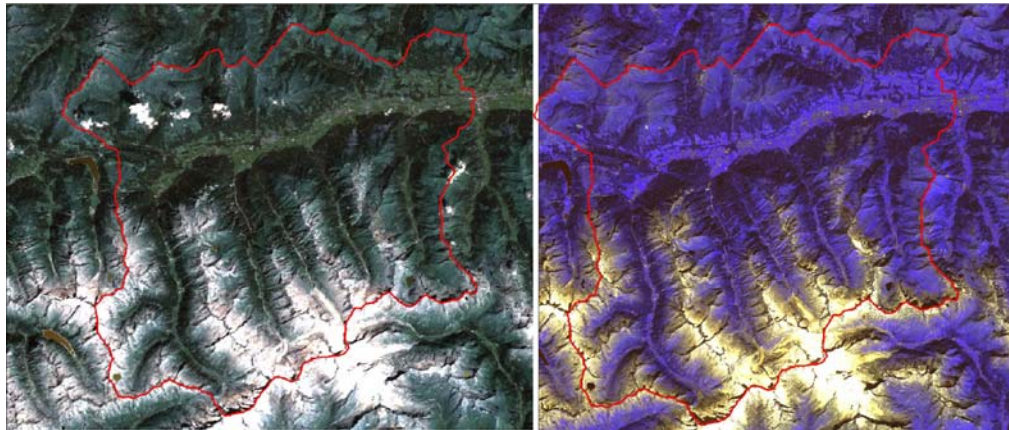


Abb. 4.23: Satellitenimages. Links: LANDSAT (24.08.2003); Rechts: ASTER (10.09.2004)

Auf Basis der Satellitenimages wurde eine Kategorisierung der aktuellen Schnee-, Firn- und Eisflächenanteile im Oberen Pinzgau durchgeführt (Vollmann, in prep., Kapitel 5.5.3) und Schneebedeckungskarten für die verfügbaren Aufnahmezeitpunkte erstellt.

4.5.3 Landnutzung

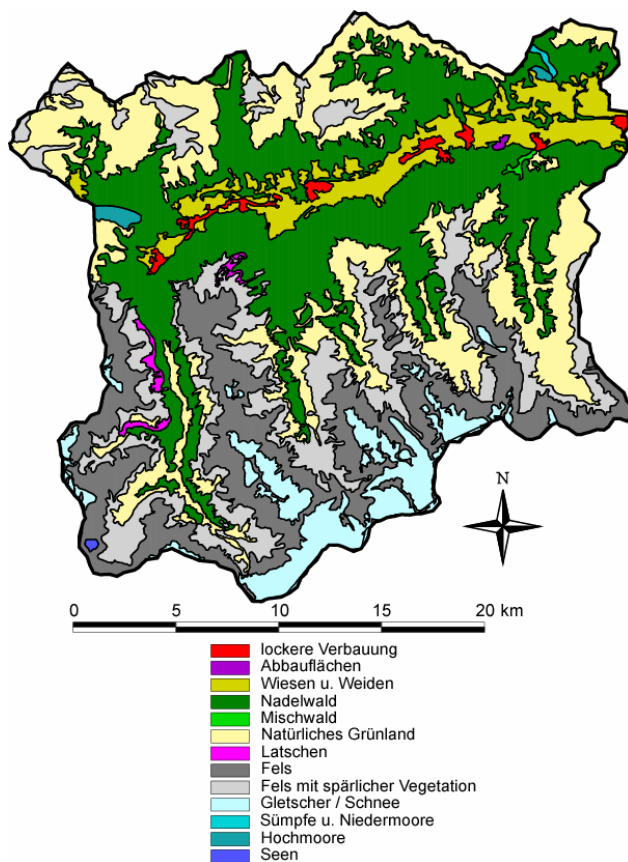


Abb. 4.24: Landnutzung des Oberen Pinzgau (Quelle: CORINE Datensatz; UBA, 2000)

Der CORINE Datensatz mit entsprechender Landbedeckungsklassifizierung (UBA, 2000) steht als GIS-Shape-File zur Verfügung. Die Ableitung der Nutzungsklassen erfolgt auf Basis von LANDSAT TM Kartierungen. Wie bereits unter Kapitel 4.2 beschrieben, ist die Kategorisierung „Gletscher / Schnee“ zu ungenau, um daraus den Anteil der Gletscherflächen an der Abflussbildung zu ermitteln. Alle weiteren Kategorien genügen den Ansprüchen. Die Auswertung der Flächenanteile der einzelnen Nutzungsklassen zeigt, dass die Hauptanteile des Gebietes 30% Nadelwald, 22% natürliches Grünland, 17% Felsflächen und 15% Felsflächen mit spärlicher Vegetation ausmachen. Wiesen und Weiden machen in etwa

so viel aus wie die vergletscherte Fläche des Gebietes, etwa 6.5% (siehe Abb. 4.24 und Tab. 4.3). Da die Genauigkeit der Aufnahme der vergletscherten Flächen bei der CORINE Klassifizierung zu gering ist, bzw. bereits aus dem Jahr 2000 stammt, wurden die Gletscher im Einzugsgebiet Oberer Pinzgau aus den Orthofotos der Luftbildflüge von 2003 (ASL, 2003) digitalisiert. Damit ergibt sich eine vergletscherte Fläche von 32.75 km² (=5.53%), was einer Reduktion um etwa 5 km² gleichkommt. Der in Tab. 4.3 angeführte Flächenanteil der einzelnen Landbedeckungsklassen verschiebt sich im Wesentlichen hin zu einem größeren Anteil der Felsflächen. Für das Präprozessing der hydrologischen Modellierung wurde die CORINE Landbedeckungskarte mit den digitalisierten Gletschergrenzen von 2003 überlagert und nachbearbeitet. Die Landbedeckungsklassen können direkt auf die PREVAH Landbedeckungsklassifizierung übersetzt werden. Im Präprozessing von PREVAH werden aus der Landbedeckungsinformation, gekoppelt mit der Bodeninformation, Modellgrößen wie die typische Bodenmächtigkeiten oder hydraulische Bodenparameter (wie z.B. die Durchlässigkeit) abgeleitet. Weiters ist auch das Interzeptionsmodell in PREVAH (Gurtz et al., 2005) von der Landbedeckung abhängig.

Tab. 4.3: Landbedeckungsklassen und deren Flächenanteile im Einzugsgebiet Oberer Pinzgau – Ergebnisse aus der Analyse des CORINE Datensatzes

Landbedeckung	Fläche [km ²]	Anteil an der Gesamtfläche [%]
lockere Verbauung	5.46	0.92
Abbauflächen	0.33	0.06
Wiesen u. Weiden	39.90	6.73
Nadelwald	179.82	30.34
Mischwald	0.55	0.09
Natürliches Grünland	131.55	22.20
Latschen	2.71	0.46
Fels	100.86	17.02
Fels mit spärlicher Vegetation	91.11	15.37
Gletscher/Schnee	37.29	6.29
Sümpfe u. Niedermoore	0.55	0.09
Hochmoore	2.20	0.37
Seen	0.27	0.05
Σ	592.61	100.00

4.5.4 Bodenkarte

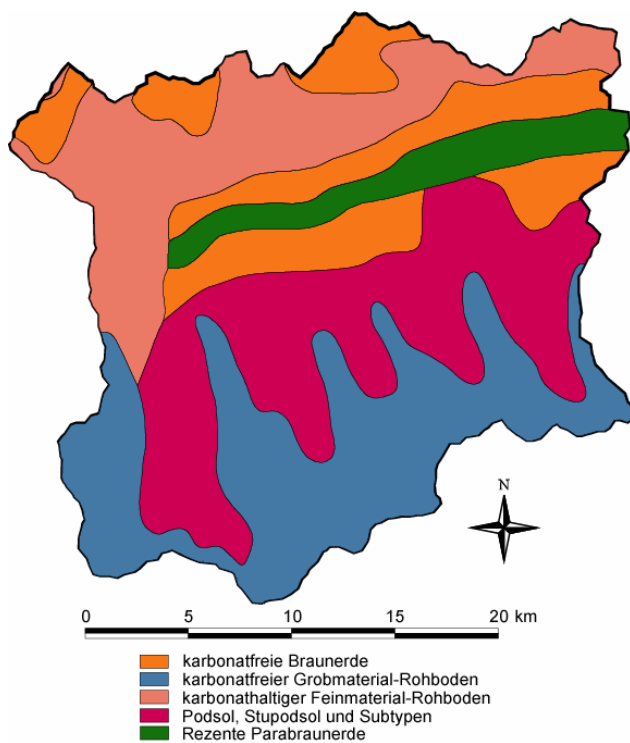


Abb. 4.25: Bodenkarte des Oberen Pinzgau (Quelle: BMLFUW, 2003)

Um die Bodenparameter für die hydrologische Modellierung ableiten zu können, wird die Bodenkarte des Gebietes verwendet. Die Bodenkarte aus dem „Digitalen Hydrologischen Atlas Österreichs“ (BMLFUW, 2003; Peticka & Posch, 2005) bot sich für diese Zwecke an, da auch die FAO-Klassen⁶ (FAO-UNESCO, 1988) angeführt werden. Die Unterteilung sieht folgend aus: „karbonatfreie Braunerden“, „karbonatfreier Grobmaterial-Rohboden“ (vor allem in den höchstgelegenen Teilen), „karbonathaltiger Feinmaterial-Rohboden“ (vor allem im Norden in den Kitzbüheler Alpen), „Podsol, Staupodsol und Subtypen“ und „Rezente Parabraunerde“ (vor allem in

den Talböden). Für die genaue Zuordnung zu den detaillierteren FAO-Klassen musste eine räumlich geringer auflösende Originalkarte der FAO verglichen werden (FAO-UNESCO, 1988).

4.6 Korrektur meteorologischer Größen und Behandlung von Datenlücken

Nachdem zur Verdichtung des bestehenden Messnetzes zusätzliche Niederschlags- und Temperaturmessungen in den Einzugsgebieten der Goldberggruppe durchgeführt wurden, mussten diese Messdaten auch entsprechend korrigiert und einer Plausibilitätskontrolle unterzogen werden. Die Winddaten vom Hohen Sonnblick sind die einzigen in dieser Region und werden für die Verdunstungsberechnung benötigt. Eine Korrektur (Reduktion) wird auf Grund der Höhe des Messgebers erforderlich.

4.6.1 Windkorrektur

Um eine Beeinflussung der Windmessung auf der Station Hoher Sonnblick auszuschließen, wurde der Windgeber in entsprechend großer Höhe angeordnet. Die Windmessung erfolgt dort auf einem 20 m hohen Masten (12 m über der höchsten Dachterrasse). Die Winddaten müssen daher auf die Normhöhe in 2 m über Grund reduziert werden. Dafür wird die von der WMO (1994) empfohlene Formel (10) angewendet. Im Mittel entspricht das einer Verringerung um 22%.

⁶ URL: <http://www.fao.org/ag/agl/agll/dsmw.htm> [Zugriff am 10.08.2006]

$$v_g = \frac{\log \frac{h}{z_0}}{\log \frac{H}{z_0}} \cdot (1 - 0.024 \cdot a) \cdot v_H \quad (10)$$

v_g Windgeschwindigkeit [m/s] auf Höhe des Niederschlagsmessgeräts

h Höhe [m] auf welche korrigiert werden soll

z_0 Rauigkeitslänge [m]: 0.01 m im Winter, 0.03 m im Sommer

H Höhe [m] des Windgeschwindigkeitsmessgeräts über Grund

v_H gemessene Windgeschwindigkeit [m/s] auf Höhe H über Grund

a mittlerer Vertikalwinkel [°] von Hindernissen in der Umgebung (für exponierte Stellen wird vorgeschlagen: $a = 5$)

4.6.2 Niederschlagskorrektur

Allgemein sind Niederschlagsdaten vor allem auf Grund der Windverdriftungsfehler zu korrigieren (Sevruk, 1986; Singh et al., 2001; Førland et al., 1996). Gerade in den exponierten, hochalpinen Lagen um den Hohen Sonnblick treten große Windverdriftungen auf. Die mengenmäßig verlässlichsten Niederschlagswerte am Sonnblick sind die Monatssummen der Totalisatoren (Auer, 1992). Im bzw. in unmittelbarer Nähe des Einzugsgebietes befinden sich die Totalisatoren: TG2 beim Radhaus, TG3 unterhalb der Rojacherhütte und TG4 (horizontal) sowie TG5 (hangparallel) am Sonnblickgipfel (eine Übersicht des Totalisatorennetzes ist in Abb. 4.2 zu sehen). Der Gipfeltotalisator TG4 liefert im Vergleich zum Totalisator TG5 die besseren Werte (Auer, 1992). Dieser ist mit Windschild und Verdunstungsschutz ausgestattet. Die anderen Totalisatoren befinden sich an zum Teil stark windexponierten Stellen. Vor allem bei der Interpolation der Gebietsniederschläge in der Goldberggruppe wurden die monatlichen Daten der im Gebiet verteilten Totalisatoren verwendet, um eine realistische Gewichtung der stündlichen Niederschläge vom Hohen Sonnblick zu bekommen. Dadurch konnte das stündliche Niederschlagsgeschehen am Hohen Sonnblick durch tatsächlich gemessene monatliche Niederschlagssummen regionalisiert werden.

Kaufmann (2005) beschäftigte sich in seiner Arbeit unter anderem mit der Korrektur der stündlichen Niederschlagswerte am Hohen Sonnblick und der Berechnung von Höhengradienten für den Niederschlag. Die Ergebnisse dieser aufwändigen Korrektur brachten nicht die erwartete Verbesserung und wurden in der vorliegenden Arbeit nicht angewendet.

Die Niederschlagsmessung am Gebietsauslass des Goldbergkees (siehe Abb. 4.8) wird mit einem Wippensystem betrieben. Damit kann nur der flüssige Niederschlag gemessen werden. Das wurde bewusst in Kauf genommen, da an dieser Stelle nur während der Sommermonate gemessen wird, um eine verbesserte Niederschlagsverteilung bei lokalen Gewitterereignissen zu bekommen. Doch selbst während der Sommermonate ist auf Höhe des Gebietsauslasses fallweise mit festem Niederschlag zu rechnen. Die Daten

können mit Hilfe der Lufttemperaturmessungen geprüft werden, um Zeitbereiche mit festem Niederschlag abzugrenzen. Im August 2005 traten am Gebietsauslass fünf Tage mit Temperaturen unter 0°C auf (Minimum -3.2°C am 08.08.2005), für welche bei der Station Sonnblick Niederschlag gemeldet wurde. Nach dem Ereignis und bei deutlich über 0°C gestiegenen Temperaturen meldete die Station am Gebietsauslass wieder Niederschlag in Form einer Glockenkurve, der auf Grund der Abschmelzung der auf den Auffangbereich der Wippe gebildeten „Schneekappe“ aufgetreten war. Solche Daten werden aus den Messreihen eliminiert und mit einem Fehlerwert versehen.

Die Messdaten der ZAMG und des Hydrographischen Dienstes im Oberen Pinzgau Gebiet werden von den Stellen bereits geprüft, aber nicht korrigiert weitergegeben. Die Niederschläge können allein auf Grund der nicht vorhandenen Winddaten nicht korrigiert werden. Bei der Berechnung der Gebietsniederschläge wird das Ergebnis nur durch das Ausscheiden bzw. bewusste Verwenden einer zusätzlichen Station und der Anwendung linearer Korrekturfaktoren beeinflusst. Weitere Informationen, wie bei der Modellierung mit der Niederschlagskorrektur vorgegangen wird, finden sich im Kapitel 2.2.3.

4.6.3 Datenausfälle bei der Niederschlagsmessung

Gerade für die Modellierung der kleinen Untersuchungsgebiete ist ein Ausfall der Station Sonnblick empfindlich. Im Zeitraum 1. Jänner bis 30. April 2004 wurden am Sonnblick keine stündlichen Niederschlagsdaten aufgezeichnet. Für die hydrologische Modellierung ist der Ausfall nicht so dramatisch, da in diesem Zeitraum nahezu nur mit festem Niederschlag gerechnet werden kann (nur an einem Tag im März Temperaturen über 0°C am Observatorium). Um trotzdem ein hydrologisches Modell auf stündlicher Basis anwenden zu können, wurden die monatlichen Daten der Totalisatoren, welche mengenmäßig mit den Monatssummen der Niederschlagswaage am besten übereinstimmen (Kaufmann, 2005), herangezogen. Diese wurden zur Gewichtung der Daten der Tageswerte des Niederschlages (Messung mit Kübeln, siehe Abb. 4.5) verwendet, und der gewichtete Tagesniederschlag gleichförmig auf den ganzen Tag verteilt. Somit geben die gemessenen Tageswerte das Niederschlagssignal, und die Monatssumme der generierten stündlichen Niederschläge entspricht der Totalisatorenmessung.

4.6.4 Datenausfälle bei der Lufttemperaturmessung

Bei Stationsausfällen wird mit anderen verfügbaren Stationen und einem vorgegebenen Gradienten die Lufttemperatur regionalisiert. Sind in einem stündlichen Zeitschritt überhaupt keine Temperaturdaten vorhanden, so wird mittels einer angepassten Sinusfunktion ein Tagesgang generiert. Ein ähnliches Verfahren mit einer Splinefunktion wurde auch bei Stationen, die nur Terminwerte liefern angewendet. Dabei bilden die Messwerte (7, 14, 19 Uhr) die Stützstellen.

5 Ergebnisse und Diskussion

Der Ergebnisteil ist in fünf Subkapitel unterteilt. Die ersten vier Subkapitel beschäftigen sich mit Studien, die im Goldbergkees bzw. dem Kleinfleißkees Einzugsgebiet durchgeführt wurden. Einerseits wird die Anwendung von PREVAH auf dieser kleinen räumlichen Skala präsentiert, und andererseits die Analyse des Extremsommers von 2003 und der Beitrag der Eisschmelze zum Abfluss vorgestellt. Diese Studien wurden zur Publikation in Zeitschriften eingereicht oder wurden bereits angenommen.

Die letzten zwei Subkapitel stellen die hydrologische Simulation auf größeren räumlichen Skalen unter Anwendung von Fernerkundungsverfahren für die Modellvalidierung vor. Der Obere Pinzgau und das Subeinzugsgebiet Obersulzbach dienen dafür als Testgebiet. Eine breite Palette an möglichen Modellergebnissen mit starker Berücksichtigung des Extremsommers 2003 wird dabei gezeigt.

5.1 Kalibrierung und Validierung von PREVAH am Beispiel des Goldbergkees Einzugsgebietes

Die Inhalte dieses Kapitels wurden im März 2007 für das „Journal of Glaciology“ eingereicht (Koboltschnig et al., submitted - a). Jene Teile, die mit dem Methodik – Teil dieser Arbeit ident sind, wurden gestrichen. Folgend eine deutschsprachige Version der Publikation.

5.1.1 Kurzfassung

Im folgenden Kapitel wird das Potenzial des verteilten, hydrologischen Wasserbilanzmodells PREVAH für die Modellierung des Goldbergkees Einzugsgebietes untersucht. Das Modell wird mit Daten vom Sonnblick Observatorium, welches sich am höchsten Punkt des Einzugsgebietes befindet, betrieben. Ein aufwändiges Monitoring für die Bereitstellung von zusätzlichen Validierungsdaten wurde durchgeführt, und zusätzliche Lufttemperaturstationen und eine weitere Niederschlagsstation wurden installiert, um ein dichteres Netz für den meteorologischen Modellinput zur Verfügung zu haben. PREVAH wurde mit einem stündlichen Zeitschritt basierend auf 722 Hydrological Response Units (HRUs), die das ganze Einzugsgebiet abdecken, betrieben. Die Schnee- und Eisschmelze wurden mit einem erweiterten Temperaturindex-Verfahren, das die potentielle Strahlung berücksichtigt, modelliert. Für die Validierung der modellierten Wasserbilanz des hydrologischen Jahres 2004/2005 wurde ein „multi-validation“ – Ansatz, bei welchem Abflussganglinien, gemessene Schneewasseräquivalentdaten (SWE), von Satellitendaten abgeleitete Ausaperungsmuster und Massenbilanzmessungen des Gletschers verwendet werden, angewendet. Der Vergleich der modellierten SWE – Verteilung mit räumlich dicht verteilten SWE – Messungen zu vier verschiedenen Terminen in der Zeit von Mai bis Juli 2005 zeigt eine gute Übereinstimmung in der Analyse des gesamten Einzugsgebietes und bei der höhenzonenbasierten Analyse. Die Periode 2003/2004 wurde mit den Abflussganglinien

und der gemessenen Eisschmelze für eine zusätzliche Vergleichsprüfung des Modells herangezogen. Die Eisschmelze und die maximale Schneeakkumulation wurden mit den Massenbilanzmessungen des Gletschers gegenübergestellt. Die einzelnen zum Abfluss beitragenden Komponenten, wie flüssiger Niederschlag, Schnee- und Eisschmelze wurden für das Jahr 2004/2005 separat dargestellt, um deren Anteil am Gesamtabfluss abzuschätzen. Dabei ergab sich für den flüssigen Niederschlag 3.8%, 86.8% für Schnee- und 9.4% für die Eisschmelze. Schließlich werden noch Empfehlungen für die Verbesserung von hydrologischen Modellen, die die Schnee- und Eisschmelze in hochalpinen Einzugsgebieten simulieren, gegeben.

5.1.2 *Einleitung zum Kapitel 5.1*

Entsprechend dem Ort, der Seehöhe und der Topographie von alpinen, vergletscherten Einzugsgebieten ist der Abflussbeitrag der Schnee- und Eisschmelze und des flüssigen Niederschlag stark von den klimatischen Bedingungen abhängig (Singh & Bengtsson, 2005). Für die Berechnung der Wasserbilanz eines vergletscherten Einzugsgebietes werden ganzjährige meteorologische Beobachtungen benötigt, um die Prozesse der Schneeakkumulation während des Winters, sowie die Schnee- und Eisschmelze während des Sommers zu modellieren. Die Eisschmelze hängt primär von der Ausaperung der Schneedecke, die den Gletscher bedeckt ab. Folglich ist das Wissen über die Verteilung der Schneeakkumulation außerordentlich wichtig, um die Ausaperung eines Gebietes zu simulieren (Blöschl et al., 1991). Die numerische Modellierung aller zum Abfluss beitragenden Komponenten und deren Überlagerung erfordert Werkzeuge für die Abschätzung der räumlichen Interpolation meteorologischer Variablen, als auch für die Behandlung von verteilten geographischen Variablen (Kirnbauer et al., 1994; Gurtz et al., 2003). Auf Grund der Komplexität der unterschiedlichen hydrologischen Prozesse in hochalpinen Gebieten wird eine mehrfache Validierung der Simulationsergebnisse benötigt (z.B. Günter et al., 1999). Verbunt et al. (2003) empfehlen die Verwendung von Abflussganglinien, Wasserbilanzelementen oder Bodenfeuchtedaten. Hochalpine Gebiete mit spärlichen hydro-meteorologischen Beobachtungen machen einfache Modellkonzepte wie bei Temperaturindex-Modellen notwendig. Dabei werden nur verbreitet verfügbare und räumlich leicht interpolierbare Temperaturdaten als Input benötigt. Es wurden viele Studien vorgestellt, die sich mit der physikalisch basierten Simulation der Schnee- und Eisschmelze in meso-skaligen Einzugsgebieten beschäftigen (Cline et al., 1998; Marks et al., 1999; Lehning et al., 2006) und konzeptionelle Ansätze verwenden (Schaefli et al., 2005; Klok et al. 2001; Verbunt et al. 2003). Aber nur wenige Studien beschreiben die Anwendung solcher Modelle in sehr kleinen Einzugsgebieten (Arnold et al., 1996 & 1998). Zappa et al. (2003) stellten eine Studie zum Vergleich unterschiedlicher Temperaturindex- und Energiebilanzmodelle für die Simulation der Schneeschmelze in alpinen Einzugsgebieten vor. Dabei wurde gezeigt, dass das erweiterte Temperaturindex-Modell

nach Hock (1999) besser abschnitt als das Energiebilanzmodell, welches auch in PREVAH implementiert ist.

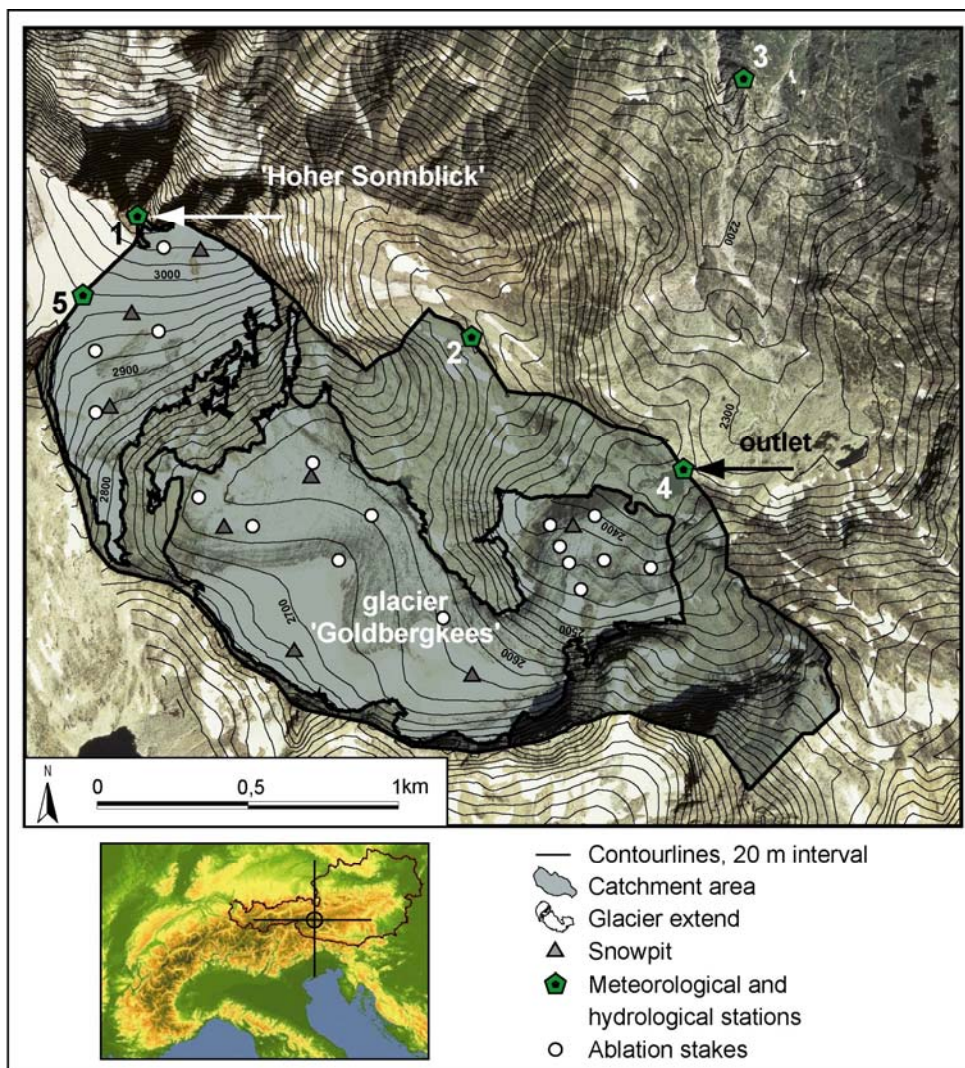


Abb. 5.1: Goldbergkees Einzugsgebiet. Die Nummern von 1 bis 5 bezeichnen hydrometeorologische Stationen: 1 Observatorium am Sonnblick; 2 Lufttemperaturstation; 3 Lufttemperaturstation; 4 Abflusspegel, Lufttemperaturstation und temporäre Niederschlagswippe; 5 automatischer Ultraschallpegel für die Schneehöhenmessung

Das Hauptziel dieser Studie war, die Einsatzmöglichkeit eines verteilten hydrologischen Modells in einem hochalpinen, kleinen und stark vergletscherten Gebiet zu beurteilen. Dazu wurde für das Goldbergkees die Wasserbilanz des hydrologischen Jahres 2004/2005 mit dem konzeptionellen, verteilten hydrologischen Modell PREVAH (Precipitation-Runoff- Evapotranspiration-HRU model, Gurtz et al., 1999) modelliert. Für die Validierung wurden die berechneten Ergebnisse mit Karten des SWE verglichen, die aus detaillierten Feldkartierungen erstellt wurden (ähnlich wie bei Elder et al., 1998). Weiters wurden aus der Fernerkundung abgeleiteten Schneeverteilungskarten (wie bei Cline et al., 1998; Blöschl et al., 2002) verwendet, Gletscher-Massenbilanzmessungen (wie bei Schäfli et al., 2005) herangezogen und Abflussdaten verglichen, die während des

Sommers und im Herbst am Gebietsauslass beobachtet wurden. Details zur Beschreibung des Goldbergkees Einzugsgebietes finden sich im Kapitel 3.1.1 und 4.1.

5.1.3 Methodik dieser Studie

5.1.3.1 Feldmessungen und meteorologisches Netzwerk

Stündliche Daten von: Niederschlag, Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, Sonnenscheindauer und Globalstrahlung wurden vom Observatorium am Sonnblick (siehe Abb. 5.1 Nr. 1) bezogen. Beobachtete Niederschlags- und Lufttemperaturdaten vom Observatorium sind in Abb. 5.9e und f dargestellt. Die Daten von drei zusätzlichen Lufttemperaturstationen (siehe Abb. 5.1, Nr. 2, 3 und 4), die am Beginn bzw. während der Schmelzsaison 2005 installiert wurden, konnten für die Modellierung herangezogen werden. Um die Verteilung des Niederschlages im Gebiet besser zu erfassen, wurden die Daten der temporären Niederschlagswippe am Gebietsauslass (Abb. 5.1, Nr. 4) und die monatlichen Niederschlagsdaten der Totalisatoren (siehe Abb. 5.1, Nr. 2 und 3) für die Gewichtung bei der Regionalisierung verwendet. Näheres zu diesen Stationen findet sich im Kapitel 4.1. Die Abflussmessungen der Pegelstation am Gebietsauslass standen für die Monate Juli bis September zur Verfügung. Für weitere Vergleichszwecke wurden die Tageswerte der Ultraschall-Schneehöhenmessung auf der Fleißcharte (siehe Abb. 4.3 und Abb. 5.1, Nr. 5) eingesetzt. Die in Kapitel 4.2 beschriebene Messung und Auswertung der Schneewasseräquivalentdaten wurde auf alle Messtermine für die Validierung der Modellergebnisse angewendet. Die räumliche Lage der Schneeprofile für den Messtermin um den ersten Mai sind in Abb. 5.1 dargestellt. Die im Zuge der Massenbilanzmessungen (Hynek & Schöner, 2004) erhobene Eisablation wurde mit Hilfe von 17 Eispegeln, verteilt über das gesamte Goldbergkees (siehe Abb. 5.1) erfasst.

5.1.3.2 Die Anwendung von PREVAH für diese Studie

Als Hauptquelle für die Beschreibung der Topographie wurde ein DHM Raster mit einer Auflösung von zehn Metern Kantenlänge verwendet (Auer et al., 2002), welches das gesamte Einzugsgebiet abdeckt. Diese hohe Auflösung wird benötigt, um die kleinskalige Variabilität der Prozesse besser erfassen zu können. Die HRU's wurden auf Basis von zwei Landbedeckungsklassen (Fels und Eis), 50 m Höhenzonen (16 Klassen), neun Expositionsklassen und sechs Hangneigungsklassen unterteilt (siehe auch Abb. 2.4). Daraus ergeben sich 722 HRU's und 197 meteorologische Zonen (MU). Die meteorologischen Zonen sind die räumlichen Einheiten, für welche die stündlichen meteorologischen Daten der verfügbaren Stationen (Abb. 5.1, Stationen 1, 2, 3, und 4) interpoliert werden. Da die Seehöhe und die Exposition die Hauptfaktoren sind, die die klimatologische und meteorologische Variabilität in solchen Gebieten beschreibt, werden jene Rasterelemente, die sich im selben Höhenband befinden und eine ähnliche Exposition aufweisen zu meteorologischen Zonen zusammengefasst. Für die

Interpolation des meteorologischen Inputs wurde eine Inverse-Distanzen-Methode und eine höhenabhängige Regression angewendet (Klok et al., 2001). Die Regionalisierung der Lufttemperatur erfolgte nach dem Laps Rate IDW (LIDW) – Verfahren (Zappa, 2005), mit einem konstanten Gradienten von $0.65^{\circ}\text{K}/100\text{ m}$. Der Gradient wurde mit Hilfe langjähriger Temperaturbeobachtungen zweier Stationen errechnet. Der Lufttemperaturinput stammt von vier Stationen, die nach der Empfehlung von Lang & Braun (1990) außerhalb des Gletschers situiert sind. Für diese Studie wurde PREVAH mit einem stündlichen Zeitschritt gerechnet. Die Simulation des gesamten Einzugsgebietes für ein ganzes hydrologisches Jahr, wobei als Ergebnis Tabellen des stündlichen Abflusses und der Speicherzustände, sowie auf Tagesschrittbasis Karten der Verteilung des Schneewasseräquivalent geschrieben werden, benötigt weniger als drei Minuten mit einem Standard - PC. Daher wurden für das hydrologische Jahr 2004/2005 die Parameter die für die Prozesse der Schneeakkumulation, Schneeschmelze, Eisschmelze und Abflussgenerierung relevant sind (Zappa et al., 2003; Gurtz et al., 2003) manuell kalibriert. Für diesen Zeitraum sind auch zusätzliche Beobachtungen der Schneebedeckung und des Schneewasseräquivalentes für die „multi-Kriterium-Verifikation“ vorhanden. Die Validierung der Abflusssimulation wurde durch die Analyse der Modellgüte für das hydrologische Jahr 2003/2004 durchgeführt.

Kalibrierungsprozedur

- Erster Schritt: Aufgrund der extremen klimatischen Situation im Sommer 2003 (Koboltschnig et al., in print und Koboltschnig et al., submitted – b) war das Goldbergkees Einzugsgebiet nahezu schneefrei. Daher war es möglich, die Eisschmelzparameter mit großer Sicherheit getrennt von anderen Prozessen zu kalibrieren. Dabei wurden die simulierten und beobachteten Abflussganglinien verglichen;
- Zweiter Schritt: Das Modell wurde mit räumlich verteilten SWE Daten vom Zeitpunkt der maximalen Akkumulation (Anfang Mai) initialisiert und über die ganze Schmelzperiode gerechnet. Damit war es möglich den Grad-Tag-Faktor für Schneeschmelze zu kalibrieren, in dem die täglichen Ergebnisse des internen, räumlich verteilten Schneewasseräquivalentspeichers mit den Feldbeobachtungen an den unterschiedlichen Terminen verglichen wurden.
- Dritter Schritt: Das Modell wurde mit räumlich verteilten SWE Daten vom Beginn der Akkumulationsphase (entspricht dem Beginn des hydrologischen Jahres Anfang Oktober) initialisiert. Nachdem die Simulation beim Vergleich mit der Beobachtungen zum Zeitpunkt der maximalen Akkumulation Anfang Mai eine geringere Schneeakkumulation, also eine Massendifferenz aufwies, wurde der Anteil des festen Niederschlags mit einem Faktor (nach Sevruk, 1986) von +18% korrigiert.

- Vierter Schritt: Feinjustierung der Schmelzparameter und Adaptierung der Speicherparameter durch die Gegenüberstellung des beobachteten und des simulierten Abflusses. Die Speicherzeiten der Schnee- und Eisschmelze wurden für das Goldbergkees durch Anpassung der Ausflusskurve, bei Ereignissen wo der Sommerabfluss durch eine plötzlich auftretende aber anhaltende Schneedecke mit einer Albedoerhöhung unterbrochen wird (Collins, 1982), kalibriert. Drei Ereignisse dieser Art wurden in der Abflussganglinie der Schmelzseason 2005 beobachtet (siehe Abb. 5.2c). Für die Bestimmung der Translationszeit der Schnee- und Eisschmelze wurde das Tagesmaximum des simulierten Abflusses an die beobachtete Abflussganglinie angepasst.

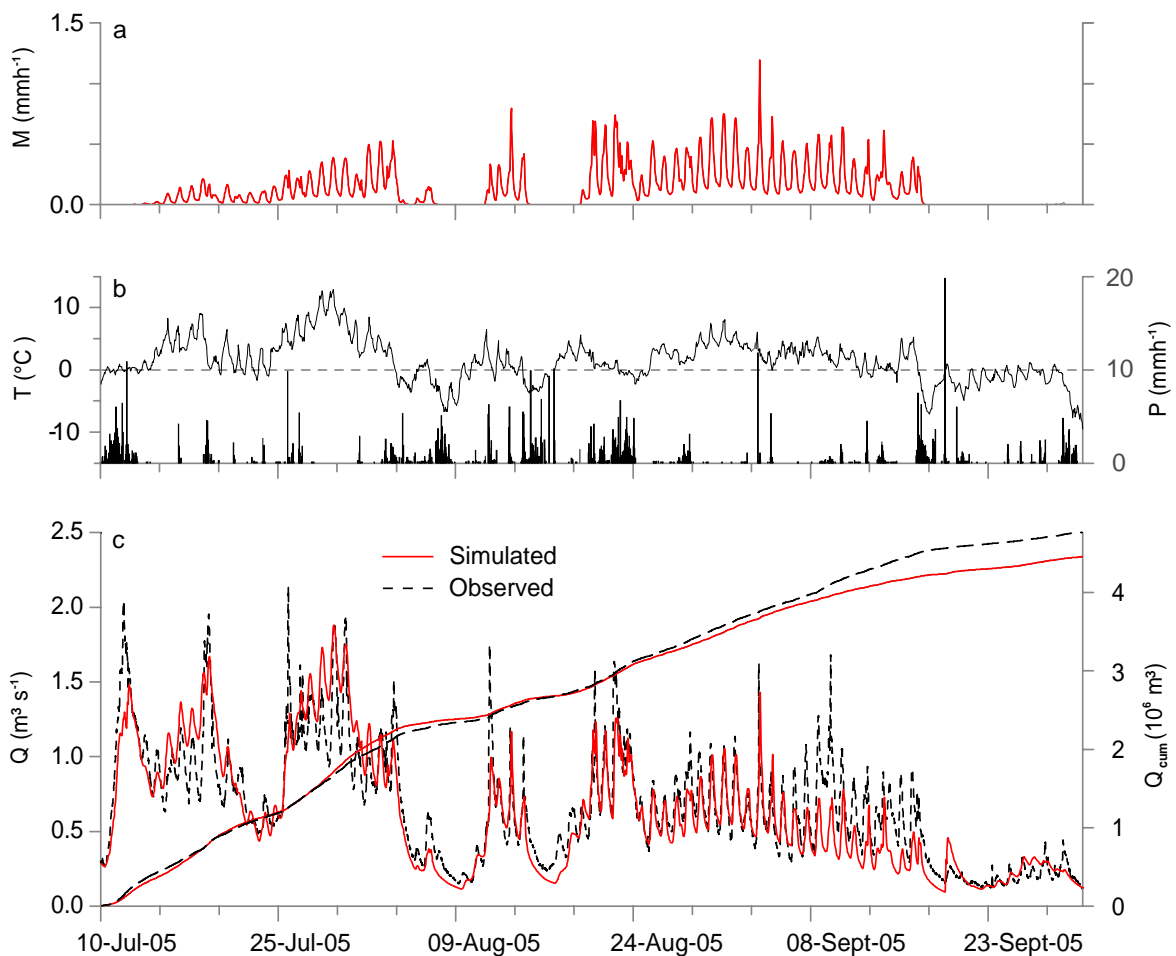


Abb. 5.2: a: Stündliches Gebietsmittel der simulierte Eisschmelze M (mm h^{-1}); b: stündliche Daten der Lufttemperatur T ($^{\circ}\text{C}$) und des Niederschlags P (mm h^{-1}) am Hohen Sonnblick Observatorium; und c: beobachteter vs. simulierter Abfluss Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) am Gebietsauslass des Goldbergkees Einzugsgebietes. Die ansteigenden Linien im untersten Diagramm zeigen den kumulativen Abfluss Q_{cum} (10^6 m^3) für die Periode der Abflussbeobachtungen vom 10. Juli bis zum 30. September 2005.

Verifizierungsprozedur

- Erster Schritt: Die Simulationsergebnisse der verteilten SWE wurden für vier verschiedene Zeitpunkte in der 2004/2005 Periode verifiziert;
- Zweiter Schritt: Die Simulation der Ausaperungsmuster wurde für einen Termin mit einem ASTER Satellitenimage verifiziert;
- Dritter Schritt: Die Fähigkeit des Modells wurde unabhängig und ohne weitere Anpassung der Modellparameter durch den Vergleich mit dem hydrologischen Jahr 2003/2004 verifiziert;
- Vierter Schritt: Beobachtete Daten der Eisablation der Jahre 2003/2004 und 2004/2005 wurden mit der simulierten Eisablation verglichen.

Die wichtigsten Modelleinstellungen auf Grund der Kalibrierung

Für die Simulation des hydrologischen Jahres 2004/2005 wurde das kalibrierte Modell zu Beginn des Oktobers 2004 mit beobachteten und räumlich verteilten SWE Daten initialisiert. Die wichtigsten Modellparameter, wie sie bei dieser Studie angewendet wurden, sind in Tab. 5.1 im Vergleich zu anderen Studien (Pellicciotti et al., 2005; Hock, 1999; Zappa et al., 2003), zu sehen. Alle verwendeten den gleichen Modellansatz nach Hock (1999). Die Schmelzfaktoren sind von vergleichbarer Größe wie die, der Vergleichsstudien. Der Grad-Tag-Faktor für die Eisschmelze ist etwas höher, was jedoch durch die dunkle Eisoberfläche und damit eine geringere Albedo des Goldbergkees begründet werden kann. Das Schneeschmelzmodell wird mit dem Strahlungsschmelzfaktor und dem minimalen und dem maximalen Temperaturschmelzfaktor parametrisiert. Dabei definiert der Maximalwert am 21. Dezember das Maximum und der Minimalwert am 21. Juni das Minimum einer sinusförmigen Kurve. Der Temperaturschmelzfaktor für Eis ist zeitlich konstant.

Tab. 5.1: Vergleich der Modellparameter, welche für das Goldbergkees Einzugsgebiet kalibriert wurden und jenen aus den Untersuchungen von Pellicciotti et al. (2005), Hock (1999) und Zappa et al. (2003)

Parameter	Cal. Value	Zappa	Hock	Pellicciotti	Unit
Threshold temperature for snowmelt	0	0	0	1	[°C]
Max. degree day factor	3.2	-	-	-	[mm d ⁻¹ K ⁻¹]
Min. degree day factor	1	-	-	-	[mm d ⁻¹ K ⁻¹]
Degree day factor	-	0.8	1.8	1.97	[mm d ⁻¹ K ⁻¹]
Radiation melt factor for snow	0.00015	0.00027	0.0008	0.00052	[mm W ⁻¹ m ² K ⁻¹ h ⁻¹]
Temperature melt factor for ice	2.15	-	1.8	1.97	[mm d ⁻¹ K ⁻¹]
Radiation melt factor for ice	0.0003	-	0.0006	0.00106	[mm W ⁻¹ m ² K ⁻¹ h ⁻¹]
Storage time for snowmelt	25	-	-	-	[h]
Storage time for icemelt	2	-	-	-	[h]
Translation time for snowmelt	3	-	-	-	[h]

5.1.4 Ergebnisse dieser Studie

5.1.4.1 Verteiltes Schneewasseräquivalent (SWE)

PREVAH ermöglicht es, die Modellierungsergebnisse der räumlich verteilten Schneewasseräquivalente auf Tageswertbasis auszugeben. Damit ist die Validierung der simulierten mit den beobachteten SWE Daten eine zusätzliche Verifizierungsalternative. Abb. 5.3 zeigt die Gegenüberstellung der modellierten mit den beobachteten SWE für vier verschiedene Termine in der Ablationsperiode (6. Mai, 2. Juni, 7. Juli und 28. Juli 2005). Die Darstellung vom 6. Oktober 2004 (in Abb. 5.3 oben) zeigt das beobachtete SWE, welches für die Modellinitialisierung verwendet wurde und im zugehörige Plot gegenüber (Simulation) den SWE Speicher am Ende des ersten Tages. Es ist zu sehen, wie dem Modell eine Schneeverteilung auf Grund der Unterteilung in meteorologische Zonen (MUs) eingegeben werden muss. Durch die Verwendung des semi-verteilten Ansatzes geht räumlich hochaufgelöste Information verloren, das Gebietsmittel des SWE stimmt aber. Abb. 5.4 (oben) zeigt den Differenzenplot und die Häufigkeitsverteilung der Differenzen. Der Plot wurde durch die zellenweise Subtraktion der Simulation von der Beobachtung auf Basis eines 10 x 10 m Rasters errechnet. Daraus ergibt sich $n = 27107$ (als Text bei den Häufigkeitsverteilungen in Abb. 5.4 angeführt) als die Anzahl der 10 x 10 m Rasterzellen im Einzugsgebiet Goldbergkees. Für den 6. Oktober 2004 liegen die Abweichungen zu 55% im Bereich von -50 bis +50 mm und zu 20% im Bereich von -50 bis -150 mm. Die gute Übereinstimmung wird auch durch den Mittelwert von 4.4 mm ausgedrückt. Die Häufigkeitsverteilung der Differenzen ist nicht normalverteilt.

Der Gebietsmittelwert des Maximums der beobachteten und des Maximums der simulierten Schneeakkumulation am 6. Mai 2005 sind in guter Übereinstimmung, da, wie in der Kalibrierungsprozedur beschrieben, der Korrekturfaktor für den festen Anteil des Niederschlags mit 18% angenommen wurde. Der Differenzenplot in Abb. 5.4 zeigt, dass gerade im Bereich von Rinnen, Mulden und auf der Gletscherzunge, welche in einem kleinen Kessel liegt (vergl. auch Abb. 5.1), die größten positiven Abweichungen zu finden sind. Das bedeutet, dass das Modell die Schneeakkumulation an diesen Stellen unterschätzt. Die größten Modellüberschätzungen finden sich an steilen bzw. exponierten Stellen im Gebiet, wo eine Verfrachtung des Schnees erklärbar ist. Die Häufigkeitsverteilung zeigt eine Normalverteilung mit einem Mittelwert der Differenz von 38 mm (leichte Unterschätzung durch das Modell), was ganz klar darauf schließen lässt, dass der Schnee innerhalb des Gebietes verfrachtet bzw. „verteilt“ wird.

Am 2. Juni 2005 zeigt die Simulation einen etwas kleineren SWE Speicher als im Monat davor (Abb. 5.3), aber die beobachteten SWE dürften messbedingt überschätzt worden sein. Es gibt keine Möglichkeit die hohe gemessene Akkumulation mit den gemessenen Niederschlägen zu erklären. Die Differenz der Simulation von der Beobachtung ist annähernd normalverteilt, aber mit einem Mittelwert, der weit von Null abweicht.

Am 7. Juli 2005 unterschätzt das Modell die Beobachtung wieder. Die Verteilung der Differenzen ist der des vorangegangenen Termins sehr ähnlich. Zu diesem Zeitpunkt kommt aber auch schon die Überschätzung der modellierten Akkumulation in den Kambereichen des Einzugsgebietes zur Geltung. Diese Bereiche sind in der Beobachtung bereits vollkommen schneefrei (Abb. 5.4).

Der letzte Beobachtungstermin am 28. Juli 2005 zeigt einen guten Zusammenhang des simulierten, für das Gebiet gemittelten SWE mit dem beobachteten SWE. Die simulierte Verteilung des im Einzugsgebiet verbleibenden Schnees hängt ausschließlich von der Verteilung des Niederschlages ab, wobei die im Felde beobachtete Verteilung des Schnees vom Niederschlagsgradienten, der Windverfrachtung und der vertikalen Drift des Schnees durch Lawinen abhängt (Hartmann et al., 1999; Blöschl et al., 1991). Die Häufigkeitsverteilung in Abb. 5.4 zeigt dabei einen Ausreißer in der Klasse von -50 bis 50 mm, die sich daraus ergibt, dass bereits ein beträchtlicher Teil des Einzugsgebietes schneefrei beobachtet und entsprechend simuliert wurde. Der Differenzenplot zeigt grob erkennbar die Umriss des Gletschers, da auf den vergletscherten Flächen noch der meist Schnee verblieben ist.

Die räumliche Analyse der beobachteten und simulierten, verteilten SWE Karten für die vier Termine in der Ablationsperiode wird in Abb. 5.5 dargestellt. Das Einzugsgebiet wurde dazu in 100 m Höhenzonen, beginnend mit der tiefsten bei 2300 m ü.d.A. unterteilt. Der gute Zusammenhang zwischen Modellierung und Beobachtung zeigt sich wieder in der Darstellung für den 6. Mai 2005 in den Höhenzonen zwischen 2600 und 2900 m (Abb. 5.5a). Das obere Höhenzonenband zeigt eine Überschätzung und das untere Band eine Unterschätzung der Simulation. Dieses Ergebnis ergibt sich mitunter durch eine Wind- bzw. Lawinenverfrachtung vom oberen zum unteren Teil des Gebietes, was auch bei der Histogrammdarstellung in Abb. 5.4 analysiert wurde.

Das Problem der zu hohen Schneeakkumulation, die am 2. Juni gemessen wurde, ist auch in Abb. 5.5b zu sehen, wo das simulierte SWE konstant etwa 10% unter dem beobachteten SWE liegt. Ausgenommen davon sind die zwei obersten Höhenzonen, die gut modelliert wurden. In Abb. 5.5c und in Abb. 5.5d ist zu sehen, dass die Simulation mit der Beobachtung in der Höhenzone von 2700 bis 2800 m gut übereinstimmt und wiederum die obersten Höhenzonen durch die Simulation überschätzt und die unteren unterschätzt werden. Dieses Ergebnis ergibt sich auch wieder im Zusammenhang mit der vertikalen Schneeverfrachtung im Gebiet.

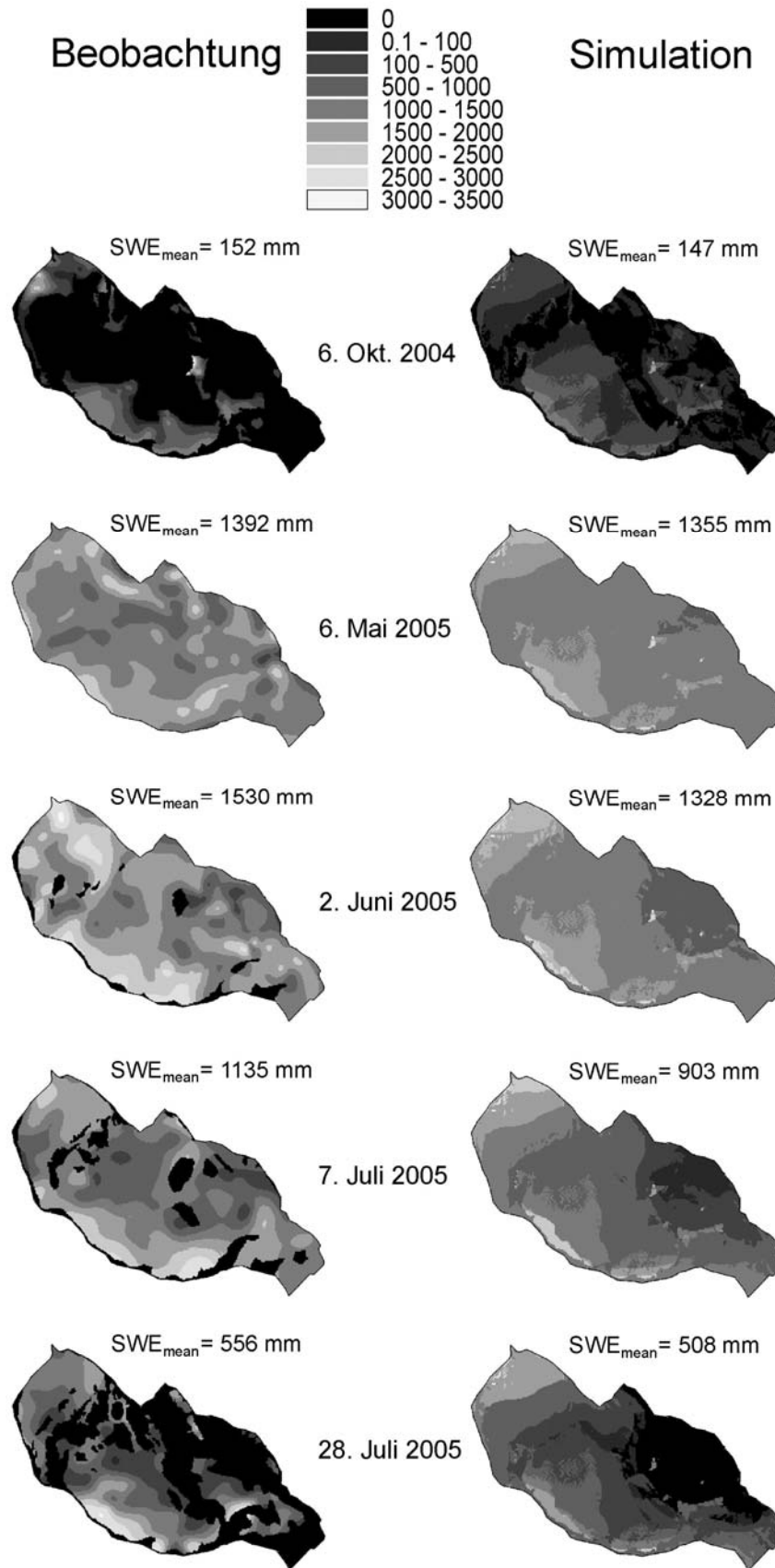


Abb. 5.3: Simulierte vs. beobachtete, verteilte Schneewasseräquivalentdaten (SWE) für unterschiedliche Messzeitpunkte in den Jahren 2004 und 2005. Schwarze Flächen sind bereits schneefrei. Die angeführten SWE_{mean} Werte sind die Gebietsmittelwerte.

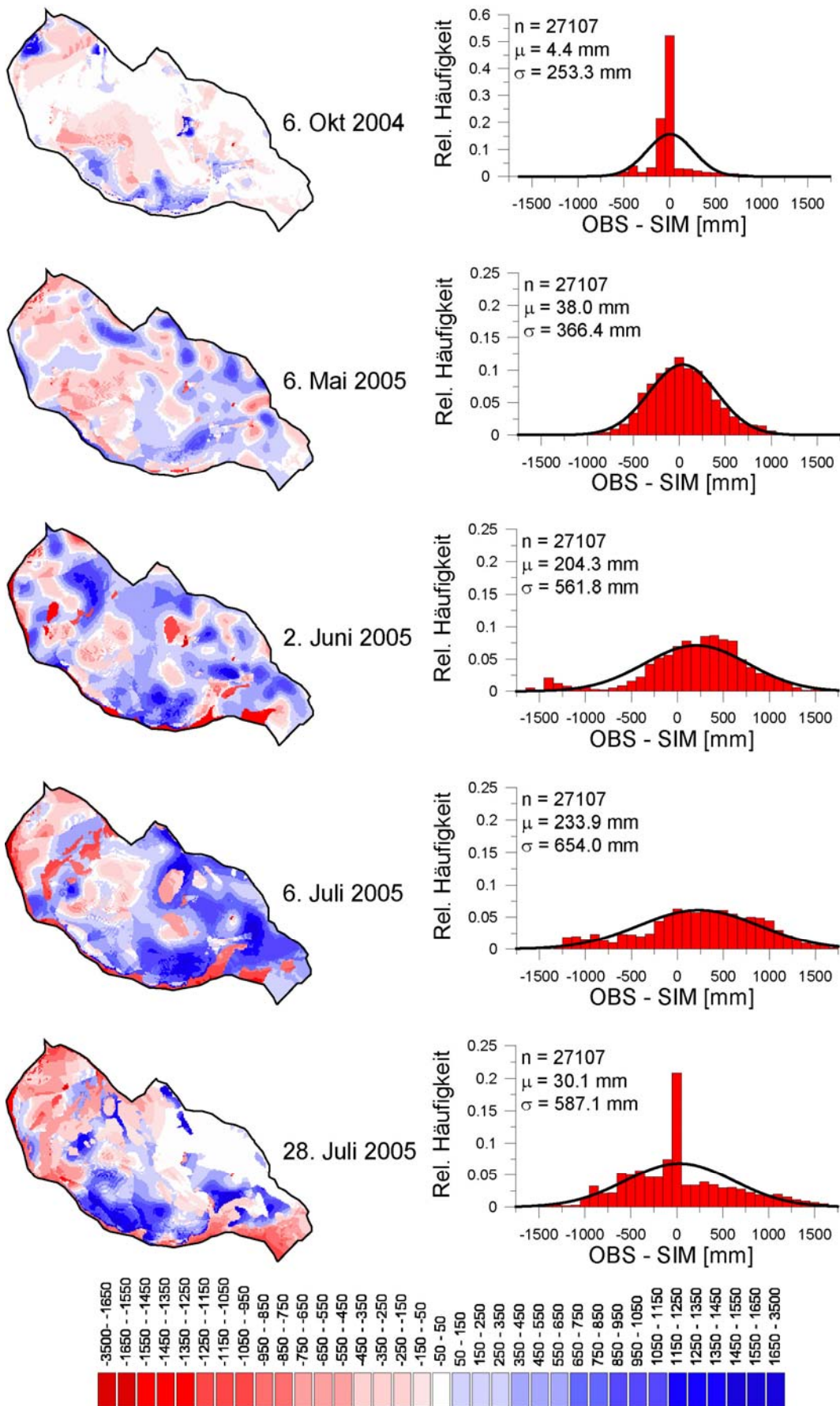


Abb. 5.4: Darstellung der Differenzenplots und zugehöriger empirischer Häufigkeitsverteilungen mit angepassten Normalverteilungen und Verteilungsparametern.

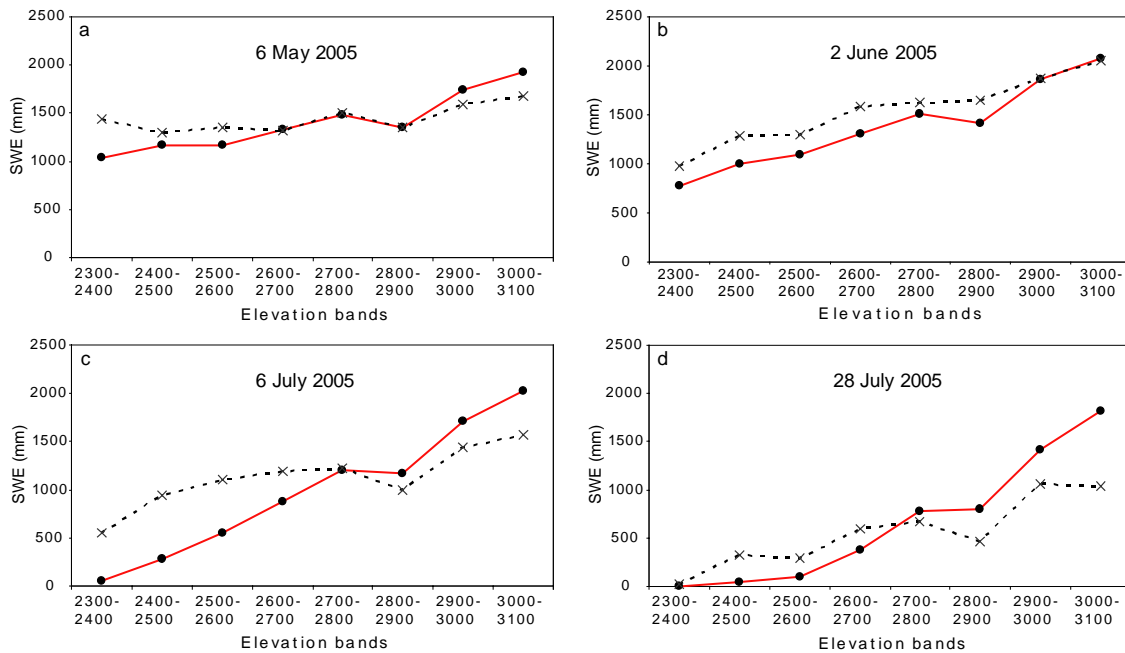


Abb. 5.5: Simulierte SWE (rote Linie mit Punkten) vs. beobachtete SWE (gestrichelte Linie mit x) als Mittelwert der 100 m Höhenzonen für vier unterschiedliche Zeitpunkte.

Abb. 5.9b zeigt die Tageswerte der beobachteten Schneehöhen am Ultraschallpegel (Abb. 5.1, Nr. 5) und Abb. 5.9c zeigt den Gebietsmittelwert des simulierten SWE. Der Zusammenhang der beiden Kurven wurde für die ansteigende Phase mit einem Korrelationskoeffizient von $r^2=0.91$ und für die absteigende Phase (vom Maximum abwärts) mit einem Korrelationskoeffizient von $r^2=0.99$ berechnet. Für die gesamte Periode wurde der Korrelationskoeffizient mit $r^2=0.92$ berechnet. Damit kann impliziert werden, dass sich der gute Zusammenhang in der absteigenden Phase auf Grund einer recht homogenen Schneedecke und sehr ähnlichen Schneeschmelzprozessen verteilt über das Gebiet ergibt. In der Anstiegsphase der beobachteten Schneehöhe (Abb. 4.8b) sind typische Setzungseffekte der Schneedecke zu sehen, welche mit Modellen ohne physikalische Schneedeckenmodellierung nicht simuliert werden können (Lehning et al., 2006).

5.1.4.2 Ausaperungsmuster

Für den 29. Juli 2005 steht ein ASTER (L1B) Satelliten-Image mit guter Qualität zur Verfügung. Das Image wurde klassifiziert (Vollmann, in prep.), um eine Karte der Ausaperungsmuster zu generieren. Abb. 5.6 zeigt den Vergleich der beobachteten und der simulierten Schneebedeckungskarte. Die unteren Teile des Einzugsgebietes wurden als nahezu schneefrei simuliert. Die Beobachtung zeigt eine komplexere Struktur des Ausaperungsvorganges, aber alles in allem gibt es eine gute Übereinstimmung mit dem modellierten Bild der Ausaperung. Die meisten Ungenauigkeiten treten auf Grund nicht im Modell implementierter Prozesse wie z.B. Verfrachtung von Schnee durch Wind und Lawinen auf (Blöschl et al., 1991; Lehning et al., 2000; Doorschot et al., 2001). Auch der

heterogene Untergrund, wie felsdurchsetztes Gelände oder größere Blöcke die Flächen abschatten können, ist im Modell nicht implementiert. Auf solch kleiner Skala und durch Anwendung einer so hohen räumlichen Auflösung zeigt sich die Rolle der Schneeverfrachtung und wie verteilte hydrologische Modelle verbessert werden müssen, um diese Prozesse zu berücksichtigen.

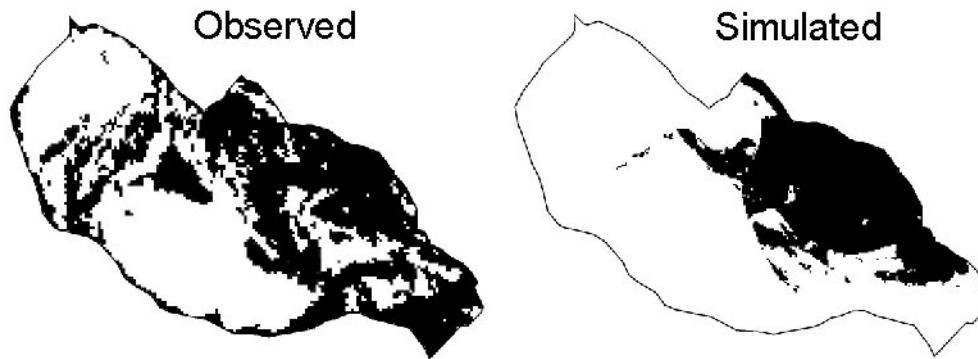


Abb. 5.6: Simulierte vs. beobachtete Ausaperungsmuster am 29. Juli 2005. Das beobachtete Image wurde durch eine Klassifikation eines ASTER Images generiert. Die schwarzen Flächen sind bereits schneefrei und die weißen Flächen sind noch schneebedeckt.

5.1.4.3 Abflusssimulation

Für die 2005er Schmelzperiode (= Kalibrierungsperiode) sind die Abflussdaten vom 10. Juli bis zum 30. September verfügbar (siehe Abb. 5.2c). Der Beginn der Beobachtungen zeigt niederschlagsbeeinflusste Abflussspitzen. Typische, durch Eisschmelze beeinflusste Tagesgänge des beobachteten Abflusses sind in der Periode von Ende August bis Mitte September zu sehen. Die Modellgüte wurde mit dem Gütekriterium R_{NS}^2 nach Nash & Sutcliffe (1970) errechnet und ist definiert als:

$$R_{NS}^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (11)$$

Dabei steht Q für den stündlichen Gebietsabfluss ($m^3 s^{-1}$), und die Indizes „obs“ und „sim“ beziehen sich auf den beobachteten und den simulierten Abfluss. Der Balken steht für das arithmetische Mittel des Abflusses und n für die Anzahl der Zeitschritte, für welche R_{NS}^2 berechnet wird. Die Modellgüte wurde mit $R_{NS}^2 = 0.77$ berechnet. Das Streudiagramm in Abb. 5.7 stellt den Vergleich der beobachteten zu den simulierten Abflüssen dar, und zeigt, dass die niedrigen und mittleren Abflüsse vom Modell gut wiedergegeben werden. Höhere Abflüsse, die unter der 45° Geraden liegen, werden nicht bzw. schlechter modelliert. Größere Abflüsse werden primär durch den recht hoch angesetzten Wert für die Schneespeicherzeit (25h) gedämpft, da flüssiger Niederschlag, der auf die Schneedecke fällt erst durch diesen Modellspeicher muss, bevor er zum Abfluss kommen kann.

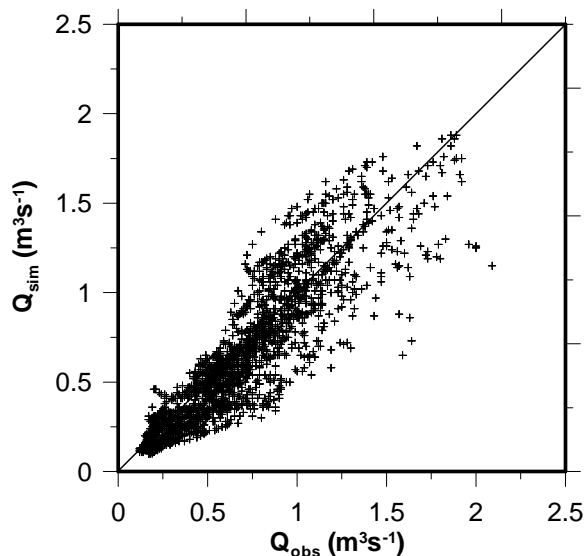


Abb. 5.7: Streudiagramm: beobachteter vs. simulierter stündlicher Abfluss in der Periode vom 10.07. zum 30.09.2005

Die Annahme einer geringeren Speicherzeit würde in einer steileren Ausflusskurve resultieren (z.B. Abflussrückgang zwischen 4. und 5. August 2005 in Abb. 5.2c) und auf der anderen Seite wäre der Effekt der Anhebung der Spitzenabflüsse nur gering. Die simulierte Abflussganglinie in Abb. 5.2c ist daher ein Ergebnis einer Optimierung. Der Charakter der beobachteten Abflussganglinie unter Berücksichtigung der täglichen und saisonalen Fluktuationen, die durch die Überlagerung der Schmelzprozesse auftreten, wurde durch die Simulation sehr gut repräsentiert.

Betrachtet man die gesamte Simulationsperiode 2004/2005 (Abb. 5.9), so zeigt sich, dass eine Zeitspanne von fünf Monaten modelliert wurde, in welcher es keinen Abfluss gegeben hat. Die frühesten Abflussprozesse der Schmelzperiode haben Anfang Mai 2005 begonnen. In der Zeit von Mai bis Juli wurde der Gebietsabfluss hauptsächlich durch die Schneeschmelze genährt (Abb. 5.9d und Abb. 5.10). Spitzenabflüsse treten zwischen Juni und Juli auf, wo auch alle zum Abfluss beitragenden Komponenten ausgenommen der Eisschmelze ihr Maximum erreichen. Für die Verifizierungsperiode 2003/2004 wurde das Modell mit den gleichen Parametern, wie in Tab. 5.1 dargestellt, gerechnet. Der Anteil des festen Niederschlages wurde so wie in der Kalibrierungsperiode 2004/2005 um 18% erhöht. Die Modellgüte wurde nach dem Kriterium von Nash & Sutcliffe (1970) mit $R_{NS^2} = 0.60$ berechnet. Abb. 5.8 zeigt die Modellergebnisse im Detail. Die hydrologische Antwort des Goldbergkees Einzugsgebietes war in der 2003/2004er Periode eine andere als in der Periode 2004/2005, aber die Prozesse der Schnee- und Eisschmelze wurden gut simuliert. Eine leichte Überschätzung des kumulierten Abflusses kann in Abb. 5.8c gesehen werden. Für die Periode 2002/2003 stand ausschließlich der meteorologische Input vom Observatorium am Hohen Sonnblick zur Verfügung (Abb. 5.1, Nr. 1). Daher gibt es verglichen zur Periode 2004/2005 einen Mangel bzw. deutlich weniger Input für die Interpolation und die Regionalisierung der meteorologischen Variablen. Dies kann durchwegs zu einer geringeren Modellgüte führen. Unabhängig von zusätzlichen Validierungsdaten und ohne jegliche Nachkalibrierung von Modellparametern wurde ein weiteres hydrologisches Jahr mit akzeptabler Modellperformance simuliert.

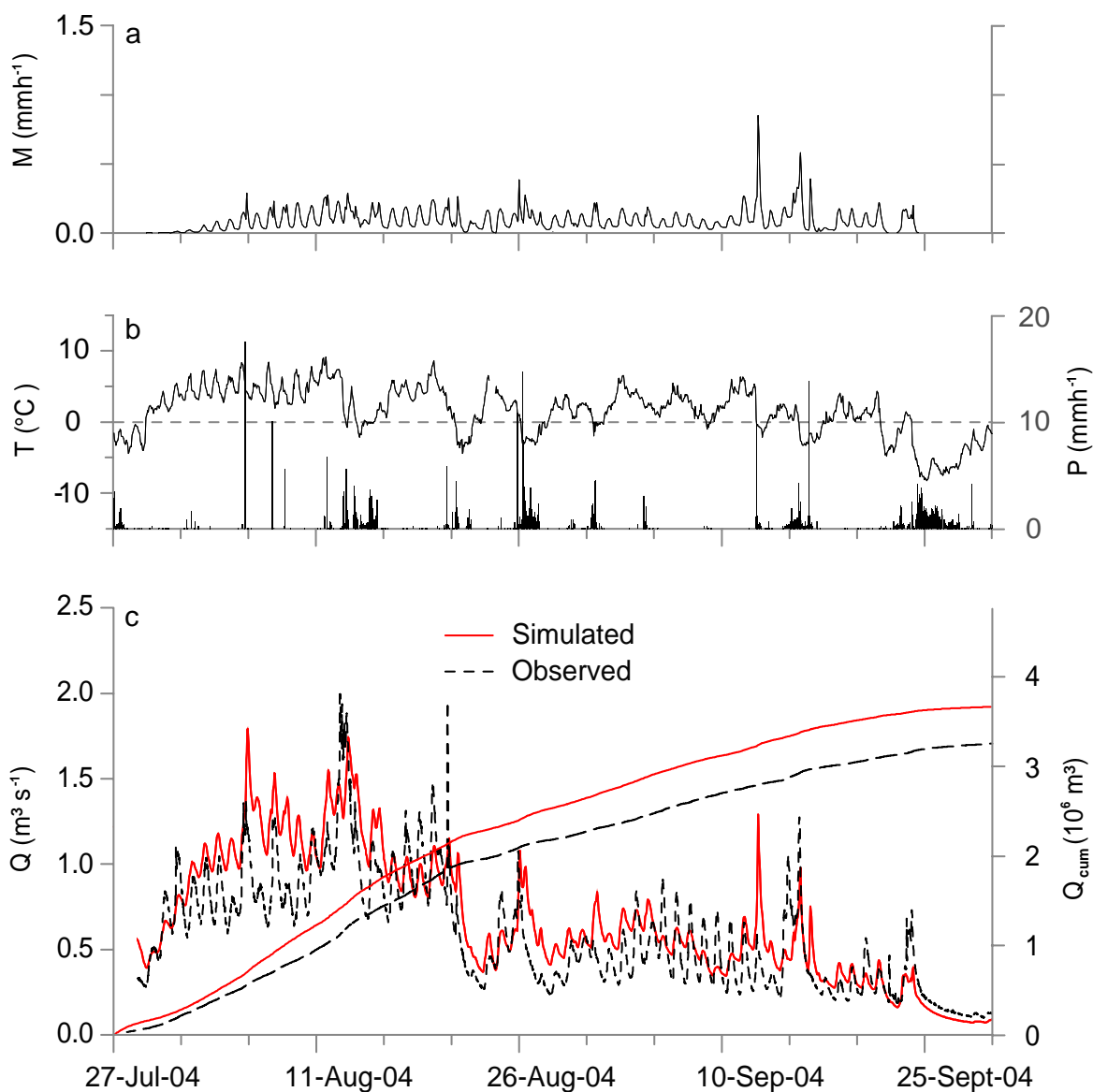


Abb. 5.8: a: Stündliches Gebietsmittel der simulierte Eisschmelze M (mm h^{-1}); b: stündliche Daten der Lufttemperatur T ($^{\circ}\text{C}$) und des Niederschlags P (mm h^{-1}) am Hohen Sonnblick Observatorium; und c: beobachteter vs. simulierter Abfluss Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) am Gebietsauslass des Goldbergkees Einzugsgebietes. Die ansteigenden Linien im untersten Diagramm zeigen den kumulativen Abfluss Q_{cum} (10^6 m^3) für die Periode der Abflussbeobachtungen vom 27. Juli bis zum 30. September 2004.

5.1.4.4 Wasserbilanz

Die Wasserbilanz als ein finales Modellergebnis stellt eine zusätzliche Möglichkeit für die Modellvalidierung dar. Nachdem PREVAH für alle Bilanzkomponenten Ergebnisse ausgibt, kann die Wasserbilanz für das hydrologische Jahr 2004/2005 (Tab. 5.2) mit Hilfe simpler Bilanzgleichungen erstellt werden.

$$WB = P_{\text{adj}} - Q_{\text{tot}} - ETA - dS \quad (12)$$

$$WB = 2991 - 2956 - 128 + 120 = 27 \text{ mm}$$

Gleichung 12 evaluiert die Wasserbilanz, wobei WB für die Jahreswasserbilanz steht (Definition der Symbole in Tab. 5.2). Das Ergebnis von $WB = 27 \text{ mm}$ kann durch die Differenzbildung der Basisabflussspeicherkomponente am Ende minus der Basisabflussspeicherkomponente für die Modellinitialisierung am Anfang der Simulationsperiode erklärt werden. Die Speicheränderung ergibt sich folgend:

$$dS = (SWE_{end} - SWE_{begin}) - ICE_{melt} \quad (13)$$

$$dS = (309 - 152) - 277 = -120 \text{ mm}$$

Mit Gleichung 13 wird die Änderung der größten Speicher im Einzugsgebiet berechnet, wobei dS für die Speicheränderung während des gesamten Simulationszeitraumes steht.

Tab. 5.2: Komponenten der Jahreswasserbilanz des Goldbergkees Einzugsgebiets für das hydrologische Jahr 2004/2005.

WB Komponente	Werte (mm)	Beschreibung
SWE_{begin}	152	SWE für die Modell Initialisierung Anfang Okt. 2004
P_{adj}	2991	Angepasster Gebietsniederschlag
ETA	128	Aktuelle Jahresverdunstung
Q_{tot}	2956	Gesamtabfluss
$SNOW_{melt}$	2566	Gesamte Schneeschmelze
ICE_{melt}	277	Gesamte Eisschmelze
SWE_{end}	309	Ende Sept. 2005 verbleibendes SWE

Gleichung 14 stellt den Anteil aller zum Abfluss beitragenden Komponenten, wie Schneeschmelze, Eisschmelze und flüssigen Niederschlag gegenüber.

$$Q = SNOW_{melt} + ICE_{melt} + RAIN_{direct} \quad (14)$$

$$\Rightarrow RAIN = 2956 - 277 - 2566 = 113 \text{ mm}$$

$RAIN_{direct}$ bezeichnet den Anteil des Abflusses, welcher sich auf Grund des Effektivniederschlages, der direkt zum Abfluss gelangt ergibt. Der flüssige Anteil des Niederschlages ($RAIN_{direct}$), der zum Abfluss gelangt beträgt 3.8%, die Eisschmelze (ICE) 9.4% und die Schneeschmelze (SNOW) 86.6%. Der Anteil des flüssigen Niederschlages erscheint unterschätzt zu sein, da die Schneeschmelze einen sehr hohen Anteil einnimmt. Die Schneeschmelze ist in PREVAH als der Schnee definiert, der durch die Energie, welche auf die Schneeoberfläche aufgebracht wird geschmolzen wird, wobei der geschmolzene Schnee nicht direkt zum Abfluss kommen muss und in der Schneedecke zwischengespeichert werden kann. Die simulierte Schneeakkumulation erreichte das Maximum am 20. Mai 2005 mit 1507 mm (siehe Abb. 5.9c). Die höchste im Feld gemessene Akkumulation wurde am 6. Mai 2005 mit 1391 mm ermittelt.

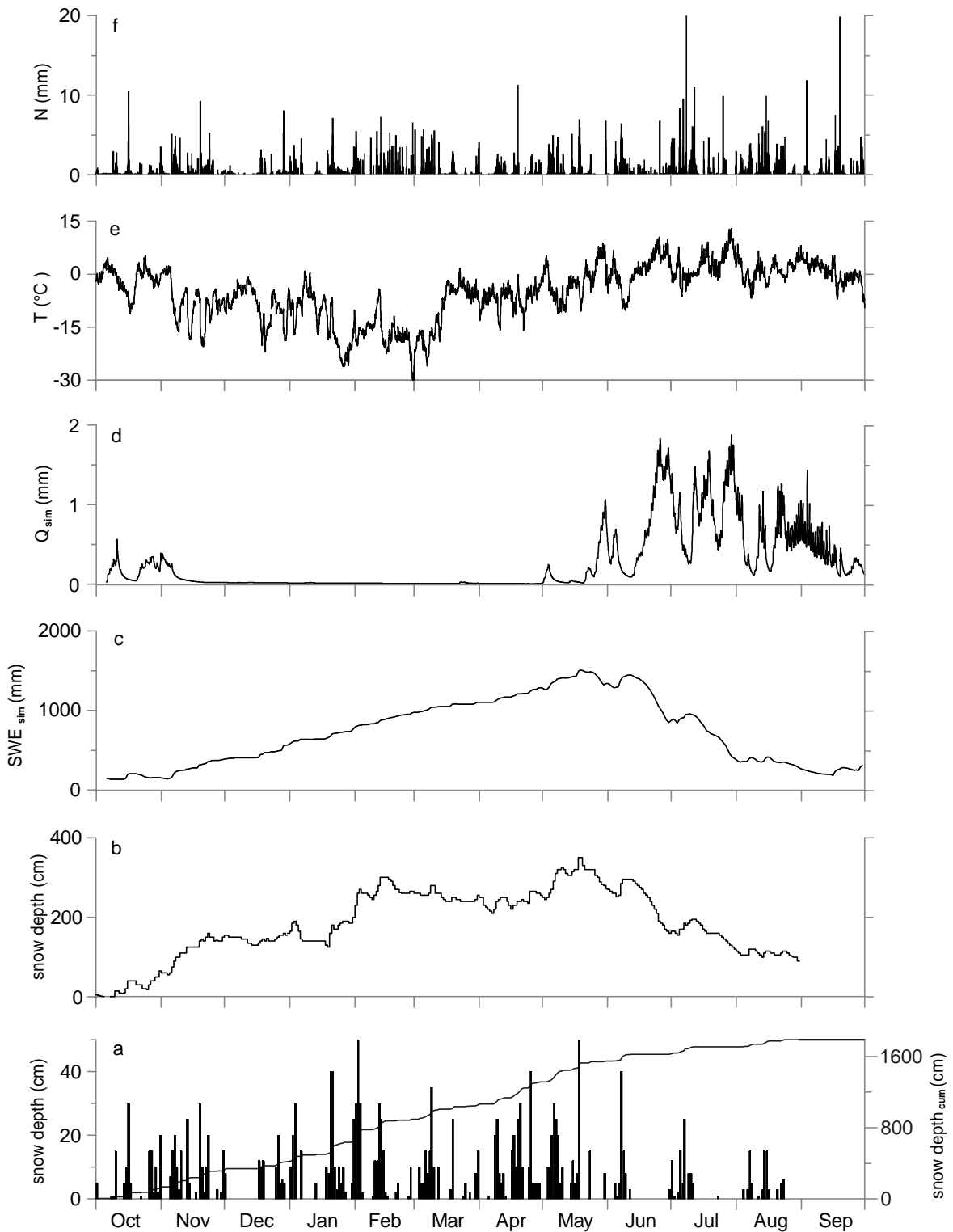


Abb. 5.9: Die wichtigsten hydro-meteorologischen Beobachtungen im Vergleich zu den simulierten stündlichen Abflüssen und den Tageswerten des modellierten SWE Speichers für die Periode vom 01.10.2004 bis zum 30.09.2005 a: Tageswerte des beobachteten Neuschnees (cm) und kumulierte Tiefe des Neuschnees (max. bei 1787 cm) beim automatischen Ultraschallpegel; b: Tageswerte der Schneehöhenmessungen (cm) am automatischen Ultraschallpegel; c: simulierter SWE Speicher (mm); d: simulierter stündlicher Abfluss ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$); e: stündliche Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$) vom Sonnblick Observatorium; f: stündlicher Niederschlag (mm) gemessen am Sonnblick Observatorium.

Die monatliche Wasserbilanz wird in Abb. 5.10 gezeigt. Die Eisschmelze beginnt im Juli und erreicht typischerweise ihr Maximum im August. Gletscherschmelze wurde auf Grund sehr hoher Lufttemperaturen am Monatsbeginn auch für den November 2004 simuliert (siehe auch Abb. 5.9e). Mit Hilfe der während der Periode 2004/2005 abgelesenen Ablationspegel wurde eine mittlere Abschmelzung des Gletschers von 510 mm errechnet (Schöner & Hynek, 2006). Die simulierte Eisabschmelzung wurde mit 277 mm bezogen auf das Einzugsgebiet berechnet. Das entspricht 502 mm bezogen auf die Gletscherfläche. Diese gute Übereinstimmung der beobachteten und simulierten Abschmelzung ergibt sich auf Grund der glaubwürdigen Einschätzung aller modellierten Komponenten. Die Verdunstung wurde mit 128 mm berechnet und ist typisch auf Grund der geringen Lufttemperaturen dieses hochalpinen Standortes. Die beobachtete Abschmelzung für die Verifikationsperiode 2003/2004 betrug 197 mm bezogen auf die Gletscheroberfläche und die gemessene maximale Schneeakkumulation Anfang Mai 1744 mm SWE (Schöner & Hynek, 2006). Die Simulation der Verifikationsperiode ergab 275 mm Eisschmelze bezogen auf die Gletscheroberfläche und 1690 mm SWE berechnet für Anfang Mai. Das bedeutet, dass das Modell die Gletscherabschmelzung leicht überschätzt und die Schneeakkumulation leicht unterschätzt hat. Die in sich stimmige Simulation der Wasserbilanz konnte durch die Anwendung des „multi-validation approach“ für die Periode 2004/2005 gezeigt werden.

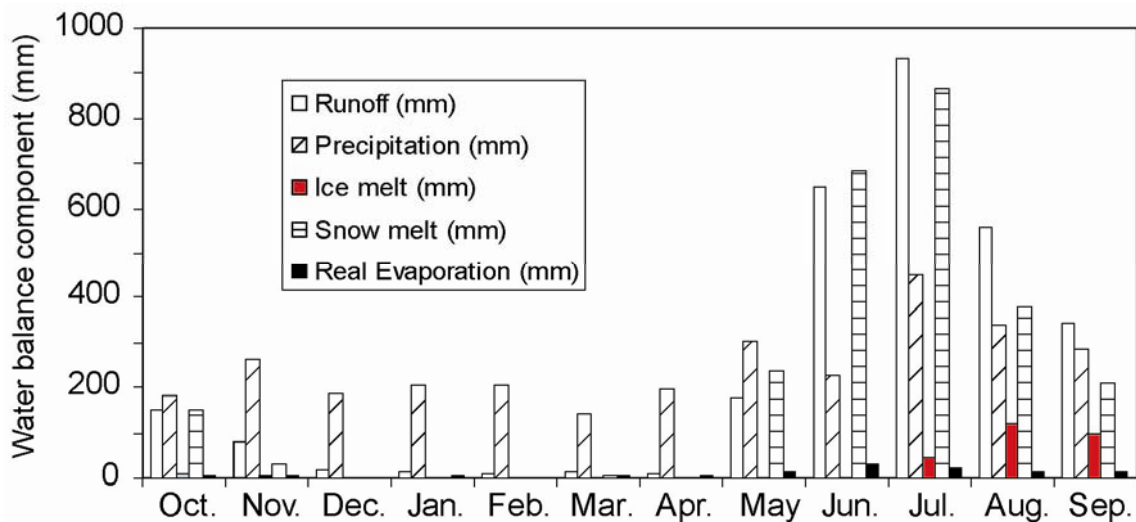


Abb. 5.10: Simulierte Monatsbilanz der Komponenten: Abfluss, Niederschlag, Eisschmelze, Schneeschmelze und Verdunstung als Gebietsmittel in mm für die Periode Oktober 2004 bis September 2005.

5.1.5 Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 5.1

PREVAH zeigt die Fähigkeit, sowohl die Wasserbilanz als auch die Abflussganglinie des hochalpinen Goldbergkees Einzugsgebietes zu modellieren. Die Schmelzprozesse wurden auf unterschiedlichen zeitlichen Skalen mit großer Genauigkeit simuliert: die simulierten Tagesschwankungen des Abflusses entsprechen den Beobachtungen während der

Schmelzperiode und die Jahreswasserbilanz zeigt eine gute Übereinstimmung mit beobachteten Gletschermassenbilanzdaten. Diese Studie hat auch die Erforderlichkeit der unterschiedlichen Beobachtungsdaten, wie Abflussganglinien, verteilte Schneewasseräquivalentdaten und Eisablationsdaten gezeigt, die eine Quervalidierung der Simulation (Verbunt et al. 2003) ermöglichen. Die Modellierung der Abflüsse beruht ausschließlich auf den Input von Niederschlag und Lufttemperatur, alle anderen Inputdaten waren ausschließlich für die Simulation der Verdunstung notwendig. Daher sollte, abgesehen von allen Unsicherheiten, die bei der Messung des Niederschlages und der Lufttemperatur auftreten (Sevruk, 1986, 1989) prinzipiell nur ein geringer operationeller Aufwand für die Datenakquisition für die Schmelzmodellierung notwendig sein. Es hat sich von großem Vorteil erwiesen, dass das Goldbergkees Einzugsgebiet über ein meteorologisches Observatorium und langjährige und detaillierte Massenbilanzmessungen verfügt (Auer et al., 2002). Die Verfügbarkeit von meteorologischen Daten eines räumlich dichten Messnetzes guter Qualität an diesem isolierten Standort ist einzigartig und der Hauptvorteil dieses Untersuchungsgebietes. Der meiste Aufwand für die Vorbereitungen der Simulationen war auf Grund logistischer Schwierigkeiten, alpiner Risiken und strikt wetterabhängiger Planung von Feldeinsätzen für die Akquisition der Validierungsdaten notwendig.

Nachdem PREVAH über keine Routine für die Verfrachtung von Schnee durch Lawinen oder Wind verfügt, kann die Verteilung der modellierten SWE nie perfekt mit der Beobachtung übereinstimmen. Die modellierten Gebietsmittelwerte der SWE sind jedoch gut mit den Beobachtungen vergleichbar. Daher kann davon ausgegangen werden, dass der verfrachtete Schnee aus dem Einzugsgebiet stammt. Ein zusätzliches konzeptionelles Modul für die Verfrachtung von Schnee durch Wind und Lawinen (Hartmann et al., 1999) sollte in das Modell eingebaut werden, um die Forderungen nach einer guten Übereinstimmung der beobachteten und simulierten SWE Daten zu erfüllen.

5.2 Der Extremsommer von 2003 – Hydrologische Simulation am Beispiel des Goldbergkees Einzugsgebietes

Die Inhalte dieses Kapitels wurden im Oktober 2006 für das „Hydrological Processes“ Journal zum „Special Issue: Hydro-meteorology and Snow Seasonality in Mountains“ eingereicht (Koboltschnig et al., submitted - b). Jene Teile, die mit dem Methodik – Teil dieser Arbeit übereinstimmen, wurden gestrichen. Folgend eine deutschsprachige Version der Publikation.

5.2.1 Kurzfassung

Diese Studie gibt einen Überblick, welchen Einfluss die europaweite Hitzewelle des Sommers 2003 auf die regionalen hydrologischen Prozesse des kleinen Einzugsgebietes Goldbergkees hatte. Dazu wurden die langjährigen Lufttemperatur Zeitreihen vom Sonnblick Observatorium analysiert und die außerordentliche Anomalität der mittleren Lufttemperaturen des Sommers 2003 (JJA = Juni, Juli, August) von $+4.7^{\circ}\text{C}$ als das 4.4 fache der Standardabweichung des langjährigen Mittelwertes (1886-2000) quantifiziert. Um den Einfluss im Bezug auf die auftretende Gletscherschmelze zu ermitteln, wurden die positiven Grad-Tag-Summen des Sommers berechnet und den langjährigen Werten gegenübergestellt. Die „heißen“ Bedingungen des Sommers 2003 sorgten für ein rasches Abschmelzen der den Gletscher bedeckenden Schneeaufgabe und führten schließlich zu einem extremen Abschmelzen des Gletschers. Die Winterbilanz des Goldbergkees zeigte keine extremen Abweichungen von den langjährigen Mittelwerten, jedoch war die spezifische Massenbilanz für 2002/2003 von -1.8 m die negativste, welche je beobachtet wurde. Die Eisschmelze wurde auf Grund der dunklen Färbung der Gletscheroberfläche und damit einer geringen Albedo noch mehr beschleunigt.

Für die Simulation der stündlichen Abflüsse und aller dazu beitragenden Abflusskomponenten des Goldbergbaches wurde das hydrologische, HRU - basierte Modell PREVAH angewendet. Das Modell wurde mit den stündlichen meteorologischen Daten vom Sonnblick Observatorium gerechnet. Die Schnee- und Eisschmelze wurde mit einem indexbasierten Schmelzansatz berechnet. Das Modell konnte mit Hilfe von Massenbilanzdaten des Gletschers validiert werden. Die maximale Eisschmelzrate wurde mit 1.8 mm/h ($= 3.5\text{ mm/h}$ bezogen auf den Gletscher) berechnet. Im August 2003 hat die Eisschmelze mit 83% zum Gesamtabfluss des Goldbergbaches beigetragen.

5.2.2 Einleitung zum Kapitel 5.2

Das langjährige europäische Maximum der mittleren jährlichen Lufttemperatur wurde für 1989 bestimmt. Das Maximum der mittleren Sommertemperaturen (JJA = Juni, Juli, August) trat jedoch im Jahr 2003 auf (Luterbacher et al. 2004). Langzeit Beobachtungen instrumenteller Reihen an vier unabhängigen und verlässlichen Stationen in der Schweiz zeigten eine Abweichung des JJA Lufttemperaturmittelwertes von 5.4 mal der Standardabweichung vom Mittel 1867-2003 (Schär et al., 2004). Alles in allem war der

Sommer 2003 heiß und trocken (Luterbacher et al., 2004; Schär et al., 2004; Schär & Jendritzky, 2004) und kann durch extrem abnorme meteorologische Bedingungen charakterisiert werden (Black et al., 2004). Die Auswirkung der 2003er Sommerhitzewelle auf die Alpengletscher zeigte sich durch herausragend negative Massenbilanzen und rekordverdächtige Eisschmelzabflüsse (CFG, 2006). Dabei wurde die negativste Massenbilanz aller beobachteten Alpengletscher für den Gletscher Caresèr in Italien mit -3.32 m w.e. bestimmt. In Frankreich war es der Gletscher Sarnnes mit -3.14 m w.e., in Österreich das Stubacher Sonnblickkees mit -2.87 m w.e. und in der Schweiz der Gries Gletscher mit -2.63 m w.e. (WGMS, 2005). Langjährige Massenbilanzreihen, wie die vom Vernagtferner im Tiroler Ötztal, welche bereits 1965 begonnen wurde, zeigen 2003 als das negativste Jahr (CFG, 2006). Frauenfelder et al. (2005) und Zemp et al. (2005) berichten von einer mittleren Jahresbilanz von neun beobachteten Alpengletschern für 2002/2003 von -2.5 m w.e.. Das entspricht etwa dem vierfachen des mittleren Verlustes der Alpen Gletscher von -0.6 m w.e. pro Jahr, berechnet für die Periode 1980-2001, bzw. dem achtfachen des globalen mittleren jährlichen Verlustes von -0.3 m w.e..

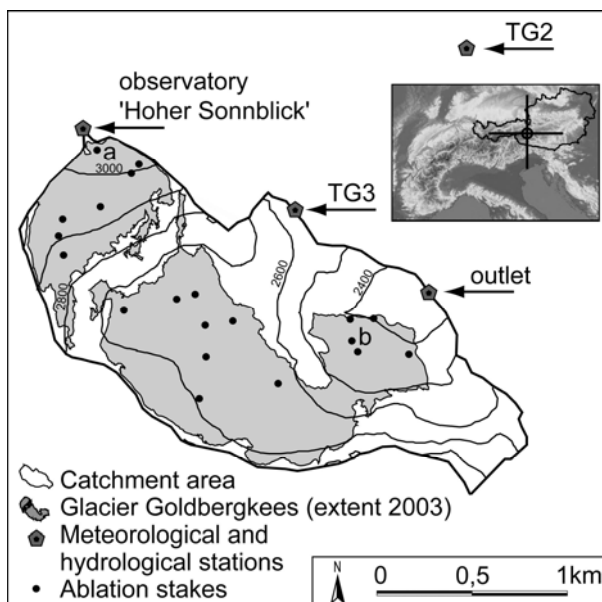


Abb. 5.11: Das Goldbergkees Einzugsgebiet (schwarz umrandet mit 100 m Höhenschichtlinien). Der Gletscherstand von 2003 ist in grau dargestellt. Hydro-meteorologische Stationen werden mit Pfeilen angedeutet und schwarze Punkte zeigen den Ort der Ablationspegel im Sommer 2003. 'a' und 'b' stehen für spezielle Pegel, auf die im Ergebnisteil näher eingegangen wird.

Albedo Messungen, welche mit Hilfe der Daten des „Multispectral Landsat Thematic Mapper (TM)“ Satelliten für den August 2003 durchgeführt wurden, zeigen sehr dunkle Ablationsgebiete von Gletschern und daher auch eine sehr niedrige Albedo (Paul et al., 2005). Die geringe Albedo beschleunigte die durch hohe Lufttemperaturen ohnehin starke Eisschmelze. Für das Goldbergkees wurden die Auswirkungen des Extremsommers 2003 auf die Gletscherschmelze als auch auf das hydrologische Regime untersucht. Für die Analysen der langjährigen Zeitreihen, von 1886 bis 2006, wurden die Lufttemperaturdaten vom Sonnblick Observatorium herangezogen (Auer et al., 2002). Für hydrologische Zwecke wurden die Abflussganglinien, welche im Sommer 2003 am Gebietsauslass des Goldbergkees Einzugsgebietes gemessen wurden analysiert. Weiters wurde die

Wasserbilanz des Goldbergkees Gebietes für das hydrologische Jahr 2002/2003 mit dem hydrologischen Modell PREVAH (Precipitation – Runoff – EVApotranspiration –

Hydrological response unit model, Gurtz et al., 1999) modelliert, um den Anteil und den Beitrag der Eisschmelze zum Gesamtabfluss zu berechnen. Die Ergebnisse der Wasserbilanz für 2002/2003 wurden mit den Ergebnissen eines Jahres mit nur schwach negativer Gletschermassenbilanz verglichen. Die Anwendbarkeit, die Kalibrierung und Validierung von PREVAH für dieses sehr kleine, heterogene Einzugsgebiet werden in der Studie in Kapitel 5.1 beschrieben (Koboltschnig et al., submitted - a). Das Wissen über den Anteil der Eisschmelze, welche zum Gesamtabfluss in vergletscherten Gebieten beiträgt, ist für die Ermittlung der Wasserbilanz gerade unter extrem „heißen“ Bedingungen unbedingt notwendig.

5.2.3 Methodik für diese Studie

5.2.3.1 Feldmessungen und meteorologisches Netzwerk

Stündliche Daten von: Niederschlag, Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, Sonnenscheindauer und Globalstrahlung wurden vom Observatorium am Sonnblick bezogen. Monatsmittelwerte der Lufttemperatur, beginnend mit Herbst 1886, liegen als homogenisierte Zeitreihe vor (Auer et al., 2001a). Die Monatswerte wurden mit Hilfe täglicher T_{\min} und T_{\max} Werte ermittelt. Monatliche Niederschlagssummen werden direkt am Gipfel des Sonnblicks und an zwei zusätzlichen Stationen gemessen (siehe TG2 und TG3 in Abb. 5.11). Die Massenbilanzermittlung für das Goldbergkees erfolgt nach der Glaziologischen Methode (Kaser et al., 2003; Østrem & Brugman, 1991), wobei für das Jahr 2003 auf ein Netzwerk von 20 Ablationspegeln zurückgegriffen werden konnte (Hynek & Schöner, 2004). Einzelne Ablesungen der Pegel 'a' und 'b' (siehe Abb. 5.11) zu unterschiedlichen Zeitpunkten, wurden für die Validierung des Eisschmelzmodells verwendet. Grundsätzlich wird die Massenbilanzierung nach dem „fixed date“ system durchgeführt und somit liegen für jedes Jahr für den ersten Mai die Schneeakkumulationsdaten vor, die ebenfalls für die Modellvalidierung herangezogen werden können. Die Abflussbeobachtungen gibt es ausschließlich für die Sommermonate ab Juli bis etwa Mitte Oktober (siehe dazu auch Kapitel 4.1.4.1).

5.2.3.2 Die Anwendung von PREVAH für die hydrologische Modellierung des Goldbergkees Einzugsgebietes

PREVAH wurde bereits für die Modellierung hochalpiner Einzugsgebiete verwendet. Unter anderem wurden verschiedene Schmelzmodellansätze verglichen (Gurtz et al., 2003; Gurtz et al., 1999; Zappa et al., 2003). Für diese Studie wurde das Goldbergkees Einzugsgebiet in HRU's (hydrological response units, Ross et al., 1979), basierend auf DHM- und Landbedeckungsdaten unterteilt. Dazu wurde ein DHM mit einer Auflösung von 10 m verwendet (Auer et al., 2002), um die Topographie des Gebietes für das Modell zu beschreiben. Die HRU's wurden unterteilt, in dem zwei Landbedeckungsklassen (Fels und Eis), 50 m Höhenzonen (16 Klassen), neun Expositionsklassen und sechs

Hangneigungsklassen eingeführt wurden. Das ergab schließlich 722 HRU's und 197 meteorologische Zonen (Systematik der HRU- und Meteozonen- Bildung siehe Kapitel 2.2.2). Für jede HRU wird die hydrologische Antwort auf den meteorologischen Input anhand eines Speicherkaskadensystems berechnet (Zappa, 2002). Die Abflussbeiträge aller HRU's werden addiert, um damit den Gesamtabfluss am Gebietsauslass darzustellen. Die Verzögerung einzelner Abflusskomponenten auf Grund unterschiedlicher (glazialer) Speicher, wie Schnee-, Eis- oder Firnspeicher wurden in PREVAH durch je einen Speicherkoeffizienten und je eine Translationszeit implementiert (Badoux, 1999). Für die Schnee- und Eisschmelzmodellierung wurde der kombinierte Modellansatz nach Hock (1999) angewendet (siehe auch Kapitel 2.3). Dazu ist als Input nur die stündliche Lufttemperatur notwendig. Alle weiteren meteorologischen Eingangsgrößen dienen der Berechnung der Verdunstung sowie der Schneeakkumulation. Der stündliche Niederschlag wurde vom Observatorium am Sonnblick bezogen und die Monatswerte der Totalisatoren TG2 und TG3 (siehe Abb. 4.2 und Abb. 5.11) wurden für die Gewichtung der räumlichen Interpolation herangezogen. Die Regionalisierung der Lufttemperatur erfolgte nach dem Laps Rate IDW (LIDW) – Verfahren (Gurtz et al., 2005), mit einem konstanten Gradienten von $0.65^{\circ}\text{K}/100\text{ m}$. Für diese Studie wurden die kalibrierten Parameter, wie in Kapitel 5.1 beschrieben, verwendet (Koboltschnig et al, submitted - a). Die Korrektur des Schneeniederschlages wurde mit +50% angesetzt. Dieser Faktor musste gewählt werden, um die gemessene Winterakkumulation von 1734 mm (Hynek & Schöner, 2004) mit dem Modell zu erreichen (1630 mm für den 03.05.2003). Die Modellperformance für das hydrologische Jahr 2002/2003 wurde nach Nash & Sutcliffe (1970) mit dem R_{NS}^2 - Wert für die beobachteten vs. modellierten Abflüsse ermittelt. Dazu wurde die Beobachtungsperiode vom 8. Juli bis zum 30 September 2003 angesetzt und ein $R_{NS}^2 = 0.66$ berechnet (siehe auch Abb. 5.16b). Die Modellperformance ist im Vergleich zur Studie für die Periode 2004/2005 geringer (siehe Kapitel 5.1). Für die Periode 2002/2003 gab es jedoch nicht diese umfassenden SWE Messungen und Kartierungen der Ausaperung, um das Modell optimal für die Schneeschmelzperiode anpassen zu können. Auch die Dichte des meteorologischen Messnetzes war 2002/2003 noch geringer.

5.2.4 *Ergebnisse dieser Studie*

5.2.4.1 Analyse der langjährigen Lufttemperaturbeobachtungen

Auch am Sonnblick konnte die rekordbrechende Hitzewelle, die Europa im Sommer 2003 erfasste (Luterbacher et al. 2004; Schär et al., 2004; Schär & Jendritzky, 2004)), gemessen werden. In der hochalpinen Lage des Sonnblicks überschritten die mittleren Lufttemperaturen des Sommers (JJA) 2003 die 1961-90 (Klimanormalperiode) Mittelwerte um $T' = 3.7^{\circ}\text{C}$. Das entspricht einer Überschreitung um das 5.3 fache der Standardabweichung. Diese Temperaturanomalie ist etwas stärker ausgeprägt, als die in Schär et al. (2004) für ein größeres europäisches Gebiet ermittelte.

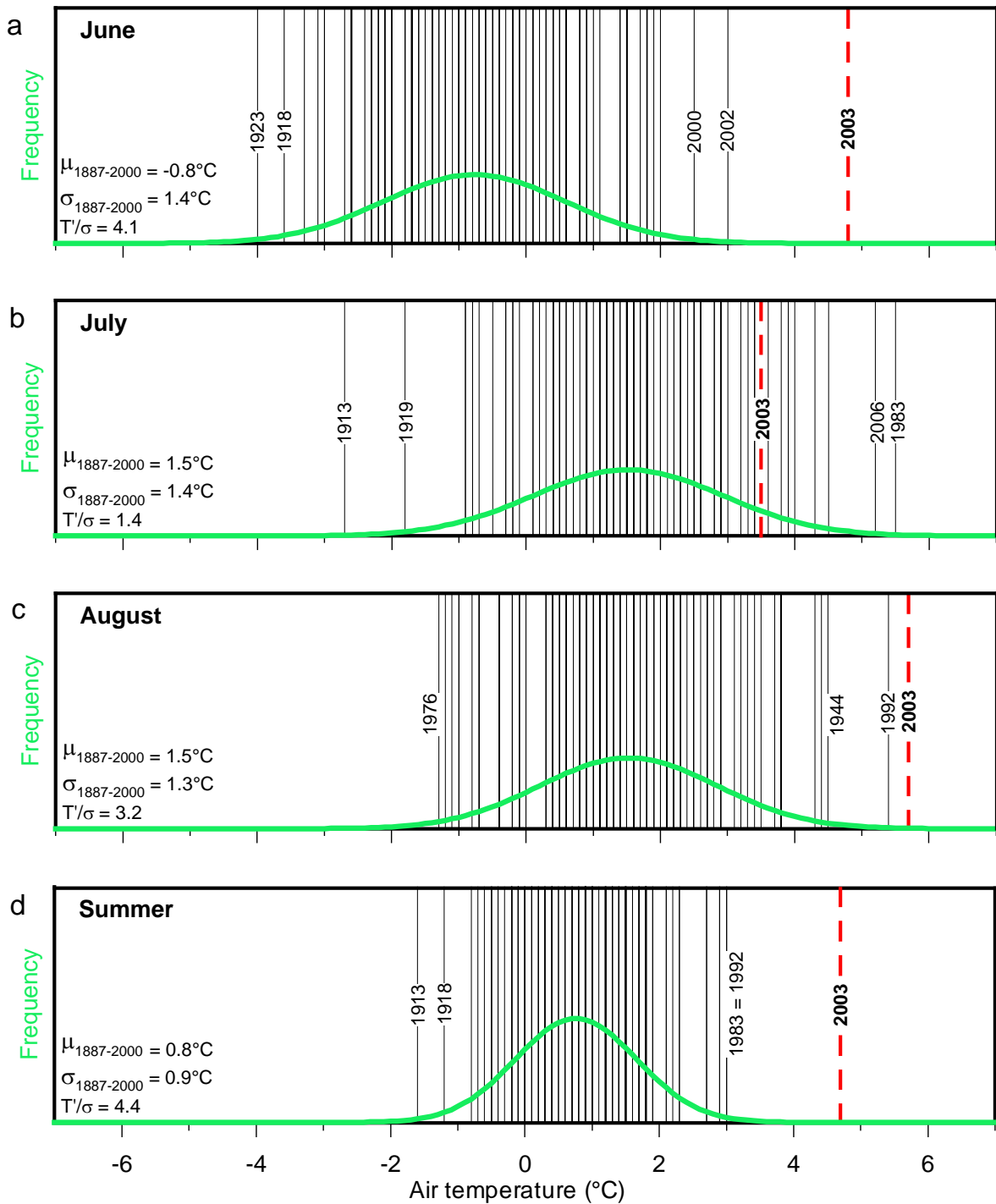


Abb. 5.12a-d: Lufttemperatur Anomalie des Extremsommers 2003. Verteilung der monatlichen und saisonalen Temperaturen von 1887 bis 2006 am Hohen Sonnblick (3106 m ü.d.A.). Rote, gestrichelte, vertikale Balken zeigen die Temperaturen von 2003. Die angepasste Gaußsche Glockenkurve ist in grün und fett ausgezogen. Die Daten in der unteren linken Ecke beinhalten den Mittelwert (μ), die Standardabweichung (σ) und die 2003er Anomalie normalisiert durch die 1887-2000 Standardabweichung (T'/σ). In Anlehnung an Schär et al. (2004)

Dabei wurde auch das Zentrum der Temperaturanomalie im westlichen Teil Mitteleuropas ermittelt. Die weiteren Überlegungen stützen sich auf die langjährige homogenisierte Lufttemperaturzeitreihe (1887 bis 2006) des Observatoriums am Sonnblick

(Auer et al., 2001a). Die Homogenisierung in Auer et al. (2001a) wurde auf Basis von Metainformationen für die Stationen (z.B. Typ des Instruments) und statistischer Homogenitätstests durchgeführt. Diese Zeitreihe ist für die vergletscherten Gebiete der Hohen Tauern repräsentativ. Abbildung Abb. 5.12 zeigt die statistische Verteilung der saisonalen und monatlichen Mittelwerte der Lufttemperaturen. Dabei ist das Jahr 2003 in drei von den vier Abbildungen weit außerhalb der angepassten Normalverteilung. Nur im Juli (Abb. 5.12b) ist 2003 in der Verteilung, jedoch eindeutig auf dem „warmen Ast“. Verglichen mit der Grafik aus Schär et al. (2004), wo saisonale und monatliche Lufttemperaturen von Schweizer Stationen für den Zeitraum 1864 bis 2000 gezeigt werden und der bisherige Rekordhalter das Jahr 1947 war, waren es am Sonnblick die Jahre 1983 und 1992 auf dem gleichen Rang. (Abb. 5.12d). 1947 liegt in der Sonnblick Statistik der wärmsten Sommer (JJA) auf dem sechzehnten Platz. Die Anomalie für 1983 und 1992 beträgt $T' = 2.2^{\circ}\text{C}$, berechnet mit dem 1887-2000 Mittelwert. Der entsprechende Wert für 2003 ist bei $T' = 3.9^{\circ}\text{C}$. Das entspricht einem Offset vom 4,4 fachen der Standardabweichung des langjährigen Mittels. Die extremste Abweichung der Monatsmittelwerte der Lufttemperaturen trat im Juni 2003 mit $+5.6^{\circ}\text{C}$ vom langjährigen Mittel auf.

5.2.4.2 Positive Grad-Tag-Summen als ein Maß für die Auswirkung auf die Gletscherschmelze

Seit dem ersten Einsatz von Grad-Tag-Modellen für die Massenbilanzuntersuchungen (Finsterwalder und Schunk, 1887) zeigte sich der Vorteil der guten Korrelation von Lufttemperatur und Eisschmelze. Um das Potential für die Eisschmelze des Goldbergkees der letzten 118 Jahre zu quantifizieren, wurden die Summen der positiven Grad-Tage während der Ablationsperiode (von Mai bis September) von 1887 bis 2005 errechnet (siehe Abb. 5.13).

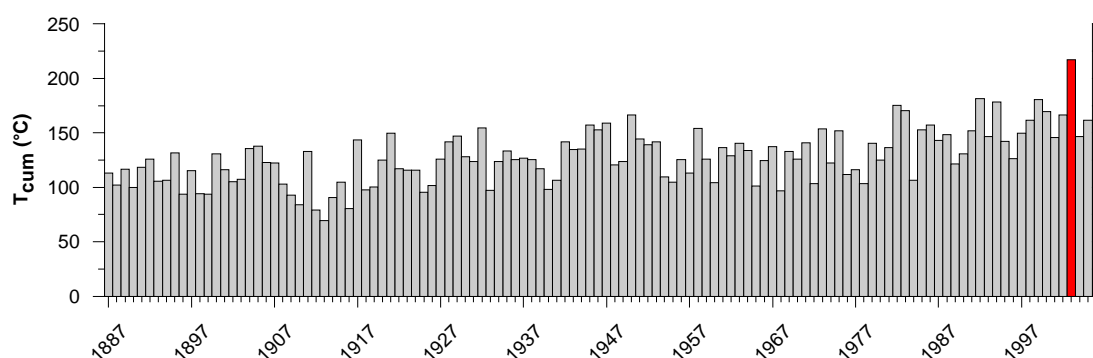


Abb. 5.13: Mittelwert für die Ablationsperiode (von Mai bis September) der monatlichen positiven Grad-Tag-Summen, berechnet für eine Höhe von 2450 m ü.d.A. Datengrundlage waren Tagesmittelwerte der Lufttemperaturen vom Sonnblick Observatorium von 1887 bis 2005. Abbildung basierend auf Schöner et al. (2004) und erweitert mit den Daten der Jahre 2004 und 2005. Der rote Balken zeigt das Jahr 2003.

Dazu wurden die Tagesmittelwerte der Lufttemperaturen vom Sonnblick mit einem konstanten Gradienten von $0.65^{\circ}\text{K}/100\text{ m}$ auf eine Höhe von 2450 m ü.d.A. rückgerechnet. Diese Höhe wurde gewählt, um eine repräsentative Höhe für das Ablationsgebiet des Goldbergkees anzunehmen. Abb. 5.13 zeigt, wie deutlich das Jahr 2003 mit einem Mittel der Monatssumme der positiven Grad-Tage von 217°C aus der Reihe herausragt. Der Minimum Rekordhalter war das Jahr 1913 mit einer Summe von nur 70°C . Der langjährige Mittelwert (1887-2000) liegt bei 126°C .

5.2.4.3 Massenbilanz des Goldbergkees

Das Goldbergkees hatte in den letzten 17 Jahren sieben Jahre mit positiven oder ausgeglichenen spezifischen Massenbilanzen (siehe Abb. 5.14a). Verglichen mit den Massenbilanzdaten von neun Gletschern in den Alpen (Frauenfelder et al., 2005) fällt die Bilanz des Goldbergkees weniger negativ aus. Trotzdem ist die Bilanz des Jahres 2002/2003 die negativste, welche je beobachtet wurde. Nach Frauenfelder et al. (2005) wurde das 2003er Mittel für die Alpengletscher mit -2.5 m w.e. berechnet. Das Goldbergkees bilanzierte mit -1.8 m w.e. . Abb. 5.14b veranschaulicht, dass bei der spezifischen Winterbilanz des Goldbergkees kein Ausreißer auftrat. Das impliziert, dass die stark negative Jahresbilanz von 2002/2003 lediglich vom Sommer abhängt und nicht durch den Winter bestimmt wurde. Hoinkes (1971) beschrieb bereits, dass das Klima des Sommers den Haupteinfluss auf die Massenbilanz von Alpengletscher hat.

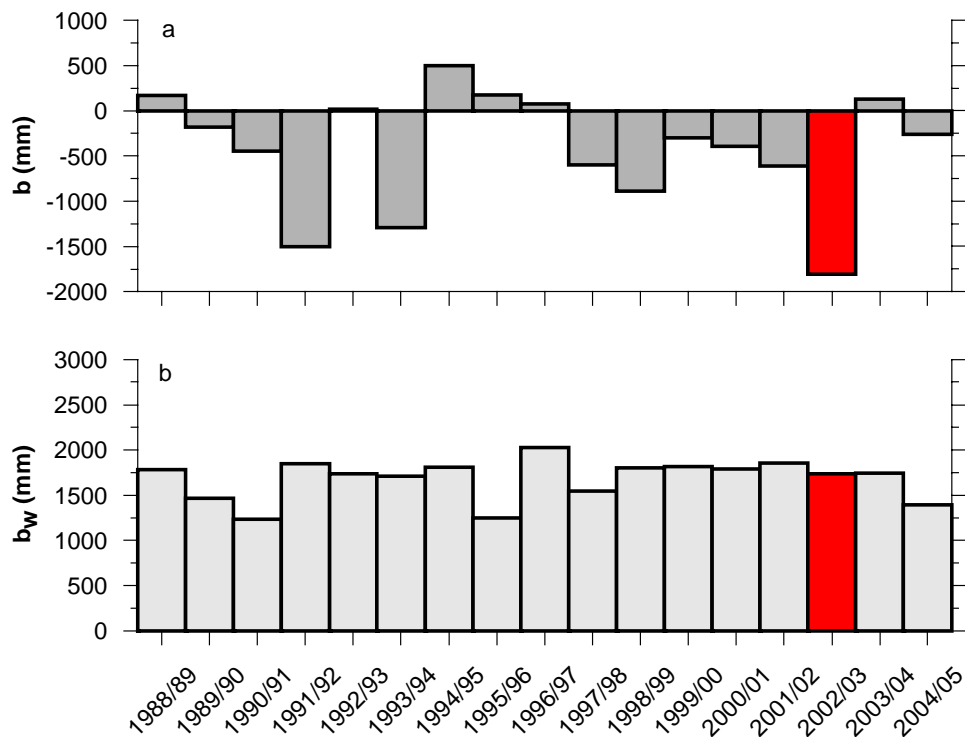


Abb. 5.14: Spezifische Jahresbilanz b (mm) und Winterbilanz b_w (mm) des Goldbergkees nach Auer et al. (2002), Schöner et al. (2004) und mit den Daten 2003/04 und 2004/05 erweitert. Die roten Balken zeigen das Jahr 2003.

Der Jahresniederschlag (Oktober 2002 bis September 2003) am Sonnblick lag bei 2500 mm, das sind etwa 180 mm weniger als der langjährige Schnitt. Der langjährige Mittelwert der Sommerniederschlagssummen (JJA) beträgt 730 mm (Basis: Klimanormalperiode 1961-90; Auer et al., 2002). 2003 wurden für diesen Zeitraum 550 mm gemessen. Für den August liegt der langjährige Schnitt bei 230 mm und 2003 wurden 140 mm gemessen. Dabei gilt anzumerken, dass von dieser Niederschlagssumme 60% an den letzten beiden Augusttagen verzeichnet wurden. Weiters wurden am Sonnblick Observatorium in der Zeit vom ersten Juni bis zum 31sten August 2003 nur drei Tage mit Schneefall beobachtet (Schöner et al., 2004). Diese Tatsache und ein Sahara-Sandsturm im November 2002 (Schöner et al., 2004 und Abb. 5.15 links) hatten extremen Einfluss auf die extrem niedrige Albedo der Gletscheroberfläche. Die Schneeschicht mit dem Sahara Sandstaub kam während der Schneeschmelzperiode Anfang Juli zum Vorschein (Abb. 5.15 rechts). Dieses Phänomen konnte im Zuge der Winterbilanzmessungen im Mai 2003 quantifiziert werden. Dabei wurde ein Schneeprofil mit 3.7 m Tiefe etwa 100 Höhenmeter unter dem Sonnblick Observatorium gegraben und die horizontalen Schneeschichten alle fünf Zentimeter beprobt und chemisch analysiert. Die Ergebnisse zeigten ein Maximum von 1.15 ppm Calcium in einer Tiefe von 2.55 m von der Oberfläche. Die mittlere Calcium-Konzentration des gesamten vertikalen Profils wurde mit 0.19 ppm bestimmt. Diese hohe Calcium-Konzentration konnte dem Sahara-Sandsturm im November 2002 zugeordnet werden (Schöner et al., 2004).



Abb. 5.15: Links: Das Sonnblick Observatorium unmittelbar nach dem Sahara-Sandsturm (Foto: Ludwig Rasser, Beobachter am Sonnblick). Rechts: Ausapernde Sahara Sandstaubschicht am 08.07.2003 im Zungenbereich des Goldbergkees, Blickrichtung Eisbruch (Foto: Hugo Seitz)

5.2.4.4 Extremer Eisschmelzabfluss

Der Spitzenschmelzabfluss, jener Abfluss, der ohne unmittelbaren Einfluss von Niederschlägen entsteht, wurde an der Pegelstation am Gebietsauslass mit $1.94 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (= 2.6 mm/h) am fünften August 2003 um 14:00 Uhr (MEZ) beobachtet. Das letzte Niederschlagsereignis wurde vier Tage davor am ersten August 2003 beobachtet.

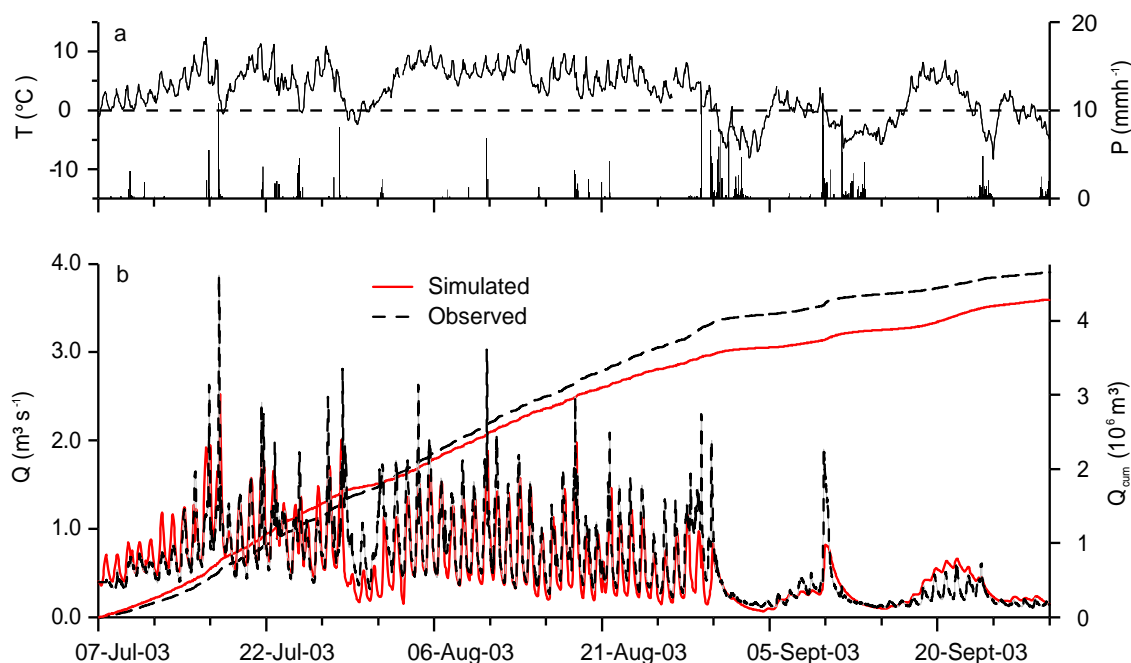


Abb. 5.16: Stündlich beobachtete Daten der Lufttemperatur T ($^{\circ}\text{C}$) und des Niederschlags P (mm h^{-1}) am Sonnblick Observatorium und beobachtete und simulierte Abflüsse Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) am Gebietsauslass des Goldbergkees Einzugsgebietes. Die ansteigenden Linien in der unteren Darstellung (b) zeigen die kumulierten Abflüsse Q_{cum} (10^6 m^3) für die Periode der Abflussbeobachtungen vom 7. Juli bis zum 30. September 2003.

Da dieses Schmelzereignis ohne Niederschlagseinfluss auftrat, kann davon ausgegangen werden, dass das Schmelzereignis ausschließlich ein Ergebnis der hohen Lufttemperaturen von $+10^{\circ}\text{C}$ um 14:00 Uhr und $+11^{\circ}\text{C}$ um 17:00 Uhr am selben Tag in 3106 m ü.d.A. war. Das Maximum der Globalstrahlung betrug an diesem Tag um 13:00 Uhr 989 Wm^{-2} . Der minimale Abfluss wurde um 7:00 Uhr mit $0.48 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ gemessen. Das ergibt eine Amplitude der Abflussganglinie von $1.46 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (der Abfluss steigt dabei sieben Stunden lang). Für dasselbe Schmelzereignis wurde mit PREVAH ein Spitzenabfluss von $1.58 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (= 2.1 mm/h) modelliert, aber um zwei Stunden versetzt (siehe Abb. 5.16). Im Zuge der Modellierung mit PREVAH wurde für den fünften August eine verbleibende Schneebedeckung von 11% des gesamten Einzugsgebietes berechnet.

Abb. 5.17 zeigt den Anteil der Eisschmelze am Gesamtabfluss. Der Anteil der Eisschmelze steigt kontinuierlich von Mitte Juni an und hat das Maximum im August. Die Abflusssaison begann 2003 um den 25sten April mit einem hohen Schneeschmelzanteil.

Die größten Abflüsse der gesamten Saison wurden während der Schneeschmelzperiode modelliert. Für diese Zeit gab es aber keine Abflussbeobachtungen.

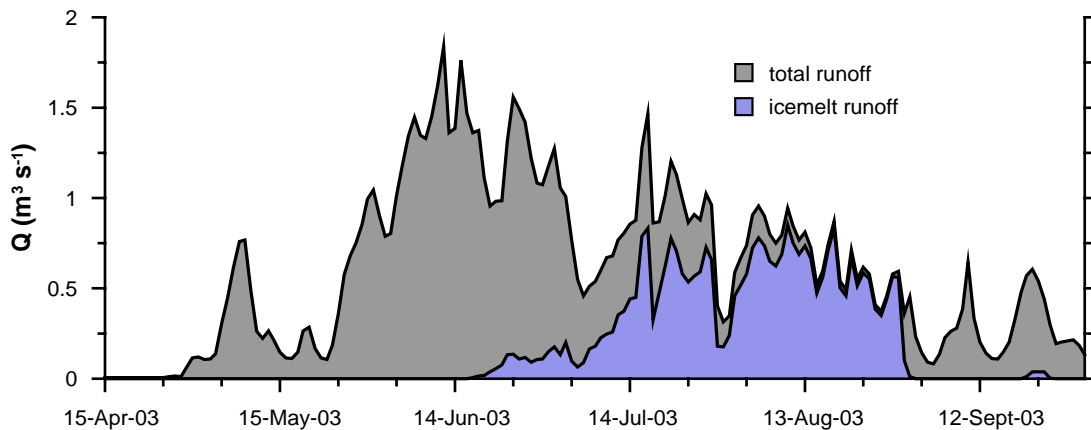


Abb. 5.17: Simulierte Tagesmittelwerte des Gesamtabflusses (dunkel grau) und des Eisschmelzanteiles (hellblau) am Gebietsauslass des Goldbergkees, beide in Q ($m^3 s^{-1}$)

Zur Validierung der Modellierung der Eisschmelze wurden die Ergebnisse einzelner HRU's mit den Ablesungen von Ablationspegeln verglichen. Dabei wurde ein Pegel im oberen und einer im unteren Teil des Goldbergkees herangezogen (siehe Abb. 5.11, Pegel a und b). Die Ergebnisse dieses Vergleiches sind in Abb. 5.18 dargestellt.

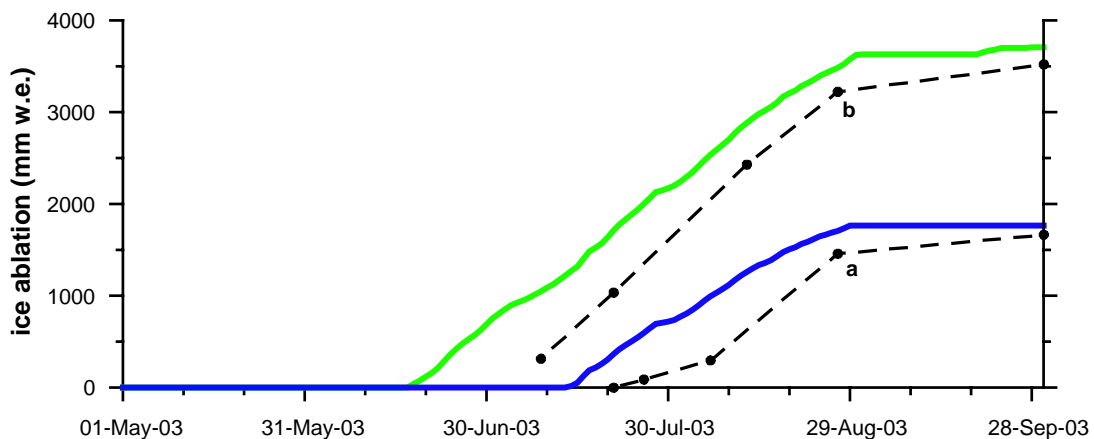


Abb. 5.18: Beobachtete vs. simulierte kumulative Eisablation (mm w.e.) an den ausgewählten Ablationspegeln 'a' und 'b'. Simulierte Werte sind als farbige und gemessene Werte als gestrichelte Linie mit Punkten zum Zeitpunkt der Ablesung dargestellt. Die 'a' Linie wird mit der blauen Linie und die 'b' Linie mit der grünen Linie verglichen.

Die Ablationspegel wurden zu je fünf Zeitpunkten abgelesen. Die Simulation wird als kumulierte Funktion der täglichen Eisschmelze gezeigt. Der zeitliche Beginn der Eisschmelze hängt davon ab, wann die Gletscheroberfläche schneefrei wird. Die Modellierungsergebnisse zeigen den Startzeitpunkt etwa zehn Tage zu früh (Abb. 5.18). Danach passen die Ergebnisse der Simulation mit den Messungen immer besser zusammen. Der untere Ablationspegel 'b' zeigt am Ende der Ablationsperiode noch

immer eine Abweichung von 180 mm. Die Abweichung am Pegel 'a' beträgt 100 mm am Ende der Ablationsperiode. Die Gradienten, dargestellt in Abb. 5.18 wurden sehr gut erfasst und werden in Tab. 5.3 quantifiziert. Die etwas flacheren Gradienten der Simulation werden durch die zu früh beginnende Ausaperung kompensiert, so dass die Summe wieder übereinstimmt.

Tab. 5.3: Gegenüberstellung der simulierten und beobachteten Gradienten der Eisabschmelzung an den Pegeln 'a' und 'b'

Phase	Eispegel 'a'		Eispegel 'b'	
	steiler Anst. (26.07. – 27.08.2003)	flacher Anst. 27.08. – 30.09.2003)	steiler Anst. (09.07. – 27.08.2003)	flacher Anst. 27.08. – 30.09.2003)
	simuliert [mm·d ⁻¹]	beobachtet [mm·d ⁻¹]	simuliert [mm·d ⁻¹]	beobachtet [mm·d ⁻¹]
steil	35	43	50	59
flach	2	6	6.5	9

Der in Abb. 5.18 zu sehende Knickpunkt beim Übergang vom in Tab. 5.3 erwähnten steilen zum flachen Anstieg stimmt nicht exakt überein. Die letzte Pegelablesung erfolgte am 27.08.2003, und am 29.08.2003 wurde Schneefall beobachtet, der dafür sorgte, dass auch in der Simulation die Eisschmelze reduziert wurde.

Die monatliche Wasserbilanz in Abb. 5.19 zeigt den modellierten Schneespeicher des Einzugsgebietes (schwarze Linie) mit einem Maximum von 1630 mm am 27sten April.

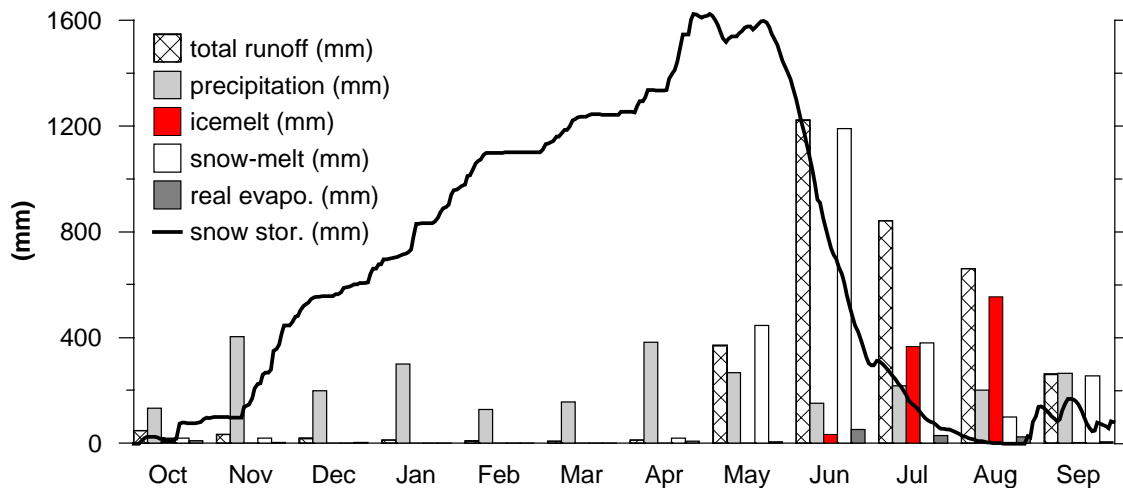


Abb. 5.19: Simulierte Monatsbilanz der wichtigsten hydrologischen Komponenten (Balken) und Tageswerte des simulierten Schneespeichers (schwarze Linie) für das Goldbergkees Einzugsgebiet 2002/2003.

Als ein Ergebnis der Winterbilanzmessungen am vierten Mai 2003 wurde die maximale Akkumulation mit 1730 mm ermittelt (Hynek & Schöner, 2004; siehe Abb. 5.14b und Tab. 5.4). Der akkumulierte Schnee wurde in den Monaten Mai, Juni, Juli und August, mit dem

Hauptanteil im Juni geschmolzen (1190 mm, siehe Abb. 5.19). Die Eisschmelze hatte das Jahresmaximum im August bei 555 mm, was 83% des monatlichen Gesamtabflusses entspricht. Das Maximum der täglichen Eisschmelze wurde für den 18. August 2003 mit 26 mm berechnet, das entspricht 95% des Tagesabflusses. Das stündliche Maximum wurde für denselben Tag um 17:00 Uhr (MEZ) mit 2.5 mm (= 97%) modelliert. Der Hauptteil der Eisschmelze tritt im Juli und August auf. Im September wurde diese durch eine starke Abkühlung und Neuschneefälle wieder drastisch reduziert (Abb. 5.16, Abb. 5.17 und Abb. 5.19). Tab. 5.4 zeigt die Hauptkomponenten der Jahresbilanz. Der angeführte Wert für den Gesamtabfluss von 3490 mm wurde in dem nahezu ausgeglichenen Jahr 2004/2005, mit 2956 mm nicht erreicht (Koboltschnig et al., submitted - a), wobei der Jahresniederschlag um 200 mm höher lag. Dieses Ergebnis für 2002/2003 ergibt sich aus der extremen Eisschmelze von 970 mm (bezogen auf das Einzugsgebiet), die zum Gesamtabfluss beitragen (siehe Tab. 5.4). Der entsprechende Wert lag 2004/2005 bei 280 mm. Die Verdunstung wurde nach Penman (1956) und Monteith (1965) für das gesamte Jahr mit 145 mm modelliert. Dieser modellierte Wert wurde nicht mit Messungen evaluiert.

Tab. 5.4: Modellierte vs. beobachtete Jahresbilanzgrößen des Einzugsgebietes und des Gletschers Goldbergkees. Beobachtete Niederschläge sind kumulierte monatliche Niederschlagssummen gemessen mit Totalisatoren.

Modellierte Werte (PREVAH)	Beobachtete Werte	
Geb. NS (+50% Schneekorr.)	2800 mm N bei TG3 (Okt. 2002–Sept. 2003)	2328mm
Jahresabflusshöhe	3490 mm N am Sonnblick (Okt. 2002–Sept. 2003)	2517mm
Abflusshöhe während d. Beob.	1581 mm Q Pegel GOK (8. Juli–30. Sept. 2003)	1696mm
Jährliche Schneeschmelze	2430 mm	
Eisschmelze (bez. auf das EG)	970 mm	
Eisschmelze (bez. auf d. Gletscher)	1840 mm spez. Eisablation Goldbergkees	1806mm
max. Schneeakkumulation	1630 mm spez. Winterbilanz Goldbergkees	1734mm
Verdunstung	145 mm	

5.2.5 Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 5.2

Die Analyse der langjährigen Zeitreihe der Lufttemperatur vom Sonnblick Observatorium zeigte den Sommer von 2003 als absolut herausragendes Ereignis. Die Auswirkungen auf das vergletscherte Einzugsgebiet des Goldbergkees konnte mit Hilfe der Massenbilanzmessungen quantifiziert werden, und wieder wurde ein Rekord gebrochen. Im August erreichte der Anteil der Eisschmelze am Gesamtabfluss das Maximum mit fast 90%. Damit wird aufgezeigt, dass der Eisschmelzebeitrag eine sehr wichtige Rolle für den Wasserhaushalt während trockener und heißer klimatischer Perioden spielt. Speziell die Modellierung von Niederwasserabflüssen in vergletscherten Einzugsgebieten braucht die

Information über den Beitrag der Gletscherschmelze. Die Generierung des stündlichen Abflusses eines so kleinen hochalpinen Einzugsgebietes benötigt verlässliche und repräsentative meteorologische Eingangsgrößen. Obwohl die Inputdaten für die Berechnung der Schneeakkumulation und die Schmelzmodellierung auf die Lufttemperatur und den Niederschlag beschränkt sind, treten die Hauptprobleme durch Datenlücken und Schwierigkeiten bei der Regionalisierung auf. Die Gegenüberstellung in Tab. 5.7 zeigt, dass eine genaue Simulation der Schneeakkumulation und der Jahresabschmelzung möglich ist.

Die maximale Schneeakkumulation und der Zeitpunkt des Ausaperns des Gletschers beeinflussen direkt den Beginn der Eisschmelze. Die Modellierung des Tagesganges des Abflusses unter den extremen Auswirkungen des Sommers 2003 zeigen, dass nicht alle Modellparameter so wie für ein durchschnittliches Jahr angenommen werden können. Für diese Studie wurden die selben Parameter wie für die Studie in Kapitel 5.1 (Koboltschnig et al., submitted - a) angewendet. In einem Extremsommer wie 2003 sollten auf Grund der vollkommenen Ausaperung geringere Fließzeit für Wasser durch den Gletscher überlegt werden. Eine schnellere Fließzeit konnte durch die Phasenverschiebung des Maximums der Globalstrahlung zum Maximum des Abflusses abgeschätzt werden. Während der nahezu vollständig schneefreien Periode im August 2003 konnte eine Fließzeit bzw. eine Reaktion des Systems von nur einer Stunde ermittelt werden. Die Änderung bzw. die Variabilität der Fließzeit durch den Gletscher hängt stark von der Entwicklung des interglazialen Abflusssystem ab (Fountain und Walder, 1998). Es wird angenommen, dass das System der interglazialen Abflusskanäle durch die extreme Schmelze stark erweitert wurde und der gesamte Gletscher durch seine schneefreie und fast firnfreie Oberfläche charakterisiert war. Aufgrund der geringen Albedo der Gletscheroberfläche während des Sommers 2003 (Paul et al., 2005) können höhere Eisschmelzraten angenommen werden. Die Albedo des Eises ist nicht über den gesamten Gletscher gleich verteilt, was wiederum zu unterschiedlichen Ergebnissen für die Ableitung der Ablationspegel und die simulierten Schmelzraten führen kann – einige der beobachteten Eispegel befanden sich in dunklerem Eis. Bei der Überlegung möglicher klimatischer Zukunftsszenarien, wo Temperaturanstiege bis zu 4°C für den Alpenraum prognostiziert werden, ist anzumerken, dass der Beitrag der Gletscherschmelze zum Gesamtabfluss auf Grund der abnehmenden Fläche immer kleiner wird. Größere Eisschmelzbeiträge sind nur unter noch extremeren Klimabedingungen möglich (Koboltschnig et al., submitted - b).

5.3 Szenariensimulation am Beispiel des Goldbergbach Einzugsgebietes: wäre der Extremsommer von 2003 bei dem Gletscherstand von 1979 aufgetreten

Die Inhalte dieses Kapitels wurden im Juni 2006 für die „Annals of Glaciology“ eingereicht (Koboltschnig et al., in print). Jene Teile, die mit dem Methodik – Teil dieser Arbeit übereinstimmen, wurden gestrichen. Folgend eine deutschsprachige Version der Publikation.

5.3.1 Kurzfassung

Diese Studie vergleicht die modellierten hydrologischen Verhältnisse des Goldbergkees bei zwei unterschiedlichen Gletscherständen auf Grund des extrem heißen und trockenen Sommers von 2003. Dazu wurden der Gletscherstand von 2003 und der um 29% größere Gletscherstand von 1979 herangezogen. Die Gebietsabflüsse wurden mit PREVAH mit einem stündlichen Zeitschritt simuliert. Das Einzugsgebiet wurde auf Basis von DHM- und Landbedeckungsinformation in HRUs unterteilt. Das hydrologische Modell wurde mit den meteorologischen Daten vom Observatorium am Sonnblick angetrieben. Das Interesse dieser Studie liegt darin, zu erfahren, welche Auswirkung die Änderung der Gletscheroberfläche bei gleich bleibenden meteorologischen Inputgrößen auf die Monats- und Jahreswasserbilanz und die Ganglinie der stündlichen Abflüsse hat. Die Ergebnisse der Simulation des Jahres 2003 und des hypothetischen Jahres 1979 zeigen Hauptunterschiede beim Abfluss in der Periode von Juli bis August bedingt durch den höheren Eisschmelzbeitrag. Auf Grund der Verwendung desselben meteorologischen Inputs wird bei beiden Simulationen dieselbe Schneeakkumulation und Schneeschmelze simuliert. Der Jahresabfluss für 1979 würde um 12% und stündliche Abflüsse um bis zu 35% höher ausfallen.

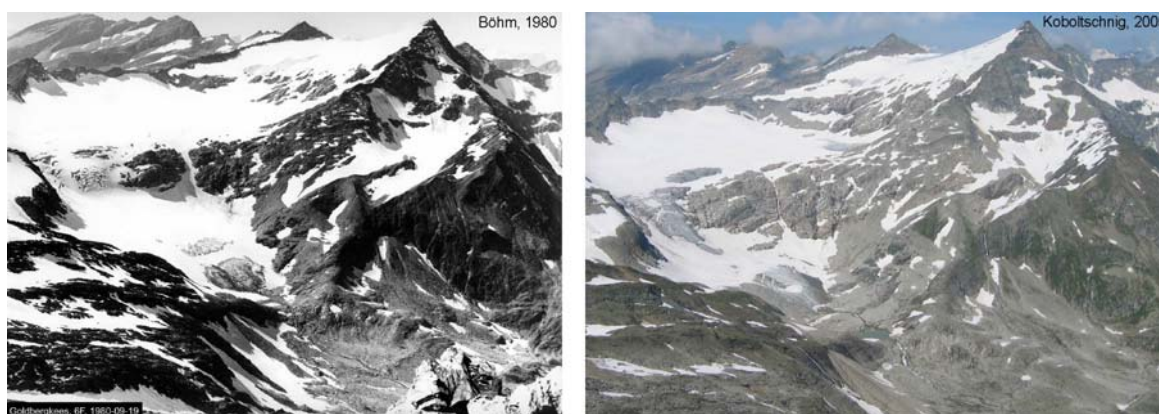


Abb. 5.20: Aufnahmen vom Goldberggletscher von einem benachbarten Berg (Herzog Ernst 2933 m ü.d.A.). Das linke Bild wurde am 19. September 1980 und das rechte Bild am 28. Juli 2005 aufgenommen.

5.3.2 Einleitung zum Kapitel 5.3

Gletscher haben die Fähigkeit den Wasserhaushalt alpiner Einzugsgebiete während warmer und trockener Perioden zu regulieren und auszugleichen. Der Abflussanteil der

Eisschmelze während des Sommers hängt stark vom vergletscherten Anteil des Einzugsgebietes, der aperen Oberfläche und der Zeitspanne, in welcher das Eis der solaren Strahlung ausgesetzt ist und den klimatischen Bedingungen im Einzugsgebiet ab. Der Sommer 2003 wurde als ein herausragendes, ganz Europa betreffendes Ereignis verzeichnet (Beniston, 2004; Schär et al., 2004). Analysiert man die langjährigen klimatologischen Zeitreihen vom Sonnblick Observatorium – von 1886 bis heute - (Auer et al., 2002), so kann gezeigt werden, dass die mittlere Sommerlufttemperatur (Juni, Juli, August) im Jahr 2003 um 3.9°C überschritten wurde. Die mittlere Sommerlufttemperatur der Periode 1961-1990 wurde um 3.7°C überschritten (siehe Tab. 5.5 und Kapitel 5.2.4.1). Die "heißen" und "trockenen" Bedingungen des Sommers 2003 hatten eine extreme Auswirkung auf die Gletscherschmelze und machten die Massenbilanz des Haushaltsjahres 2002/2003 am Goldbergkees zur negativsten aller je beobachteten (Schöner et al., 2004; Hynek & Schöner, 2004; siehe auch Kapitel 5.2.4.3).

Tab. 5.5: Monatliches Mittel der Lufttemperaturen und monatliche Niederschlagssummen am Sonnblick Observatorium: Vergleich der langjährigen Mittelwerte (1961-90) mit dem Jahr 2003. JJA steht für das Mittel bzw. die Summe der Periode Juni, Juli und August.

	T ₁₉₆₁₋₉₀	T ₂₀₀₃	P ₁₉₆₁₋₉₀	P ₂₀₀₃
	°C	°C	mm	mm
Jun.	-0.6	+4.6	250	172
Jul.	+1.8	+3.3	249	232
Aug.	+1.8	+5.9	230	144
JJA	+1.0	+4.7	729	548
Jahr	-5.7	-4.4	2680	2810

Tab. 5.5 zeigt, dass Juni und August 2003 im Vergleich zu den langjährigen Mittelwerten (Klimanormalperiode 1961-1990, Auer et al., 2002) herausragend warm und trocken waren. Vergleicht man aber den Jahresniederschlag und die mittlere Jahrestemperatur, so kann keine Anomalie für 2003 gezeigt werden. Weiters muss erwähnt werden, dass 60% des August Niederschlages an den letzten drei Tagen des Monats gefallen waren und das bei den ersten leicht negativen Lufttemperaturen des Monats. Die beobachteten Abflüsse des Sommers 2003 zeigen ausgeprägte Tagesschwankungen, die durch die Eisschmelze und hohe Spitzenabflüsse in Zeiten ohne Niederschlag geprägt sind (siehe Abb. 5.22a und b). Collins (2005) gibt einen Überblick über die zeitliche Variationen des Klimas und die Änderung von Abflüssen. Es wird dabei erwähnt, dass die meisten seit der maximalen Ausdehnung am Ende der Kleinen Eiszeit schrumpfenden alpinen Gletscher bereits ihren maximalen Abflussbeitrag etwa am Beginn des letzten Jahrhunderts leisteten. Obwohl dieser extreme Sommer von 2003 beobachtet wurde und möglicherweise noch extremere Sommer in Zukunft folgen könnten, werden die bereits stark reduzierten Gletscherausdehnungen keine extremen Abflussbeiträge mehr zulassen.

In diesem Abschnitt wird eine Studie präsentiert, bei welcher die hydrologische Reaktion eines vergletscherten Einzugsgebietes unter den extremen Klimabedingungen von 2003 mit einem historischen Gletscherstand von 1979 verglichen mit der Reaktion bei einem aktuellen Gletscherstand von 2003 simuliert wird. Die Ergebnisse zeigen keine proportionale Reaktion des Eisschmelzbeitrages im Vergleich zur Änderung des Gletscherstandes. Der 1979er Gletscherstand wurde auf Grund der Verfügbarkeit der Daten (Karten und Höhenmodell) und eines großen Unterschiedes der geänderten Gletscheroberfläche herangezogen. Ähnliche Studien präsentieren die Beurteilung der Auswirkungen auf vergletscherte Einzugsgebiete auf Grund eines möglichen, zukünftigen Klimawandels, die durch eine Verdopplung von CO₂ angetrieben werden (Rees und Collins, 2006; Braun et al., 2000; Singh und Kumar, 1997). Diese Studie beschäftigt sich mit dem Vergleich, um aktuelle Klimaereignisse und deren Auswirkungen auf den Abfluss vergletschertes Gebiete einordnen zu können.

5.3.3 Gletscheränderung im Untersuchungsgebiet von 1979 bis 2003

Das Einzugsgebiet des Goldbergkees hat eine Fläche von 2.72 km², wovon 2003 1.42 km² (= 52%) und 1979 1.93 km² (= 71%) vergletschert waren (siehe Abb. 5.21). Die Hauptunterschiede, die sich auf Grund der Änderung von 1979 bis 2003 ergaben sind in Tab. 5.6 dargestellt.

Tab. 5.6: Absoluter und relativer Flächenanteil der 100 m Höhenzonen der Gletscherausdehnungen von 1979 und 2003, der relative Anteil bezieht sich auf die Einzugsgebietsfläche von 2.72km²

Höhenzone m	Gletscheroberfläche 2003 in %	Gletscheroberfläche 2003 in km ²	Gletscheroberfläche 1979 in %	Gletscheroberfläche 1979 in km ²
2300-2400	0.5	0.01	3.1	0.08
2400-2500	6.5	0.18	8.8	0.24
2500-2600	1.7	0.05	5.6	0.15
2600-2700	23.8	0.64	28.8	0.78
2700-2800	6.2	0.17	9.4	0.26
2800-2900	4.1	0.11	5.4	0.15
2900-3000	7.4	0.20	7.7	0.21
3000-3100	2.2	0.06	2.3	0.06
Σ	52.3	1.42	71.1	1.93

1979 waren gerade die unteren und mittleren Höhenzonen mit einer größeren Gletscheroberfläche bedeckt. Die drei obersten Höhenzonen zeigen für 1979 und 2003 nahezu die gleiche Vergletscherung. Diese Gegenüberstellung kann auch in Abb. 5.20 gesehen werden, wo die fotografischen Aufnahmen von 1980 und 2005 gegenübergestellt werden.

5.3.4 Modellanwendung im Goldbergkees Einzugsgebiet

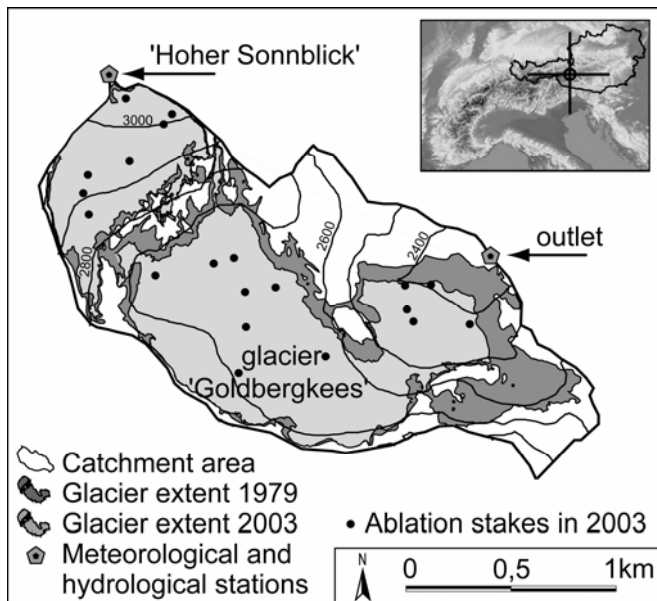


Abb. 5.21: Gegenüberstellung der Gletscherstände 1979 (dunkel grau) und 2003 (hell grau) des Goldbergkees. Die schwarzen Punkte zeigen die Verteilung der 20 Ablationspegel während der Ablationsperiode 2003.

Auch für diese Untersuchung wurde das kalibrierte Modell PREVAH (siehe Kapitel 5.1) angewendet. Das hydrologische Jahr 2002/2003 wurde mit dem DHM von 1998 (Auer et al., 2002) und dem Gletscherstand von 2003, welcher aus den Orthofotos vom September 2003 (AKL, 2003) digitalisiert wurde, gerechnet. Die Simulation des hypothetischen hydrologischen Jahres 1978/1979 wurde auf Basis eines DHM von 1979, ebenfalls aus einem Orthofoto digitalisiert gerechnet. Das 1998er Höhenmodell wurde mit photogrammetrischen Methoden erstellt (Auer et al., 2002) und das 1979er Höhenmodell ist eine Adaptierung des 1998er Modells,

indem aus der ÖK 50 die Schichtenlinien digitalisiert wurden. Alle weiteren Modelleinstellungen, wie die Parametrierung und die HRU – Bildung wurde gleich wie im Kapitel 5.2.3.2 durchgeführt. Durch den geänderten topographischen Modellinput für die 1979er Simulation ergeben sich 850 HRUs und 231 MU. Der meteorologische Input war für beide Simulationsläufe derselbe.

5.3.5 Ergebnisse und Diskussion dieser Studie

Der Vergleich der beobachteten und simulierten Abflüsse der Periode vom 7. Juli 2003 zum 30. September 2003 ist in Abb. 5.22c und das zugehörige Streudiagramm in Abb. 5.23 dargestellt. Die Modellgüte für die Periode der Abflussbeobachtungen wurde nach Nash und Sutcliffe (1970) mit $R^2 = 0.65$ berechnet. Der simulierte Abfluss tendiert dazu die Simulationen zu unterschätzen, das ist auch in der Darstellung der Kurven der kumulativen beobachteten und simulierten Abflüsse zu sehen (Abb. 5.22c). Das Streudiagramm zeigt das Gleiche und, dass die größten Beobachtungen nicht so hoch simuliert wurden. Dadurch kann angenommen werden, dass sich die meisten Unterschätzungen der modellierten Abflüsse auf Grund fehlender bzw. zu geringer gemessener Niederschlagssignale ergeben. Für diese Simulationen stehen nur die beobachteten Niederschläge vom Observatorium am Sonnblick zu Verfügung. Die ausgeprägten Tagesschwankungen der simulierten Eisschmelze, welche sich aus der

Tagesschwankung der Lufttemperatur und dem Tagesgang der Globalstrahlung ergeben, sind in Abb. 5.22a dargestellt.

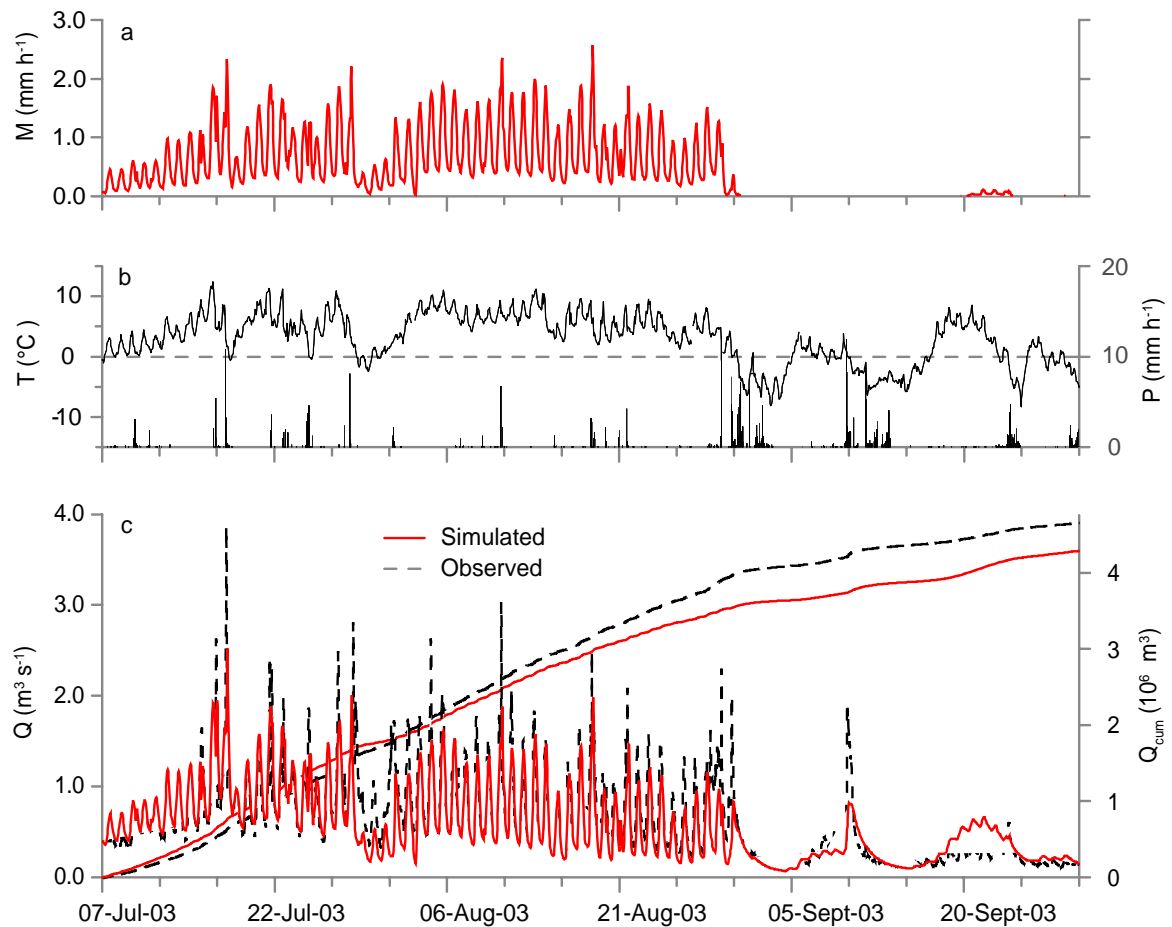


Abb. 5.22: a: simulierte Eisschmelze als Gebietsmittelwert M (mm h^{-1}); b: stündliche Lufttemperatur T ($^{\circ}\text{C}$) und Niederschlag P (mm h^{-1}) am Hohen Sonnblick Observatorium; und c: beobachteter und simulierter Abfluss Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) am Gebietsauslass des Goldbergkees Einzugsgebietes, die ansteigenden Kurven sind kumulative Abflüsse Q_{cum} (10^6 m^3) für die Periode der Beobachtungen: 7.7. bis 30.9.2003

Auf Grund nahezu schneefreier Bedingungen im August 2003 hat die Schmelze des blanken Gletschereises am stärksten zum Gesamtabfluss beigetragen. Etwa 86% des Gesamtabflusses im August 2003 entstammten der Eisschmelze (siehe Abb. 5.25a). Im Juli 2003 hatte die Eisschmelze einen Anteil von 47% am Monatsgebietsabfluss. Für die gesamte Modellierungsperiode 2002/2003 wurde mit PREVAH eine Gletscherabschmelzung von -1830 mm errechnet (bezogen auf den Gletscherstand von 2003). Dieses Ergebnis ist mit der gemessenen spezifischen Gletscherjahresbilanz des Goldbergkees vergleichbar, die nach Hynek & Schöner (2004) mit -1806 mm beziffert wird, und auch als die negativste aller beobachteten Massenbilanzen eingestuft wurde. In der Jahresbilanz schlägt sich die Eisschmelze mit einem Anteil von 29% am Jahresabfluss nieder. Die Schneeschmelze wurde mit einem Anteil von 68% am Jahresabfluss simuliert.

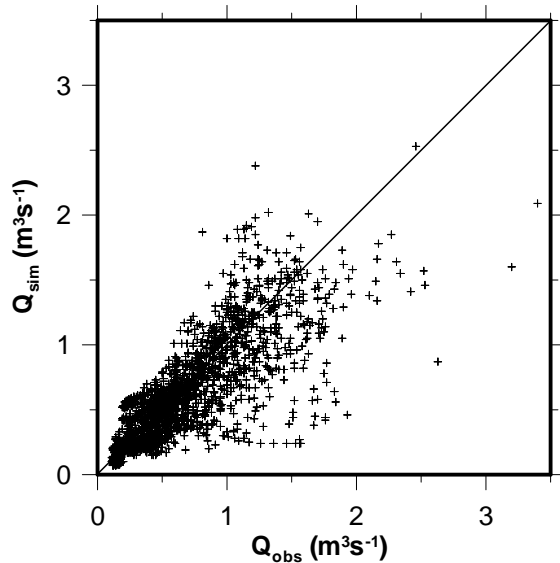


Abb. 5.23: Streudiagramm der beobachteten und simulierten stündlichen Abflüsse

+0.68 m³ s⁻¹ bei einem Spitzenabfluss von 1.98 m³ s⁻¹ (2003) berechnet (siehe Abb. 5.24). Die mittlere Abweichung der stündlichen Abflüsse der 1979er und 2003er Simulation beträgt für die Periode vom 1. Juni zum 31. August (gleiche Periode wie in Abb. 5.24) +0.13 m³ s⁻¹ und für die Periode vom 1. Juli zum 31. August 0.18 m³ s⁻¹.

Die Simulation des hypothetischen hydrologischen Jahres 1978/1979 (mit dem Gletscherstand von 1979 und dem meteorologischen Input von 2003) zeigt während der Periode bevor der Eisschmelzanteil steigt eine ähnliche Abflussganglinie wie die 2002/2003er Simulation. Dies gilt für den Bereich vom 1. Juni bis etwa Mitte Juni (siehe Abb. 5.24). Sobald der Anteil der Eisschmelze steigt, werden auch die Tagesspitzen der 1979er Simulation verglichen mit der 2003er größer. Die größte Abweichung der simulierten stündlichen Abflüsse wurde für den 18. August um 17:00 Uhr mit

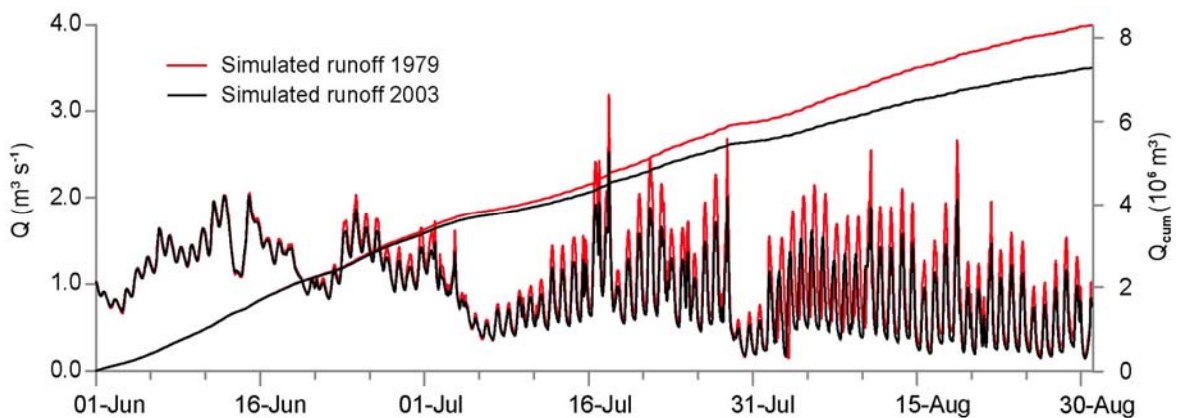


Abb. 5.24: Simulierter Abfluss 1979 (rot) vs. simulierter Abfluss 2003 (schwarz). Die ansteigenden Linien stellen den kumulativen Abfluss Q_{cum} (10^6 m³s⁻¹) für die Periode vom 1. Juni bis zum 30. August dar.

Weiters kann die mittlere Abweichung der täglichen Minima der Abflüsse angegeben werden, die für die Periode vom 1. Juli bis zum 31. August mit +0.06 m³ s⁻¹ für 1979 errechnet wurden. Die Abweichung der kumulierten Abflüsse für die Periode vom 1. Juni bis zum 31. August wird mit +1.03·10⁶ m³ für 1979 quantifiziert. Das ist etwa um 14% mehr Abfluss während dieser Periode auf Grund der größeren Gletscherausdehnung 1979. Für das gesamte hydrologische Jahr (Beginn im Oktober 1978 bzw. 2002) ergibt sich ein um 12% höherer Abfluss für 1979. Vergleicht man die Darstellung der Monatswerte für: Abfluss, Niederschlag, Eisschmelze, Schneeschmelze und Verdunstung für die

Simulationen von 1979 und 2003 (siehe Abb. 5.25a und Abb. 5.25b) so tritt die Änderung am stärksten im Juli und im August auf, eben dann, wann die Eisschmelze und der Gesamtabfluss die größten Unterschiede aufweisen. Die Eisschmelze ist schließlich der treibende Faktor für die Änderung des Gesamtabflusses. Im Juli 1979 trugen 40% und im August 1979 37% mehr Eisschmelze verglichen zu 2003 zum Abfluss bei. Im August 1979 wurde der Abfluss zu 89% aus der Eisschmelze gespeist. Die Jahresfracht der Eisschmelze wurde mit 36% des Gesamtabflusses berechnet, was in etwa 180 mm bezogen auf die vergletscherte Fläche von 1979 entspricht. Die Jahresschneeschnmelze wurde für 1979 mit 61% des Gesamtabflusses simuliert.

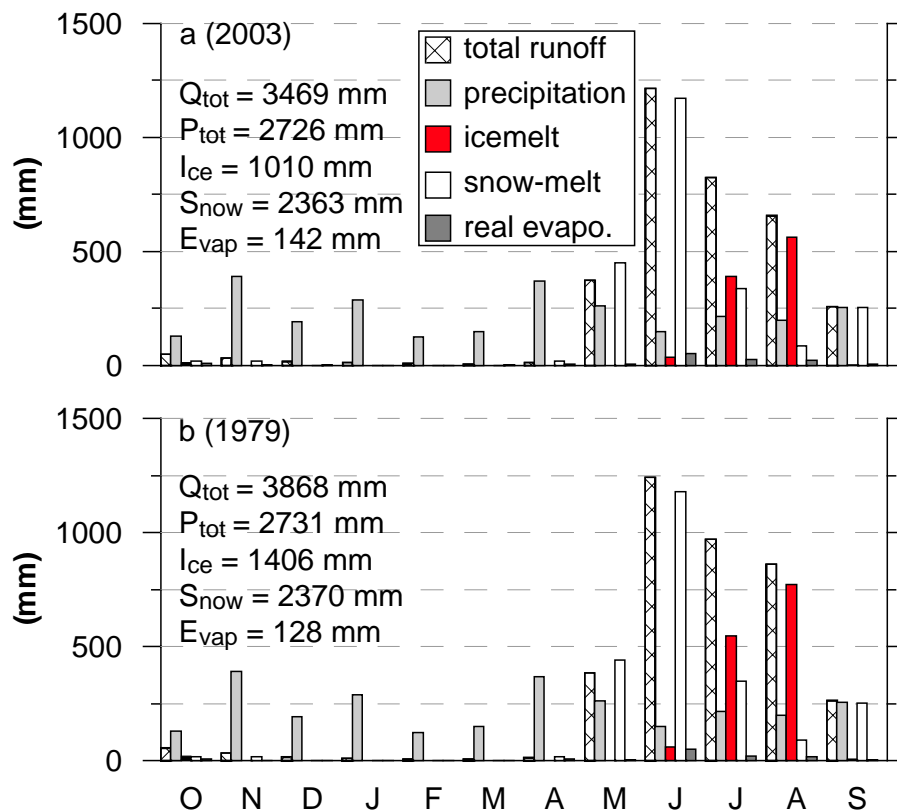


Abb. 5.25: Wasserbilanz des Goldbergkees Einzugsgebiet, die sich auf Grund der meteorologischen Inputdaten von 2003 ergibt. a: simuliert für den Gletscherstand von 2003 und b: simuliert für den Gletscherstand von 1979. Q_{tot} = gesamter Jahresabfluss, P_{tot} = Jahresgebietsniederschlag, I_{ce} = Jahreseisschmelze, S_{snow} = Jahresschneeschnmelze und E_{vap} = Jahresgebietsverdunstung.

5.3.6 Schlussfolgerungen aus dem Kapitel 5.3

Die Anwendung von PREVAH im Goldbergkees Einzugsgebiet zeigte für die Simulation des Jahres 2003 eine akzeptable Modellgüte nach Nash und Sutcliffe (1970) von $R^2 = 0.65$ für den Zeitraum der Abflussbeobachtungen. Die Modellierung hat für den August 2003 auf Grund nahezu schneefreier Verhältnisse einen Anteil von 86% Eisschmelze am Gesamtabfluss ergeben. Im Jahr 1979 wies das Goldbergkees eine um 29% größere Oberfläche im Vergleich zu 2003 auf. Die Simulationsergebnisse für das hypothetische hydrologische Jahr 1978/1979 zeigten einen um 12% größeren Jahresabfluss als für das

hydrologische Jahr 2002/2003. Der höhere Jahresabfluss von 1978/1979 ergibt sich auf Grund des größeren vergletscherten Flächenanteils des Einzugsgebietes. Im Sommer 2003 trugen 52% und im Sommer 1979 71% vergletscherte Einzugsgebietsfläche auf Grund nahezu absolute schneefreier Bedingungen zum Abfluss bei. Die topographischen Änderungen des Gletschers, bei der während der letzten 24 Jahre große Flächen im unteren Teil abschmolzen (siehe Tab. 5.6 und Abb. 5.21), resultiert in geringeren Eisschmelzraten im Juli und August 2003 von bis zu 29% verglichen mit 1979. Das ergibt sich auf Grund des Ergebnisses der simulierten spezifischen Massenbilanzen, welche für 2003 -1830 mm und für 1979 -1980 mm betragen (1979 wurde mit dem meteorologischen Input von 2003 berechnet). Ein noch größerer Unterschied der zwei verglichenen spezifischen Massenbilanzen wäre nur bei einer noch größeren vergletscherten Fläche in den unteren Gebieten des Einzugsgebietes möglich. Wären die extremen Auswirkungen des Sommers 2003 1979 aufgetreten, so hätte das in viel größeren Gletscherschmelzabflüssen resultiert. Für mögliche Zukunftsszenarien, bei welchen man noch kleinere Gletscheroberflächen annehmen müsste, bedeutet dies: um noch extremere Eisschmelzbeiträge zu produzieren, wären noch wärmere Bedingungen bzw. gleich warme Bedingungen mit längerer Dauer im Vergleich zum Sommer 2003 nötig. Für den Vergleich der stündlichen Abflüsse wurden ein paar Schlüsselwerte angegeben, um die Abweichung von 1979 auf 2003 zu quantifizieren. Die maximale Abweichung trat am 18. August mit etwa 34% auf und die mittlere Abweichung für die Periode vom 1. Juli bis zum 31. August wurde mit 24% berechnet. Die maximale Abweichung ist das Ergebnis eines Schmelzereignisses, das durch ein Regenereignis überlagert wurde. Weiters war das tägliche Minimum des stündlichen Abflusses für die selbe Periode 1979 um 14% höher. Zusammengefasst hat diese vergleichende Studie viele gut analysierbare Ergebnisse geliefert, aber primär wird das Wissen über den Flächenanteil des Gletschers in den Höhenzonen benötigt, um den Schmelzbeitrag der unterschiedlichen Gletscherstände zu simulieren.

5.4 Übertragung der Modellparameter auf das Einzugsgebiet Kleinfleißkees und Szenariensimulation

Die Ergebnisse des folgenden Kapitels wurden in der „Schriftenreihe zum Wasserbau der Technischen Universität Graz“ publiziert (Koboltschnig et al., 2006a). Alle allgemeinen, auf PREVAH bzw. auf das Einzugsgebiet bezogenen Teilkapitel wurden gestrichen, da diese Inhalte bereits in vorangegangenen Kapiteln ausführlich beschrieben wurden.



Abb. 5.26: Luftaufnahme der Goldberggruppe

Um für die Energiewirtschaft interessante Fragestellungen zu untersuchen, wurde das Kleinfleißkees als Beispieleinzugsgebiet gewählt. Es ist eines der vergletscherten Zubringergebiete der Kraftwerksgruppe Fragant der KELAG (siehe Abb. 5.27). PREVAH wurde für die Haushaltsjahre 2002/2003 und 2004/2005 gerechnet, um ein fast ausgeglichenes Jahr mit einem Jahr mit extrem negativer Massenbilanz (siehe Kapitel 5.2) zu vergleichen. Weiters wurde für die beiden Perioden ein Szenario angenommen, bei welchem die vergletscherte Oberfläche

vollkommen fehlt, also der Gletscher bereits vollkommen abgeschmolzen ist. Dadurch soll auf die ausgleichende Wirkung der Eisschmelze bei extrem trockenen und warmen Jahren (bzw. Sommern) hingewiesen werden. Im Speziellen wurden die Abflusssummen und deren Anteile, bestehend aus Schnee- und Eisschmelze, der Anteil des Niederschlags, der direkt zum Abfluss kommt und die Verdunstung auf monatlicher Basis dargestellt. Die im Goldbergkees Einzugsgebiet kalibrierten Modellparameter von PREVAH (siehe Kapitel 5.1) wurden für diese Untersuchung auf das benachbarte Kleinfleißkees Einzugsgebiet übertragen. Das hydrologische Modell konnte mit den Massenbilanzdaten der Winter- und der Jahresbilanz für das Kleinfleißkees validiert werden. Die Abflussdaten, welche unter dem Kleinfleißkees im Sommer erfasst wurden, konnten auf Grund der nur sehr kurzen verwertbaren Periode lediglich zur ungefähren Modellüberprüfung verwendet werden.

5.4.1 Die Kraftwerksgruppe Fragant

Das Kernstück der Anlage bildet der auf 2340 m ü.A. gelegene Oscheniksee (Abb. 5.27), mit 110 m der tiefste Karsee der Hohen Tauern, dessen Wasserspiegel durch drei stufenweise Dammerhöhungen über 60 m angehoben wurde. Mit 33 Mio. m³ Inhalt reicht das natürliche Einzugsgebiet von 2 km² bei weitem nicht aus, um den Speicher in einem

Jahr zu füllen. So wurde ein Beileitungssystem in mehreren Niveaus gebaut, das fast alle Abflüsse der südlichen Hänge der Goldberggruppe erfasst. Die Abflüsse werden bis zum Wurtenspeicher geleitet und können von dort über das Krafthaus Innerfragant mit einer Pumpleistung von 105 MW bis in den Oscheniksee verpumpt werden. Durch die mehrfache Nutzung der Abflüsse verfügt die Kraftwerksgruppe Fragant über eine Engpassleistung von 334 MW und ein Jahresarbeitsvermögen von über einer halben Milliarde kWh. Der höchstgelegene Speicher Zirmsee auf 2530 m ü.A. (siehe Abb. 5.26 und Abb. 5.27) dient dem Doppelspeicher Großsee – Hochwurten mit einem Stauziel von 2417 m ü.A. als Fernspeicher. Diese beiden Speicher werden von zwei im Einzugsgebiet gelegenen Gletscherbächen gespeist. Beim Hochwurtenspeicher reichte der Gletscher 1980 an der Stauwurzel in den Speichersee (Fotodokumentation in Auer et al., 2002). Beim Zirmsee wurde aufgrund der topografischen Lage der Gletscherbachfassung unter dem Kleinfleißkees eine Pumpstation für die Speicherfüllung errichtet.

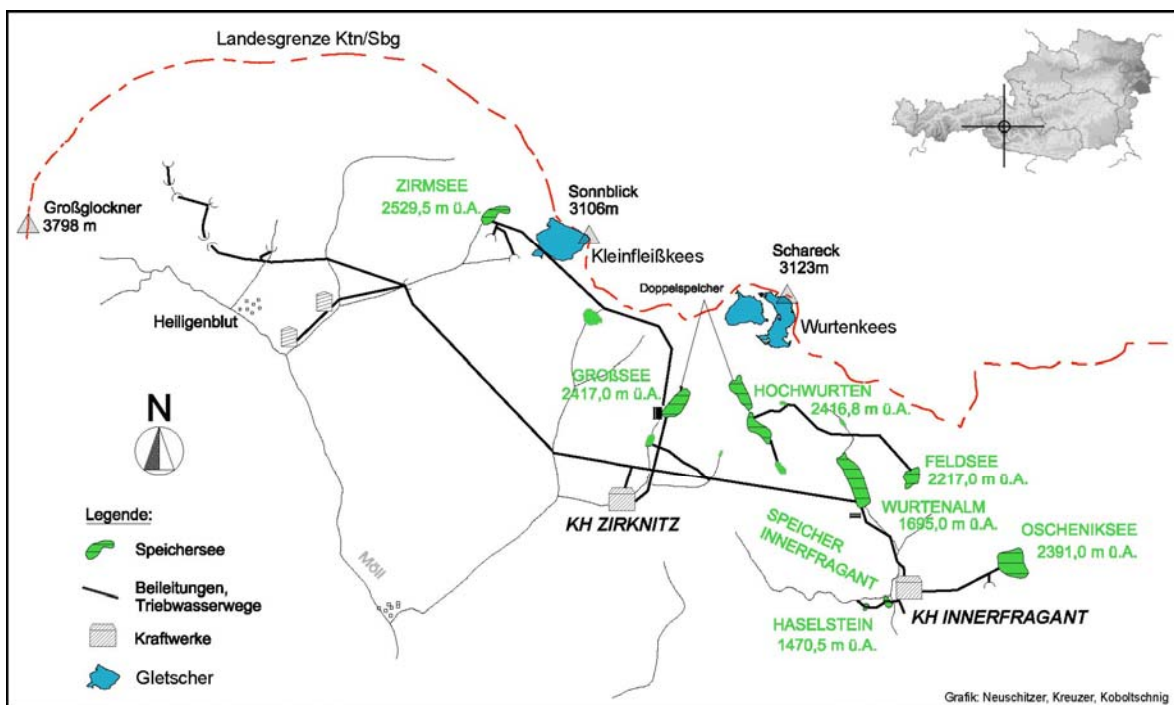


Abb. 5.27: Lageskizze der Kraftwerksgruppe Fragant im äußersten Nord-Westen Kärntens.

5.4.2 PREVAH Modellanwendung im Kleinfleißkees Einzugsgebiet

Für die Modellierung der Gletscherabflüsse wurde eine hohe zeitliche Auflösung von einer Stunde gewählt. Auf Basis eines Höhenmodells mit einer räumlichen Auflösung von 10 x 10 m und vorgegebener Landnutzungsklassifizierung wird das Einzugsgebiet in 252 HRUs unterteilt. Die Unterteilung erfolgte nach zwei Landbedeckungsklassen (Fels und Eis), zwölf Höhenzonen (50 m), fünf Expositionsklassen und vier Hangneigungsklassen. Dadurch reduziert sich die Anzahl der zu simulierenden Elemente deutlich im Vergleich zu einem vollverteilten Modell. Mit PREVAH wurde die Schnee- und Eisschmelze mit dem Verfahren nach Hock (1999) simuliert. Meteorologische Eingangsdaten wie

Lufttemperatur, Niederschlag, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit, Relative Luftfeuchtigkeit und Sonnenscheindauer konnten in stündlicher Auflösung vom Observatorium bezogen werden. Zusätzlich wurden die drei Totalisatoren (siehe Abb. 4.2), welche sich im oberen und im unteren Bereich des Einzugsgebietes des Kleinfleißkees befinden für die Gewichtung bei der Interpolation der stündlichen Niederschläge verwendet. Dadurch kommt ein realistischeres Bild mit in Richtung Tal abnehmenden Niederschlägen zustande. Für das Jahr 2005 standen auch zusätzliche Lufttemperatur Messstationen, die an den Totalisatoren TF2 und TF3 (siehe Kapitel 4.1.3) montiert wurden zur Verfügung.

5.4.3 Kurze Beschreibung des Extremsommers 2003 und Vergleich zum Sommer 2005

Bei der Modellierung wurde versucht, zwei klimatisch unterschiedliche Jahre zu simulieren, und die Reaktion und den Beitrag der Gletscherschmelze am Gesamtabfluss zu berechnen. Es wurde außerdem bei einer weiteren Simulation das Gletschermodul ausgeschaltet und damit versucht, ein Szenario ohne Beitrag der Gletscherschmelze zu rechnen. Dafür eigneten sich die Haushaltsjahre 2002/2003 und 2004/2005 besonders gut. Das Haushaltsjahr 2002/2003 war gekennzeichnet durch ein Jahresmittel der Lufttemperatur am Hohen Sonnblick von etwa -4.8°C und einer Niederschlagssumme von 2220 mm (siehe auch Kapitel 5.2). Das Haushaltsjahr 2004/2005 war gekennzeichnet durch ein Jahresmittel der Lufttemperatur am Hohen Sonnblick von etwa -5.2°C und einer Niederschlagssumme von 3094 mm. Somit ist sofort das Abweichen der Lufttemperatur als auch die niedrigere Niederschlagssumme des Haushaltsjahres 2002/2003 zu erkennen. Weiters zeigte das Haushaltsjahr 2002/2003 eine Massenbilanz des Kleinfleißkees Gletschers von -1442 mm und das Haushaltsjahr 2004/2005 eine nur schwach negative Massenbilanz von -111 mm (Hynek & Schöner, 2004; Schöner & Hynek, 2005). Die gravierenden Unterschiede dieser beiden Jahre kommen aber erst bei der Betrachtung einzelner Monate zum Vorschein. Im August 2005 zeigte das Monatsmittel eine Temperatur von $+0.8^{\circ}\text{C}$ und im August 2003 ein Monatsmittel von $+5.9^{\circ}\text{C}$!

5.4.4 Darstellung der Modellergebnisse

Folgend werden die Ergebnisse der Simulationen dargestellt. Dazu werden einerseits die monatlichen Bilanzen mit der Abflusshöhe, dem monatlichen Gebietsniederschlag und den Anteilen aus Eis- und Schneeschmelze gegenübergestellt. Bei der Abbildung der Schneeschmelze gilt zu beachten, dass es sich um die auftretende Schmelze und nicht den geschmolzenen und abgeflossenen Schnee eines Monats handelt. Das heißt, es ist durch das Schmelzen und Wiedergefrieren möglich, dass mehr Schnee schmilzt als tatsächlich zum Abfluss kommt. Zusätzlich wird die Gesamtbilanz des betrachteten Jahres in Tabellenform dargestellt. Der Gebietsniederschlag wird jeweils mit dem Korrekturfaktor, um welchen der feste Niederschlag korrigiert werden muss, angegeben. Diese Korrektur ist auf Grund der größeren Messfehler bei Schneefall notwendig.

5.4.4.1 Kleinfleißkees Haushaltsjahr 2004/2005

Das Einzugsgebiet des Kleinfleißkees zeigt für das betrachtete Haushaltsjahr einen etwas geringeren Gebietsniederschlag als der Niederschlag, der bei der Station am Hohen Sonnblick gemessen wurde und liegt über der Messung des oberen Kleinfleißkees Totalisators TF3 (siehe Abb. 4.2). Diese Schätzung ist auf Grund der Erfahrung recht gut, da das Mölltal ein Trockental ist und die Niederschläge in Richtung Tal abnehmen. Die Eisschmelze wird, bezogen auf den Gletscher mit 425 mm errechnet. Das ergibt mit dem verbleibenden Schnee am Ende des Haushaltsjahres eine schwach negative Massenbilanz von -111 mm, bezogen auf die Gletscherfläche (Schöner & Hynek, 2005). Der Anteil der Eisschmelze am Gesamtabfluss beträgt somit etwa 7.8%. Die Qualität dieses Simulationsdurchganges zeigt sich im Vergleich der modellierten Eisschmelze (links in Tab. 5.7) und der gemessenen spezifischen Nettoablation (rechts in Tab. 5.7). Die Eisschmelze wird nur minimal um 8 mm überschätzt. Auch das Ergebnis der maximalen Winterakkumulation ist mit der spezifischen Winterbilanz gut vergleichbar.

Tab. 5.7: Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten Ergebnisse 2004/2005

Modellierte Ergebnisse		Gemessene Ergebnisse	
Gebietsniederschlag (18% Schneekorr.):	2497 mm	Totalisator Fleiß oben (Okt. 2004 - Sept. 2005):	2272 mm
Gesamtabfluss:	2356 mm		
Schneesmelze:	2041 mm		
Eisschmelze (bez. auf das EG):	184 mm		
Eisschmelze (bez. auf den Gletscher):	425 mm	Spez. Nettoablation (bez. auf den Gletscher):	417 mm
max. Akkumulation (am 19.5.2005)	1248 mm	Spez. Winterbilanz des Gletschers:	1143 mm

Die monatliche Bilanz in Abb. 5.28 zeigt ein etwas untypisches Bild, da das Maximum der Eisschmelze im September auftritt. Üblicherweise ist dieses eher bereits im August zu finden. Der Beitrag der Eisschmelze tritt nur in den drei Monaten August, September und Oktober, auf.

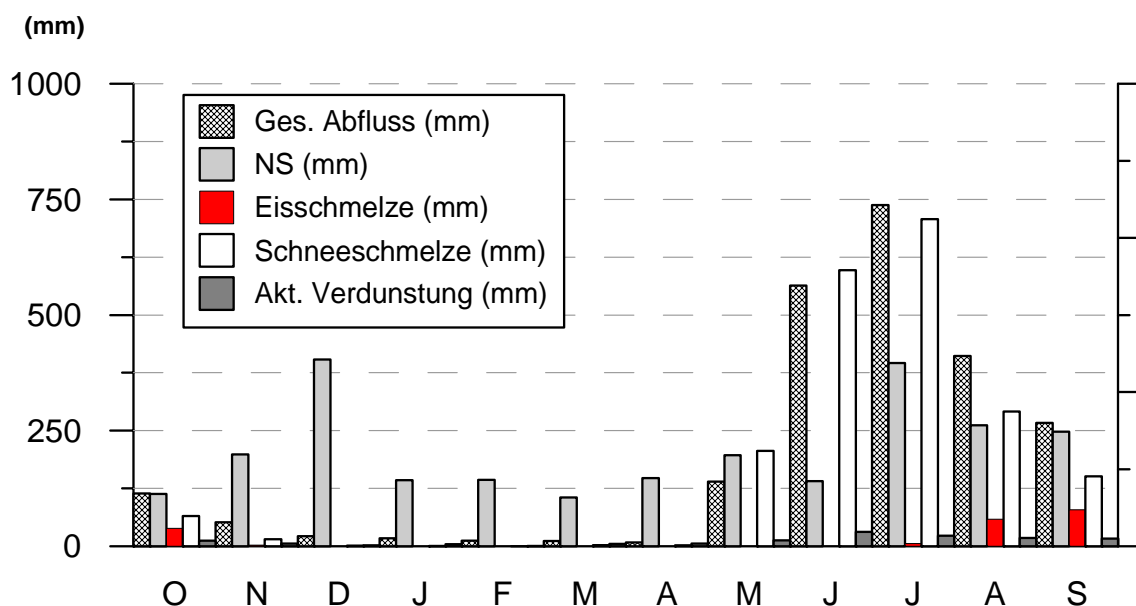


Abb. 5.28: Monatliche Bilanz des Kleinfleißkees Einzugsgebietes, Haushaltsjahr 2004/2005

5.4.4.2 Kleinfleißkees Haushaltsjahr 2004/2005, ohne Gletscher

Das folgende Szenario wird unter der Annahme, dass bei gleich bleibender Tendenz mit negativen Massenbilanzen nach einer gewissen Zeit der Gletscher verschwindet gerechnet. Die eisbedeckte Fläche wird weggeschaltet und durch eine Felsoberfläche ersetzt.

Tab. 5.8: Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten Ergebnisse 2004/2005 ohne Gletscher

Modellierte Ergebnisse		Gemessene Ergebnisse	
Gebietsniederschlag (18% Schneekorr.):	2497 mm	Totalisator Fleiß oben (Okt. 2004 - Sept. 2005):	2272 mm
Gesamtabfluss:	2152 mm		
Schneesmelze:	2040 mm		
Eissmelze (bez. auf das EG):	0 mm		
Eissmelze (bez. auf den Gletscher):	0 mm		
max. Akkumulation (am 19.5.2005)	1248 mm	Spez. Winterbilanz des Gletschers:	1143 mm

Der Gesamtabfluss wird durch das Fehlen der Eissmelze von 2356 mm auf 2152 mm minimiert. Das entspricht einer Reduktion von 8,5%.

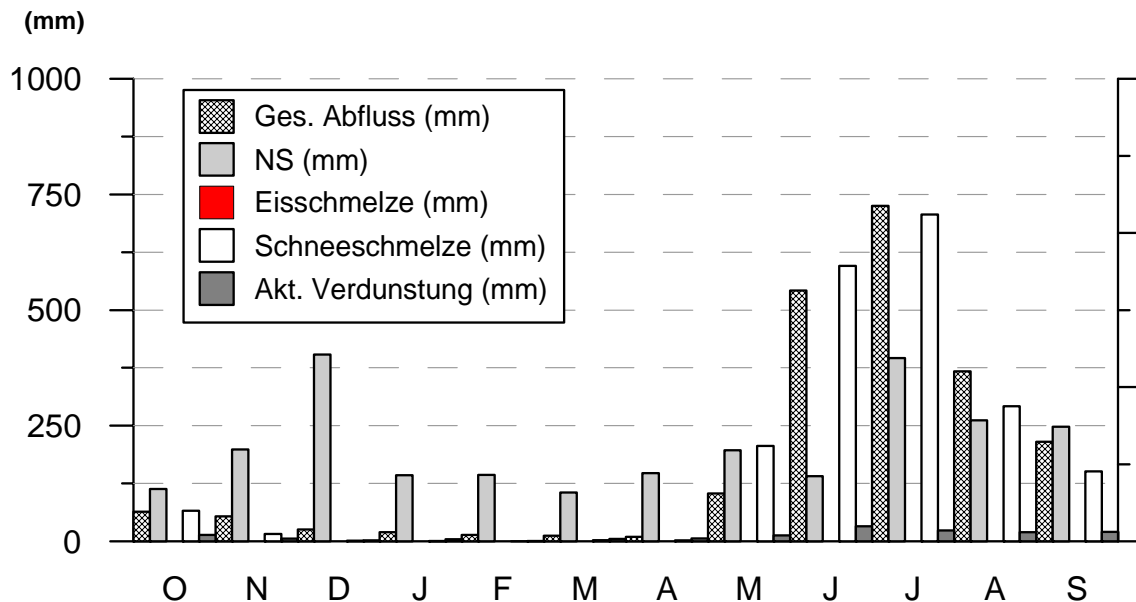


Abb. 5.29: Monatliche Bilanz des Einzugsgebietes Kleinfleißkees, Haushaltsjahr 2004/2005, simuliert ohne Gletscher

In der monatlichen Bilanz fehlt der Anteil der Gletschersmelze, der Rest hat sich kaum geändert.

5.4.4.3 Kleinfleißkees Haushaltsjahr 2002/2003

Wie bereits beschrieben handelt es sich bei dem Haushaltsjahr 2002/2003 um ein Extremjahr. Kennzeichnend dafür war ein im Herbst fast schneefreier Gletscher, der durch das frühe Einsetzen der Schmelze und einen heißen, niederschlagsarmen Sommer viel an Masse verlor. Der feste Anteil des Niederschlags musste mit +60% korrigiert werden, um die Winterakkumulation, welche bei der Winterbilanzmessung am Gletscher gemessen wurde (Hynek & Schöner, 2004), zu erreichen. Der Gebietsniederschlag war mit 2238 mm um etwa 10% niedriger als im Vergleichszeitraum 2004/2005. Der Gesamtabfluss

war jedoch mit 2665 mm um 24 % höher als im Haushaltsjahr 04/05. Diese Differenz musste daher durch die höhere Eisschmelze erreicht werden. Diese hat, bezogen auf das Haushaltsjahr mit 24% zum Gesamtabfluss beigetragen. Die modellierte Eisschmelze zeigt im Vergleich zur gemessenen spezifischen Nettoablation eine gute Qualität der Simulation. Die gemessene Winterbilanz wird mit der simulierten maximalen Akkumulation unterschätzt. Dabei gilt anzumerken, dass sich die Winterbilanz auf den Gletscher und das Modellergebnis auf das gesamte Einzugsgebiet bezieht.

Tab. 5.9: Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten Ergebnisse 2002/2003

Modellierte Ergebnisse		Gemessene Ergebnisse	
Gebietsniederschlag (60% Schneekorr.):	2238 mm	Totalisator Fleiß oben (Okt. 2002 - Sept. 2003):	1916 mm
Gesamtabfluss:	2665 mm		
Schneeschnmelze:	1920 mm		
Eisschnmelze (bez. auf das EG):	630 mm		
Eisschnmelze (bez. auf den Gletscher):	1459 mm	Spez. Nettoablation (bez. auf den Gletscher):	1442 mm
max. Akkumulation (am 3.5.2003)	1286 mm	Spez. Winterbilanz des Gletschers:	1614 mm

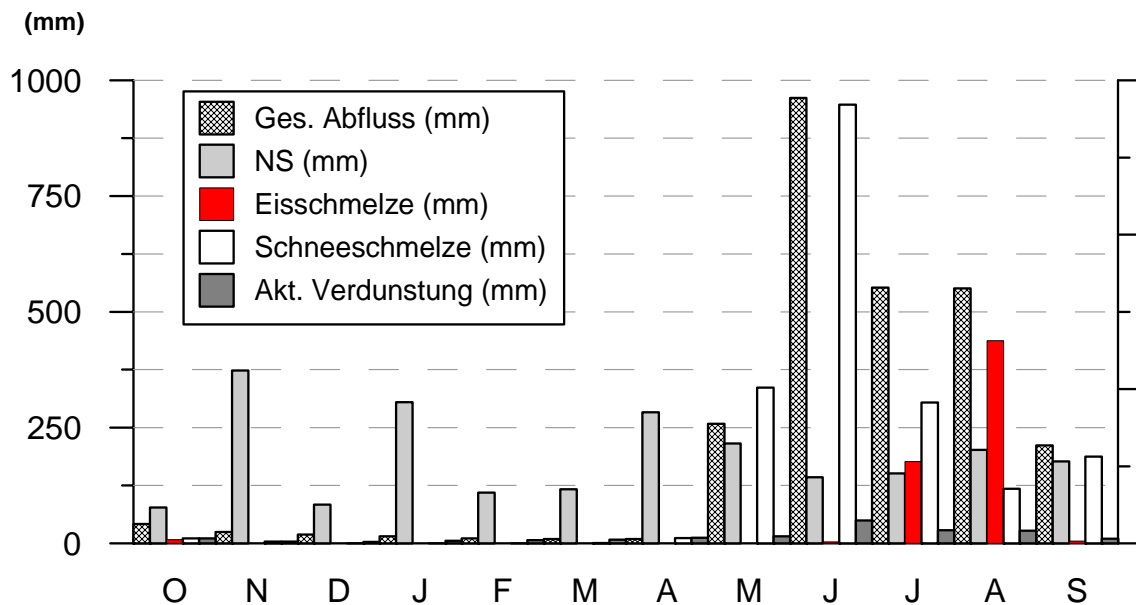


Abb. 5.30: Monatliche Bilanz des Einzugsgebietes Kleinfleißkees, Haushaltsjahr 2002/2003

Die monatlichen Bilanzen zeigen einen sehr starken Anteil der Eisschnmelze am Gesamtabfluss in den Monaten Juli und August. Typisch hierbei das Maximum der Eisschnmelze im August, das für diesen Monat 80% des Gesamtabflusses ausmacht! Im September geht die Eisschnmelze wieder gegen Null, da mit Ende August plötzlich der Winter eingebrochen war und den Gletscher unter einer Schneedecke verschwinden ließ. Ohne diese Schneefälle wäre dieses Jahr für die Gletscher noch extremer ausgefallen.

5.4.4.4 Kleinfleißkees Haushaltsjahr 2002/2003, ohne Gletscher

Auch für das Haushaltsjahr 2002/2003 wird das Szenario angenommen, dass der Gletscher vollständig verschwunden ist, und damit die Eisschnmelze nicht mehr zum Abfluss beitragen kann. Das Einzugsgebiet besteht nur noch aus Felsoberfläche auf der Schnee im Winter akkumulieren kann und im Sommer verzögert zum Abfluss kommt.

Die Ergebnisse zeigen eine Reduktion des Abflusses von 2665 mm auf 2000 mm, das entspricht einer Reduktion um 25%!

Tab. 5.10: Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten Ergebnisse 2002/2003 ohne Gletscher

Modellierte Ergebnisse		Gemessene Ergebnisse	
Gebietsniederschlag (60% Schneekorr.):	2238 mm	Totalisator Fleiß oben (Okt. 2002 - Sept. 2003):	1916 mm
Gesamtabfluss:	2000 mm		
Schneesmelze:	1916 mm		
Eisschmelze (bez. auf das EG):	0 mm		
Eisschmelze (bez. auf den Gletscher):	0 mm		
max. Akkumulation (am 3.5.2003)	1286 mm	Spez. Winterbilanz des Gletschers:	1614 mm

Die monatliche Bilanz der einzelnen Komponenten zeigt ein Abflussmaximum bereits im Juni, das in erster Linie durch die Schneesmelze zustande kommt. Der Monat Juli weist auch noch einen größeren Anteil an Schneesmelze auf, und im August erreicht der Abfluss das Minimum der Schmelzperiode. Weiters fallen auch die geringen Niederschlagssummen während des gesamten Jahres auf.

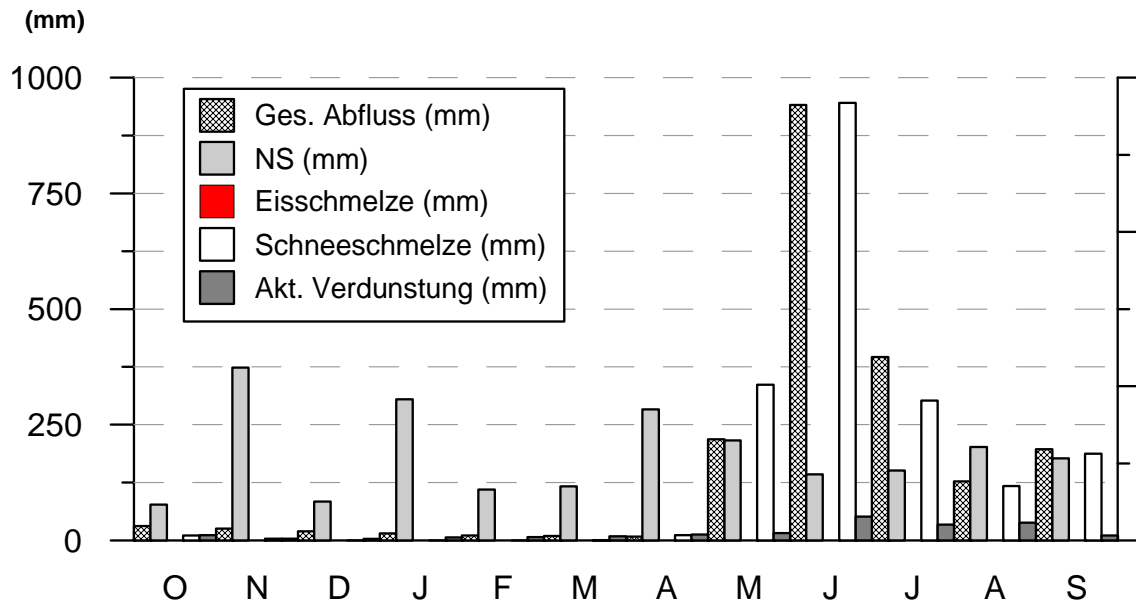


Abb. 5.31: Monatliche Bilanz des Einzugsgebietes Kleinfließkees, Haushaltsjahr 2002/2003, simuliert ohne Gletscher

5.4.5 Auswirkungen auf hochalpine Speicher

In Abb. 5.32 ist der Gesamtzufluss zum Wurtenalmspeicher dargestellt. Dabei wird der Mittelwert der Monatsmittel der Jahre 1995 bis 2004 mit den Monatsmittelwerten von 2003 verglichen. Es zeigt sich, dass gerade die Sommerperiode geringere Abflüsse aufweist. Der Speicherzufluss war in diesem Jahr auf Grund der niedrigeren Sommerniederschläge sowie des fehlenden Gletscherbeitrages geringer. Das Zustandekommen dieser Situation kann mit den vorangegangenen Modellergebnissen gut erklärt werden. Im Haushaltsjahr 2002/2003 konnten die größeren Abflussspenden nur von vergletscherten Einzugsgebieten aufgebracht werden.

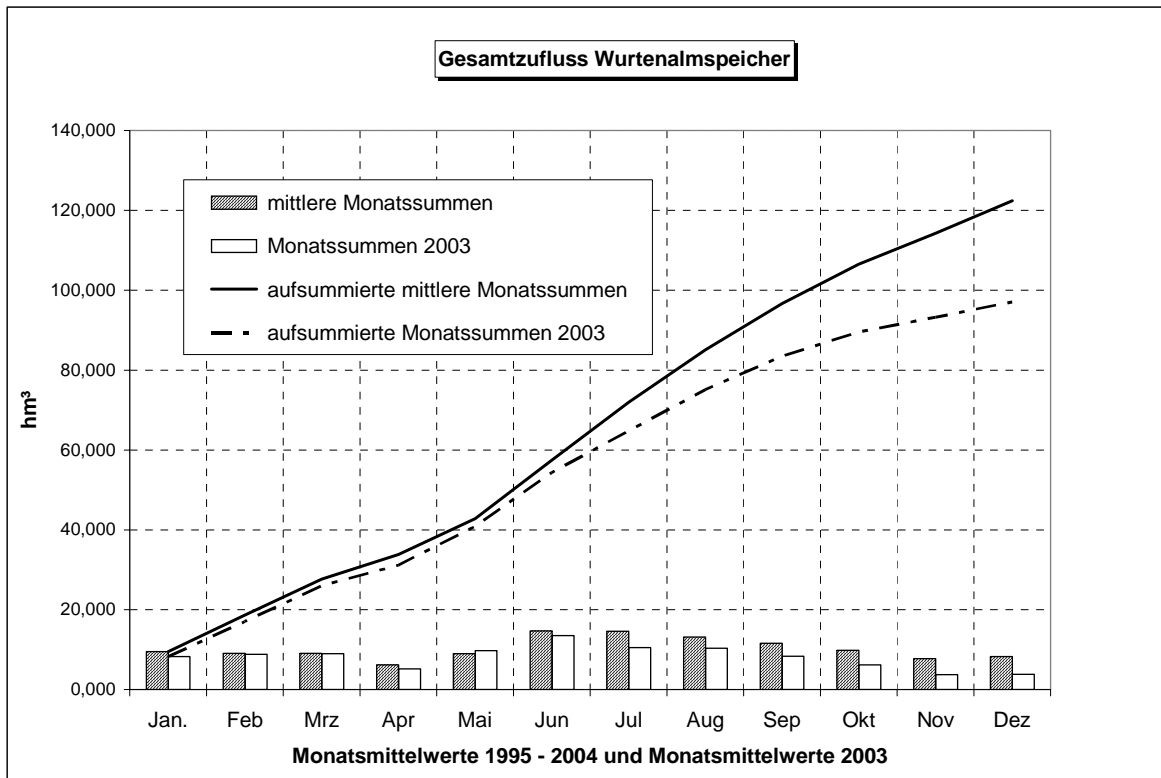


Abb. 5.32: Gesamtzufluss zum Wurtenalmspeicher

5.4.6 Zusammenfassung des Kapitels 5.4

Das vorliegende Kapitel bietet einen Einblick in eine hydrologische Simulation, mit welcher die komplexen Zusammenhänge der Abflussbildung hochalpiner, vergletscherter Gebiete berechnet und plakativ dargestellt werden können. Dabei zeigt sich, dass gerade Gebiete mit Vergletscherung die Fähigkeit aufweisen, in Jahren mit geringen Sommer- als auch Winterniederschlägen die Abflüsse durch den Beitrag der Eisschmelze auszugleichen. Das Beispiel des Kleinfleißkees zeigt, dass die Eisschmelze im Haushaltsjahr 2002/2003 einen Anteil von 25% am Gesamtabfluss ausmachte, und in einem Haushaltsjahr wie 2004/2005 der Anteil nur etwa 8% beträgt. Dabei gilt anzumerken, dass das Kleinfleißkees 2002/2003 mit -1442 mm im Vergleich zu seinem Nachbargletscher Wurtenkees mit -2177 mm deutlich weniger negativ bilanzierte (Hynek & Schöner, 2004). In diesen Gebieten ist der Anteil der Eisschmelze am Gesamtabfluss somit auch noch höher.

Auf Basis dieses aufwändigen Monitoringprogrammes ist eine Modellierung mit zufriedenstellenden Ergebnissen möglich. Das PREVAH Modellsystem bietet alle nötigen Voraussetzungen, um diese aufwändigen Simulationen durchzuführen. Damit können Abschätzungen der einzelnen Anteile hochalpiner Speicherzuflüsse getroffen werden und mögliche Szenarien der Auswirkung von Gletscherrückgängen modelliert werden.

5.5 Übertragbarkeit von Schmelzparametern und Modellanwendung auf größerer räumlicher Skala: Oberer Pinzgau

Das größte der Untersuchungsgebiete ist der Obere Pinzgau bis zum Pegel Mittersill mit 593 km², gefolgt vom Subeinzugsgebiet Obersulzbach bis zum Pegel Sulzau mit knapp 80 km². Die beiden Einzugsgebiete werden separat modelliert. Der Anteil der Vergletscherung dieser Gebiete ist geringer als in den kleinen Gebieten. Damit liegt die Herausforderung der hydrologischen Modellierung neben der Simulation der Schnee- und Eisschmelzanteile, welche das Abflussgeschehen charakterisieren, bei der Simulation der durch die unterschiedlichen Bodentypen vorgegebenen Speicher. Die Information über die Land- und Bodenbedeckung ist daher unbedingt notwendig. Für die Simulation der Schmelze wurde das Modell nach Hock (1999) verwendet. Die Übertragbarkeit der gewonnenen Erfahrungen aus den kleinen Einzugsgebieten der Goldberggruppe lassen sich, speziell was die Gletscherschmelzparameter anbelangt, gut übertragen. Die Schneeschmelzparameter zeigen jedoch ein anderes Verhalten.

Wie im Kapitel 3.2 beschrieben, hat das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau einen großen hochalpinen Flächenanteil mit einer Vergletscherung von 32.8 km². Das entspricht einem Anteil von 5.3% an der Einzugsgebietsfläche. Das Einzugsgebiet ist zu einem beträchtlichen Teil mit Wald bedeckt, der bei Schneefall durch die Interzeption und bei der Schneeschmelze durch die Abschattung großen Einfluss nimmt.

Der Obere Pinzgau wurde als Testgebiet ausgewählt, da die anthropogenen Nutzungen das Abflussgeschehen kaum beeinflussen. Lediglich der Abfluss eines etwa 10 km² großen linksseitiges Salzachzubringergebietes (Nadernachbach nördlich des Gerlospasses, siehe Abb. 3.1) wird in den Speicher Durlassboden, und damit aus dem Salzachgebiet ausgeleitet. Die durchschnittliche Jahresausleitungsfahrt wurde von der AHP mit etwa 12.6 hm³ quantifiziert (schriftliche Mitteilung von P. Kirchlechner, AHP Kaprun). Das entspricht einem mittleren Abflussdefizit von 0.4 m³/s. Diese Ausleitung wird bei der Modellierung nicht berücksichtigt.

5.5.1 Modelltechnische Unterteilung des Einzugsgebietes

Als Datenbasis für die Simulation stand ein hochauflösendes Höhenmodell (10 x 10 m) zur Verfügung. Im „Preprocessing“ wurde das Höhenmodell durch ein „Resampling“ auf eine gröbere Auflösung von 150 x 150 m gebracht. Damit wird das Gebiet von einem 214 x 203 Raster abgedeckt. Das entspricht einer Zellenanzahl von 26434 innerhalb der Einzugsgebietsgrenzen. Die Unterteilung in HRUs mit dem „Preprocessor“ von PREVAH (Gurtz et al., 2005) wurde nach folgenden Kriterien durchgeführt:

- Subeinzugsgebiete (Gewässer dritter Ordnung) = 5 Klassen
- Höhenzonen (100 m) = 28 Klassen
- Exposition (Haupt-, Zwischenhimmelsrichtungen + flach) = 9 Klassen
- Landbedeckung = 10 Klassen
- Gletscher (Firn und Eis, ELA bei 2900 m) = 2 Klassen

Daraus ergeben sich 1571 HRUs und 109 meteorologische Zonen, für die nur die ersten beiden Kriterien der HRU Unterteilung angenommen wurden. Die Gletscherflächen entsprechen der Digitalisierung der Befliegungsauswertung von 2003. Die Unterteilung in HRUs entspricht einer Reduktion der zu berechnenden Teilflächen um den Faktor 17 gegenüber einem vollverteilten Rastermodell.

5.5.2 Meteorologischer Input

Wie in Kapitel 4.4.1 angeführt, stehen 18 Stationen für den meteorologischen Input zur Verfügung. Nur zwei Stationen (Paß Thurn und Krimml) befinden sich unmittelbar im Einzugsgebiet. Durch Interpolation der verfügbaren Stationsdaten wurde der Modellinput generiert. Zur Anwendung kam für alle meteorologischen Größen, ausgenommen der Lufttemperatur, das IDW (Inverse Distance Weighting) - Verfahren, da Kriging für die Verbesserung des Modelloutputs keinen besonderen Vorteil zeigte, und die Interpolation bedeutend mehr Zeit in Anspruch nimmt (siehe Abb. 5.33). Die Jahresniederschlagssummen der beiden Interpolationsmethoden sind gleich hoch. Die Lufttemperaturdaten wurden mit dem „IDW – Lapsrate“ – Verfahren regionalisiert, wobei die Stationsdaten mit dem vorgegebenen Höhengradienten auf ein einheitliches Höhenniveau gebracht und auf diesem mittels IDW interpoliert werden. Anschließend wird mit Hilfe des Höhengradienten das interpolierte Raster mit den Daten des Höhenmodells wieder auf die Geländehöhe gebracht. Der Temperaturgradient wurde mit $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ angesetzt – dieser Wert ergibt sich aus langjährigen Temperaturmittelwerten. Mitunter wird der Gradient zwischen zwei Stationen wie z.B. Rudolfshütte und Uttendorf noch kleiner (etwa $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). Das ist durch die Ausbildung von Kaltluftseen und der stabilen Inversion im Winter erklärbar.

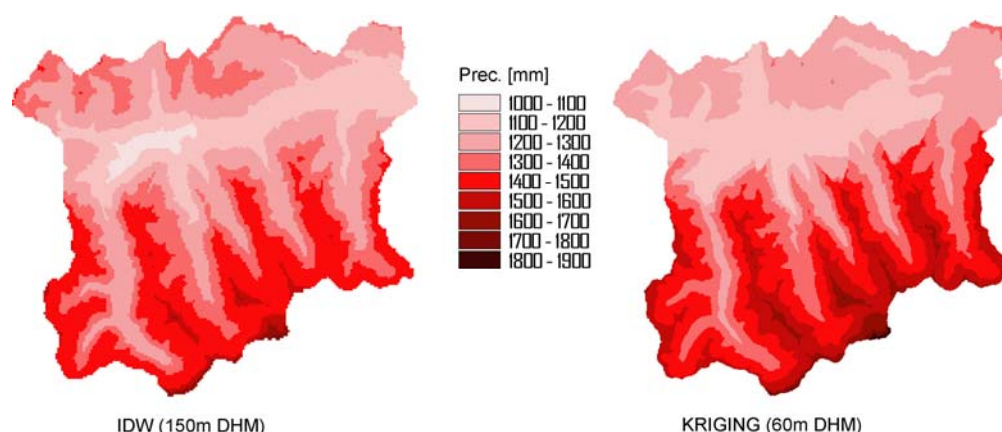


Abb. 5.33: Vergleich der Jahresniederschlagssummen 2002, links mittels IDW und rechts mittels Kriging auf Basis von 12 Niederschlagsstationen interpoliert

5.5.3 Modellkalibrierung

Als Kalibrierungsperiode wurde ein Zeitraum von drei Jahren, vom 01.10.1999 bis zum 30.09.2002 gewählt. Für diesen Zeitraum liegen die meteorologischen Inputdaten der Stationen, wie in Tab. 4.1 dargestellt vor. Die Modellparameter in PREVAH wurden mit

der automatischen Optimierungsroutine kalibriert. Die Kalibrierung erfolgt durch Optimierung einer objektiven Zielfunktion, bei der die lineare Modellgüte (Nash & Sutcliffe, 1970) der gesamten Kalibrierungsperiode optimiert wird. Dabei wurde der in Gurtz et al. (2005) vorgeschlagene Satz von elf Parameterpaaren (Tab. 5.11) verwendet. Die elf Parameterpaare die in Tab. 5.11 gegenüber stehen, werden pro Iterationsschritt simultan optimiert. Die Anzahl der Iterationsschritte kann vorgegeben werden, wobei in diesem Fall fünf Schritte gewählt wurden. Ist keine Verbesserung mehr zu erreichen, dann wird die Iteration abgebrochen (Gurtz et al., 2005).

Tab. 5.11: Tabelle der Parameterpaare der automatischen Kalibrierung

PAIR	Parameter 1	Parameter 2
1	Rain correction [%]	Snow correction [%]
2	Threshold temperature rain-snow [°C]	Transition temperature rain-snow [°C]
3	Maximal degree day factor [mm/(d·K)]	Minimal degree day factor [mm/(d·K)]
4	Refreezing factor [mm/(d·K)]	Threshold temperature snowmelt [°C]
5	Exponent for soil moisture recharge [-]	Percolation [mm/h]
6	Refreezing factor [mm/(d·K)]	Radiation melt factor for snow [mm W ⁻¹ m ² K ⁻¹ h ⁻¹]
7	Threshold storage for surface runoff [mm]	Storage coefficient for surface runoff [h]
8	Storage coefficient for interflow [h]	Percolation [mm/h]
9	Storage coefficient for fast baseflow [h]	Maximum storage for fast baseflow [mm]
10	Storage coefficient for delayed baseflow [h]	Percolation [mm/h]
11	Temperature melt factor for ice [mm/(d·K)]	Radiation melt factor for ice [mm W ⁻¹ m ² K ⁻¹ h ⁻¹]

Die automatische Modelloptimierung benötigt etwa eineinhalb bis zwei Tage Zeit. Ein weiteres Feintuning der Parameter wurde anschließend noch „von Hand“ durchgeführt. Dabei wurden die Speicherparameter für Eis, Firn und Schnee, die in der automatischen Kalibrierung nicht implementiert sind, durch den Vergleich der Parameter, die für das Goldbergkees kalibriert wurden, angepasst. Die Eisschmelze konnten durch die Übertragung der Parameter vom Goldbergkees Einzugsgebiet, im Vergleich zu den von der automatisierten Kalibrierung errechneten, noch deutlich verbessert werden. Die Schneeschmelzparameter für das indexbasierte Modell können nicht direkt übertragen werden, da in einem Einzugsgebiet der Größe vom Oberen Pinzgau nicht dieselben Prozesse wie in den kleinen, hochalpinen Gebieten vorherrschen. Dabei muss z.B. auch der Prozess der Schmelze in bewaldeten Gebieten und die Schneeeinterzeption durch die zwei Schmelzparameter für Schnee, Tag-Grad-Faktor und Strahlungsschmelzfaktor, berücksichtigt werden. Tab. 5.12 zeigt die Liste aller Modellparameter, die für den Oberen Pinzgau kalibriert wurden. Der Niederschlag wurde, getrennt nach festem und flüssigem Anteil separat korrigiert. Durch die 50%ige Korrektur des festen Anteils wird der Niederschlagsverteilung (Abb. 5.33) ein zusätzlicher Höhengradient „verpasst“. Das kommt durch die Temperaturverteilung in dem stark höhengegliederten Einzugsgebiet zustande, wodurch hoch gelegene Gebiete immer geringere Lufttemperaturen aufweisen

und damit der Niederschlag stärker nach oben korrigiert wird. Die Korrektur des festen Niederschlagsanteils wurde durch die automatisierte Parameteroptimierung auf 44.7% festgesetzt und im Prozess der Modellverifizierung mit Hilfe der Satellitenimages auf 50% erhöht. Alle weiteren Parameter, ausgenommen die Eisschmelzparameter und die initialen Speicherparameter (siehe Tab. 5.12 unten), wurden im Zuge der automatisierten Parameteroptimierung ermittelt.

Tab. 5.12: Kalibrierte Modellparameter für das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau

Parameter	Wert	Einheit
Rain correction	10	[%]
Snow correction	50	[%]
Threshold temperature for rain/snow	0.36	[°C]
Transition temperature for rain/snow	1.17	[°C]
Threshold temperature for snowmelt	0.80	[°C]
Max. degree day factor	2.20	[mm d ⁻¹ K ⁻¹]
Min. degree day factor	0.42	[mm d ⁻¹ K ⁻¹]
Refreezing coefficient	0.64	[-]
Radiation melt factor for snow	0.00007	[mm W ⁻¹ m ² K ⁻¹ h ⁻¹]
Temperature melt factor for ice	2.40	[mm d ⁻¹ K ⁻¹]
Radiation melt factor for ice	0.00030	[mm W ⁻¹ m ² K ⁻¹ h ⁻¹]
Storage time for snowmelt	10	[h]
Storage time for icemelt	3	[h]
Storage time for firmelt	3	[h]
Translation time for snowmelt	8	[h]
Translation time for icemelt	4	[h]
Translation time for firmelt	4	[h]
Storage coefficient surface runoff	27	[h]
Storage coefficient for interflow	113	[h]
Storage coefficient for baseflow	2333	[h]
Storage coefficient for quick baseflow	921	[h]
Percolation rate	0.1644	[mm]

Der Vergleich der beobachteten und simulierten Abflüsse in Abb. 5.34 zeigt, dass in der Kalibrierungsperiode Modellgüten (nach Nash & Sutcliffe, 1970) von 0.83 bis 0.86 erreicht werden konnte. Der maximale Volumsfehler trat für das hydrologische Jahr 2001/2002 mit 48.7 mm auf. Die beobachtete Ganglinie zeigt in der Nieder- und Mittelwasserperiode ein starkes „Rauschen“, welches durch den Einfluss des Kraftwerks in Wald im Pinzgau⁷ erzeugt wird. Dieses Kraftwerk wird vom Tagesspeicher Krimml mit einem Nutzinhalt von 58500 m³ gespeist und hat einen Ausbaudurchfluss von 14.1 m³/s. Gerade in der Zeit geringerer Abflüsse (von Oktober bis April) kann dieser Kraftwerksdurchfluss das Doppelte des natürlichen Abflusses ausmachen.

⁷ URL: <http://www.salzburg-ag.at> – *Strom – Unsere Wasserkraftwerke* [Zugriff am 26.01.2007]

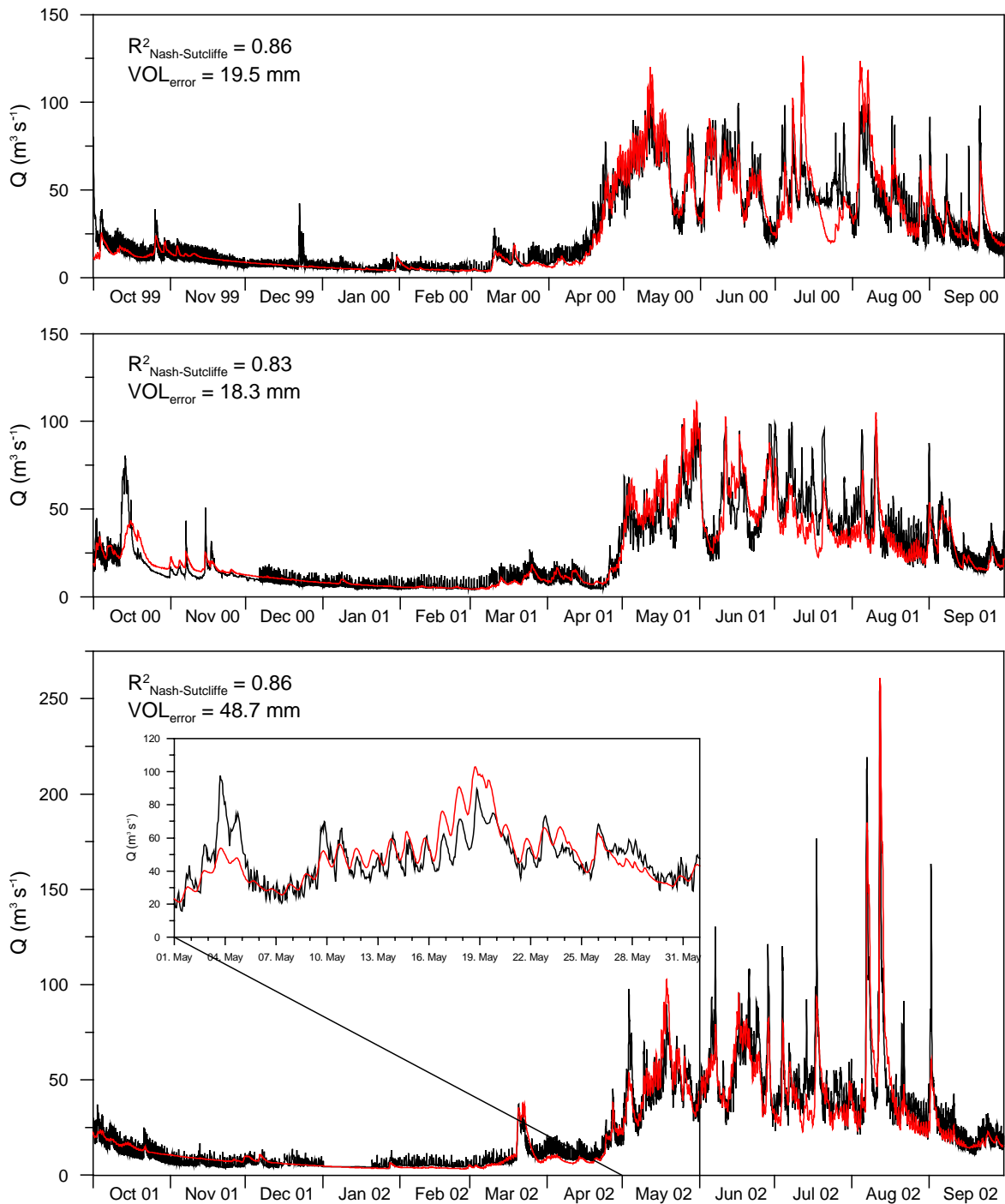


Abb. 5.34: Gegenüberstellung der stündlichen Abflüsse während der Kalibrierungsperiode des hydrologischen Modells (01.10.1999 - 30.09.2002). Schwarz: beobachtet und rot: simuliert. Für jede Teilperiode wird die Modellgüte angegeben. Das unterste Bild zeigt einen zeitlichen Ausschnitt des Mai 2002.

Die Abweichung der simulierten Abflüsse bei manchen beobachteten Hochwasserabflüssen ist auf den fehlenden Input zurückzuführen. Im Juli der Kalibrierungsjahre 2000, 2001 und 2002 wird der Abfluss tendenziell unterschätzt. Das ist in erster Linie auf die zu geringe Schneeakkumulation in den höheren Lagen zurückzuführen und kann nicht durch eine zu gering angenommene Eisschmelze erklärt

werden. Die zwei großen Hochwasserwellen Anfang August 2002 wurden gut nachgebildet. Die erste Welle mit dem Scheitel am 07.08.2002 um 03:00 (MEZ) wurde mit 220 m³/s beobachtet und mit etwa 180 m³/s modelliert. Das entspricht einer Unterschätzung von etwa 18%. Die zweite größere Welle mit dem Scheitel am 12.08.2002 um 09:00 (MEZ) wurde mit etwa 260 m³/s beobachtet und mit 258 m³/s simuliert. Die Volumina der Hochwässer wurden bei beiden Wellen überschätzt. Das kann auf das Ausufernd der Salzach bei diesen extremen Ereignissen zurückgeführt werden. Das Hochwasser wurde mit einem zehnjährlichen Wiederkehrintervall eingestuft (ASL, 2002). Es gilt dabei anzumerken, dass die Simulation der Hochwässer nicht die höchste Priorität bei der Modellierung hatte.

Die in Abb. 5.34 unten dargestellte Zeitperiode vom Mai 2002 zeigt die durch die Schneeschmelze bedingte ansteigende Phase im Abflussgeschehen. Dieser Abflusscharakter kann durch die Simulation gut wiedergegeben werden. Die errechnete Modellgüte nach Nash & Sutcliffe (1979) liegt für diesen Monat jedoch nur bei $R^2 = 0.37$, da die erste Abflussspitze nicht erreicht wurde.

5.5.3.1 Verifizierung der Schneeschmelze mittels Satellitenfernerkundungsdaten

Für die Kalibrierungsperiode des hydrologischen Modells liegen drei räumlich hoch auflösende LANDSAT TM Satellitenimages mit 30 x 30 m Zellauflösung vor. Jedes Image wurde im Zuge eines Klassifizierungsverfahrens in die vier Klassen „kein Schnee“, „Schnee“, „Firn“ und „Eis“ unterteilt (Vollmann, in prep.). Für jeden Zeitpunkt ist damit die Ableitung der schneebedeckten Fläche (SCA = Snow Covered Area) möglich (siehe Tab. 5.13). PREVAH bietet die Möglichkeit für jeden Tageszeitschritt den Zustand des Schneewasseräquivalentspeichers in Kartenform als Raster abzulegen (Gurtz et al., 2005). Diese Raster werden reklassifiziert, um Schneebedeckungsmuster erstellen zu können, die mit den Fernerkundungsauswertungen vergleichbar sind. Die Zellauflösung wurde dabei auf 150 x 150 m reduziert. Die beobachtete und simulierte Schneebedeckung wurde in Tab. 5.13 auf das Einzugsgebiet und bezogen auf die vergletscherte Fläche absolut und relativ angegeben.

Tab. 5.13: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckung des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau für drei Termine in der Kalibrierungsperiode

Datum	Fernerkundung				Simulation			
	SCA (basin)		SCA (glacier)		SCA (basin)		SCA (glacier)	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%
20. Jun. 2000	87.8	14.9	31.1	95.7	131.0	22.2	31.8	96.9
18. Jun. 2002	80.2	13.6	31.7	97.6	154.4	26.1	32.3	98.4
28. Jul. 2002	34.8	5.9	25.7	79.1	41.6	7.0	22.9	69.8

Beim Vergleich der Schneebedeckung des gesamten Einzugsgebietes ist zu sehen, dass die Modellierung die Beobachtung tendenziell überschätzt (ähnlich wie in Turpin et al., 1999). Es gilt anzumerken, dass die Korrektur der Schneeakkumulation mit einem für die gesamte Kalibrierungsperiode konstanten Faktor von 50% angenommen wurde. Am stärksten überschätzt die Simulation die Beobachtung am 18.06.2002 mit einer 12.5% größeren schneebedeckten Fläche. Die Überschätzung kann bei der Betrachtung der Satellitenimages im Vergleich mit der Modellierung (siehe Abb. 5.36 linke Spalte) durch folgendes erklärt werden: einerseits werden Zonen, die unter Graten liegen oder Mulden und Rinnen durch die Abschattung nicht mehr als schneebedeckt erkannt; durch die Schneeverfrachtung, die in einem hochalpinen Gebiet immer stattfinden kann, sind Teilflächen im Einzugsgebiet bereits schneefrei, die im Modell durch die nicht implementierte Nachbildung der Schneeverfrachtung noch schneebedeckt sind. Auch in Abb. 5.36, in der Kartendarstellung ist die Überschätzung der Schneebedeckung durch die Modellierung für den 18.06.2002 zu sehen. Die Abweichung beträgt etwa eine 100 m Höhenzone (Abb. 5.36 rechts). Das beste Ergebnis wurde für den 28.07.2002 erzielt. Dabei zeigt die Kurve (Abb. 5.36 rechts) eine gute Übereinstimmung bei den untersten mit nur wenig Schnee bedeckten Höhenzonen und weiter oben eine geringe Abweichung der simulierten Schneebedeckung. Der Effekt der Überschätzung des Modells durch die nicht implementierte Verfrachtung des Schnees kommt aber bei allen Vergleichsterminen, in Abb. 5.36 auf der rechten Seite in den oberen Höhenzonen zu sehen, zum Tragen. Die Beobachtung liefert für die Schneebedeckung der oberen Höhenzonen zwischen 2500 und 3400 m maximale Werte von 50 bis etwa 90%. Der Bereich von etwa 90 bis 95% beobachteter Schneebedeckung ist auf Grund der Wind- bzw. Lawinenverfrachtung, die unmittelbar nach Schneeniederschlagsereignissen auftreten kann, als „maximal möglich beobachtbare Schneebedeckung“ einzuschätzen. Davon ausnehmen muss man die größten Höhenzonen zwischen 3400 und 3700 m, da der Flächenanteil an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes nur sehr gering ist (Abb. 5.35).

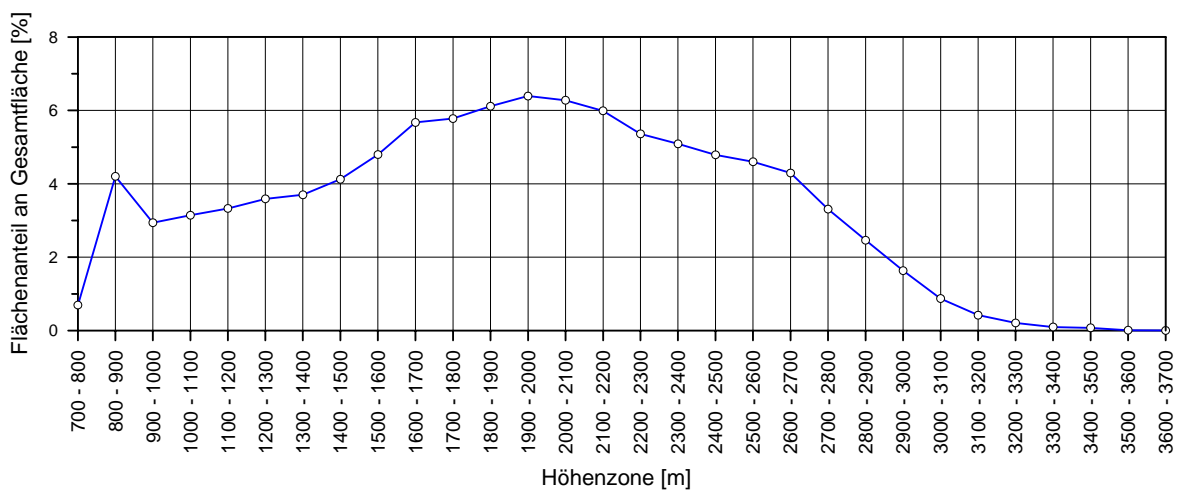


Abb. 5.35: Prozentueller Flächenanteil der Höhenzonen an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau (593 km²)

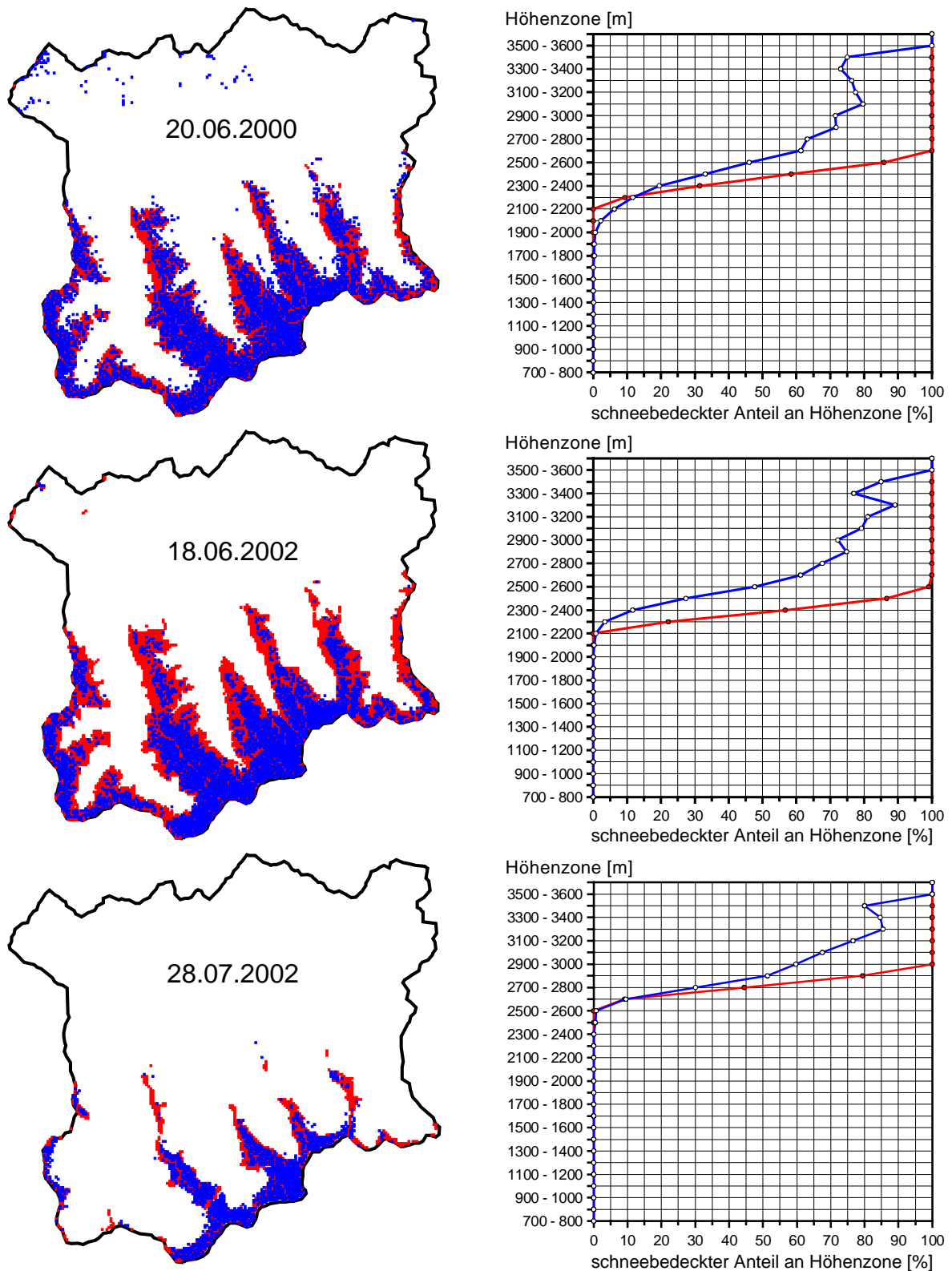


Abb. 5.36: Vergleich der beobachteten (blau) und simulierten (rot) Schneebedeckungen des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau für die drei Beobachtungstermine in der Kalibrierungsperiode (links). Die Simulationsergebnisse (rot) werden auf Grund der Vollflächigkeit von den Beobachtungen (blau) überlagert. Die Darstellungen rechts zeigen den relativen schneebedeckten Flächenanteil der 100 m Höhenzonen für die Beobachtung (blau) und die Simulation (rot) zu den links angeführten Terminen im Vergleich.

5.5.4 Modellvalidierung

Das hydrologische Modell PREVAH wurde für eine weitere dreijährige Periode gerechnet, um einen Validierungsdatensatz zu erzeugen. Der Zeitbereich für die Validierung schließt direkt an die Kalibrierungsperiode an und dauert vom 01.10.2002 bis zum 30.09.2005. Diese Zeitspanne ist durch den Extremsommer 2003 (siehe Kapitel 5.2) und die extremen, hundertjährigen Hochwässer im Juli 2005 geprägt (ASL, 2005). PREVAH wurde nach der Kalibrierungsperiode neu initialisiert, und der Parametersatz der Kalibrierung verwendet. Die durchgehende Simulation einer so langen Periode hätte den Nachteil, dass in den höchsten Lagen des Einzugsgebietes die Schneedecke immer mehr aufakkumuliert und durch die nicht implementierte Verfrachtung des Schnees am selben Ort verbleiben müsste. Die Schneeakkumulation kann damit (unrealistische) Spitzenwerte von bis zu 10000 mm Wasseräquivalent erreichen. In Abb. 5.37 ist die maximal erreichte Modellgüte nach Nash & Sutcliffe (1970) mit $R^2 = 0.89$ angeschrieben. Der im mittleren Plot in Abb. 5.37 dargestellte Monat Juni 2004 zeigt einen typischen Fall einer Überlagerung von Schneeschmelzabflüssen mit einer durch Niederschlag hervorgerufenen Hochwasserspitze mit 170 m³/s Scheitelabfluss. Charakter und errechneter Scheitelwert (147 m³/s, 1h zu früh) wurden gut nachgebildet und mit geringer Volumsabweichung simuliert (+4%). Die Schneeschmelze hatte etwa 50% Anteil am gesamten Ereignis. Der unterste Plot für die Periode 2004/2005 (Abb. 5.37) beinhaltet das hundertjährige Ereignis vom 12.07.2005 zwischen 21:00 und 22:00 (MEZ), welches mit 307 m³/s beobachtet wurde. Die Simulation unterschätzte den Scheitel und errechnete 242 m³/s (-21%). Eine weitere Hochwasserspitze am 23.08.2005 um 16:00 (MEZ) wurde mit 234 m³/s beobachtet und mit 231 m³/s modelliert (siehe Abb. 5.40 Sonderperiode im Plot unten). Die Schneeschmelze hatte etwa 5% und die Eisschmelze etwa 3% Anteil am gesamten Ereignis. Die Modellgüte für das hydrologische Jahr 2002/2003 liegt nur bei $R^2 = 0.71$, verbunden mit der größten Volumsabweichung. Abb. 5.37 zeigt im obersten Plot die ausgeprägten und von der Eisschmelze beeinflussten Tagesgänge im Sommer 2003. Die Abflüsse im Mai und Juni werden am stärksten unterschätzt, wobei hier auf eine unterschätzte Erfassung der Niederschläge, speziell eine Unterschätzung der Winterakkumulation verwiesen werden muss. In Abb. 5.38 sind die mittleren Akkumulationen als SWE für die Perioden von Oktober 1999 bis September 2005 dargestellt, die die geringsten Jahresmaxima der Akkumulation für die Haushaltsjahre 2004/2005 und 2002/2003 zeigen. Im Vergleich zur Zeitreihe der Winterbilanzen des Goldbergkees (siehe Abb. 5.14 im Kapitel 5.2), wo alle Haushaltsjahre von 1999 bis 2004, außer 2004/2005 überdurchschnittlich bilanzierten, ist die Akkumulation der Periode 2002/2003 zu gering. Die sehr geringe simulierte Akkumulation der Periode 2004/2005 stimmt in der Darstellung in Abb. 5.14 und Abb. 5.38 überein. Das ist ein weiteres Indiz für die Unterschätzung der Winterakkumulation durch die Niederschlagsmessungen im Haushaltsjahr 2002/2003.

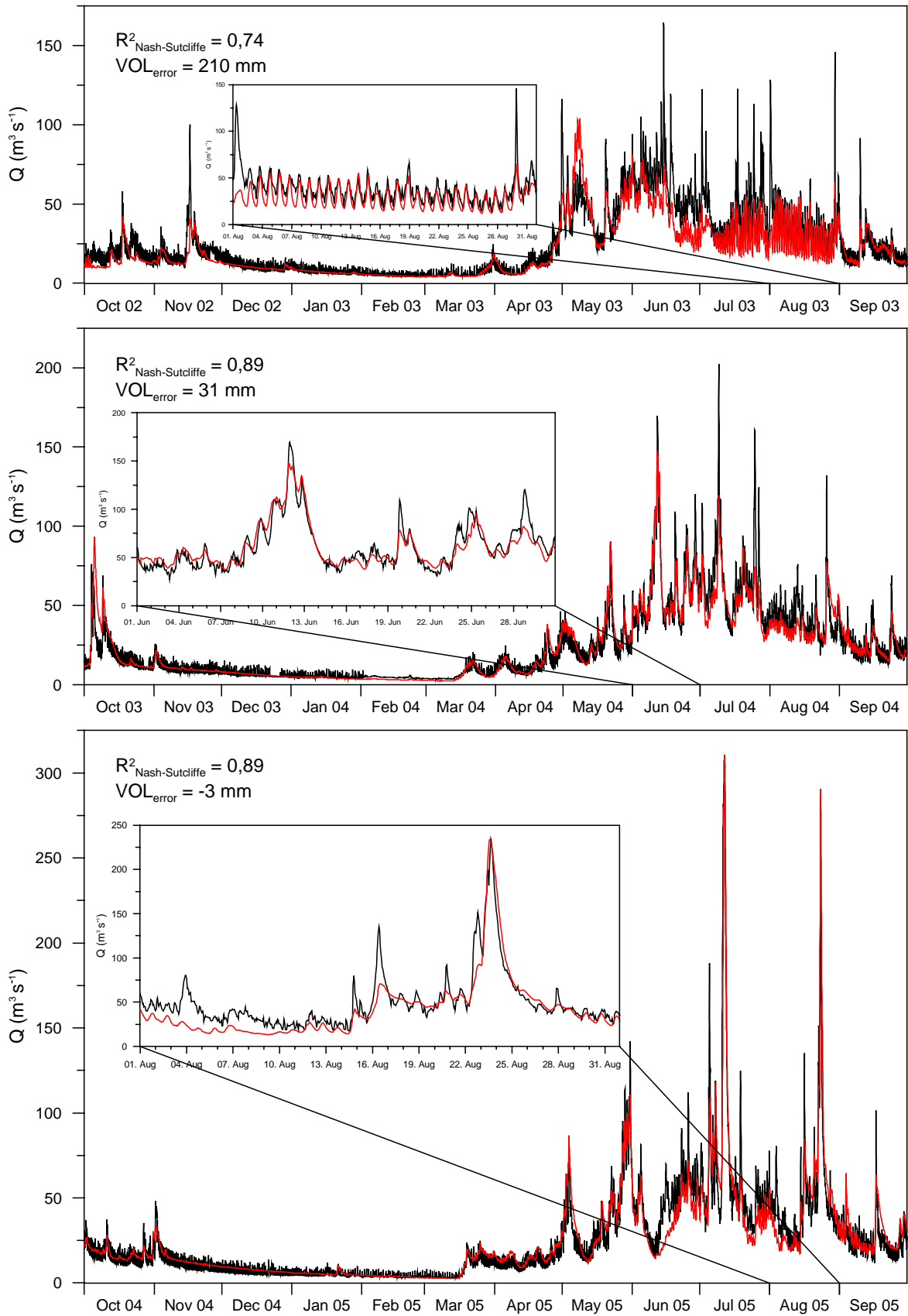


Abb. 5.37: Gegenüberstellung der stündlichen Abflüsse während der Validierungsperiode des hydrologischen Modells (01.10.2002 - 30.09.2005). Schwarz: beobachtet und rot: simuliert. Für jede Teilperiode wird die Modellgüte angegeben. Für die Teilperioden wurden ausgewählte Monate vergrößert dargestellt.

Der abrupte Sprung im Verlauf des mittleren Schneewasseräquivalentspeichers im Oktober 2002 (in Abb. 5.38) kommt durch die Neuinitialisierung des Modells zustande. Dabei wird von einem schneefreien Einzugsgebiet ausgegangen. Diese Annahme ist mit Sicherheit nicht die vorteilhafteste, jedoch ist sie besser als die Schneedecke des Modells in den höchsten Gebieten immer mehr anwachsen zu lassen. Abb. 5.39 zeigt diesen Effekt im Verlauf der Simulationsperiode, wenn das Modell durchgehend für sechs Jahre gerechnet werden würde. Selbst bei der angewendeten Neuinitialisierung für die Validierungsperiode ist ein Trend in den ersten zwei Jahren zu erkennen. Ausgenommen davon ist das Jahr 2003, wo das Einzugsgebiet durch den extremen Sommer Ende August nahezu schneefrei wurde (Abb. 5.38).

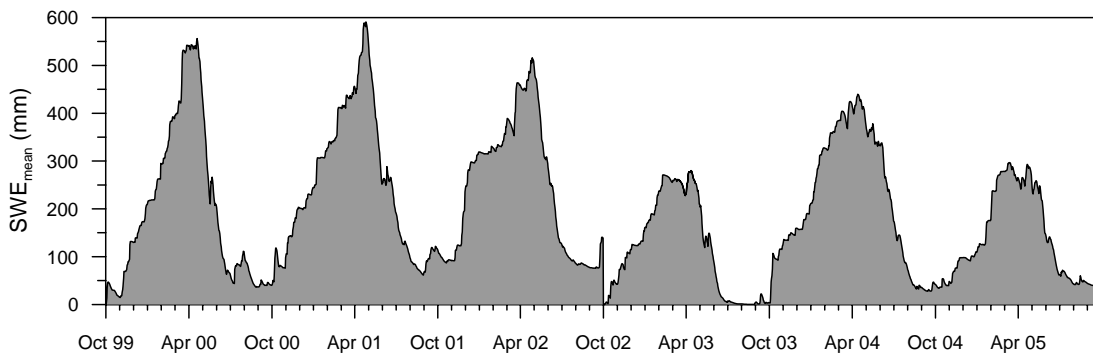


Abb. 5.38: Darstellung der täglichen Gebietsmittelwerte des modellierten Schneewasseräquivalentspeichers für das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau, bei Neuinitialisierung des Modells am 01.10.2002.

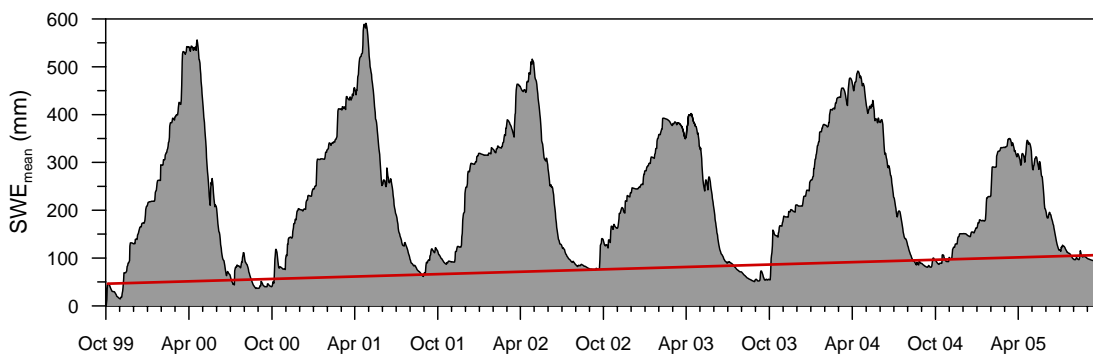


Abb. 5.39: Darstellung der täglichen Gebietsmittelwerte des modellierten Schneewasseräquivalentspeichers für das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau, bei durchgehender Simulation von Okt. 1999 bis September 2005. Rot: Trendgerade.

5.5.4.1 Verifizierung der Schneeschmelze mittels Satellitenfernerkundungsdaten

Für die Validierungsperiode des hydrologischen Modells liegen zwei räumlich hoch auflösende LANDSAT TM Satellitenimages mit 30 x 30 m Zellauflösung und zwei ASTER Satellitenimages mit 15 x 15 m Zellauflösung vor. Jedes Image wurde im Zuge eines Klassifizierungsverfahrens in die vier Klassen „kein Schnee“, „Schnee“, „Firn“ und „Eis“ unterteilt (Vollmann, in prep.). Für jeden Zeitpunkt ist damit die Ableitung der schneebedeckten Fläche (SCA = Snow Covered Area) möglich (siehe Tab. 5.14). Die

rasterförmigen PREVAH Simulationsergebnisse wurden reklassifiziert, um die Schneebedeckungsmuster ableiten zu können, die mit den Fernerkundungsauswertungen vergleichbar sind. Die Zellauflösung wurde auf 150 x 150 m reduziert. Die beobachtete und simulierte Schneebedeckung wurde in Tab. 5.14 auf das Einzugsgebiet und bezogen auf die vergletscherte Fläche absolut und relativ angegeben (wie bei der Kalibrierungsperiode).

Tab. 5.14: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckung des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau für drei Termine in der Validierungsperiode

Datum	Fernerkundung				Simulation			
	SCA (basin)		SCA (glacier)		SCA (basin)		SCA (glacier)	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%
24. Aug. 2003	3.8	0.7	3.5	10.8	0.7	0.1	0.2	0.6
18. Mär. 2002	373.5	63.2	30.8	94.1	577.1	97.7	32.7	99.7
03. Sept. 2004	17.5	3.0	14.9	45.4	45.5	7.7	23.4	71.4
10. Sept. 2004	12.0	2.0	10.8	32.9	40.0	6.8	22.5	68.5

Im Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckungen (Tab. 5.14) zeigt das Modell für die Termine im September 2004 eine Überschätzung der Bedeckung von 28% der gesamten Einzugsgebietsfläche. Die Überschätzung bei der Schneebedeckung der vergletscherten Flächen liegt im selben Bereich (26 und 28%). Die unteren Höhenzonen (am 03.09.2004 bei 2400 – 2500 m und am 10.09.2004 bei 2500 – 2600 m), in welchen nur ein geringer Flächenanteil noch schneebedeckt ist, wurden gut simuliert (siehe Abb. 5.40 unten und in der Mitte rechts). Je weiter man in die höheren Zonen kommt, desto stärker klaffen Beobachtung und Simulation auseinander. Dabei treten die Probleme der nicht implementierten Schneeverfrachtung und der steigende Fehler durch kleiner werdende Flächenanteile der Höhenzonen auf. Dieses Beispiel zeigt die Fähigkeit des Modells, den Systemzustand der Schneebedeckung innerhalb der kurzen Zeit einer Woche nachzuführen. Die Verteilung der schneebedeckten Flächen der Termine im September (siehe Abb. 5.40) wurde gut modelliert. Der Termin mit der maximalen Ausaperung im August 2003 zeigt eine Unterschätzung der Simulation um etwa vier Höhenzonen (Abb. 5.40 oben links und rechts und Tab. 5.14) und deutet auf eine Unterschätzung der modellierten Schneeakkumulation hin. Wie bereits erwähnt, wurde das Modell vergleichend durchgehend vom 01.10.1999 bis zum 30.09.2005 gerechnet. Dabei tritt das Problem der immer größer anwachsenden Schneeakkumulation in den hoch gelegenen Gebieten auf (wie in Abb. 5.39 gezeigt). Die Gletscher würden im Sommer 2003 durch die großen, über bereits drei Jahre zuvor angesammelten Schneemengen bis zum Schluss bedeckt bleiben, und die Schneeschmelze, jedoch nicht die Eisschmelze, welche bezogen auf die selbe Fläche um ein vielfaches größeren Abfluss liefert, beitragen.

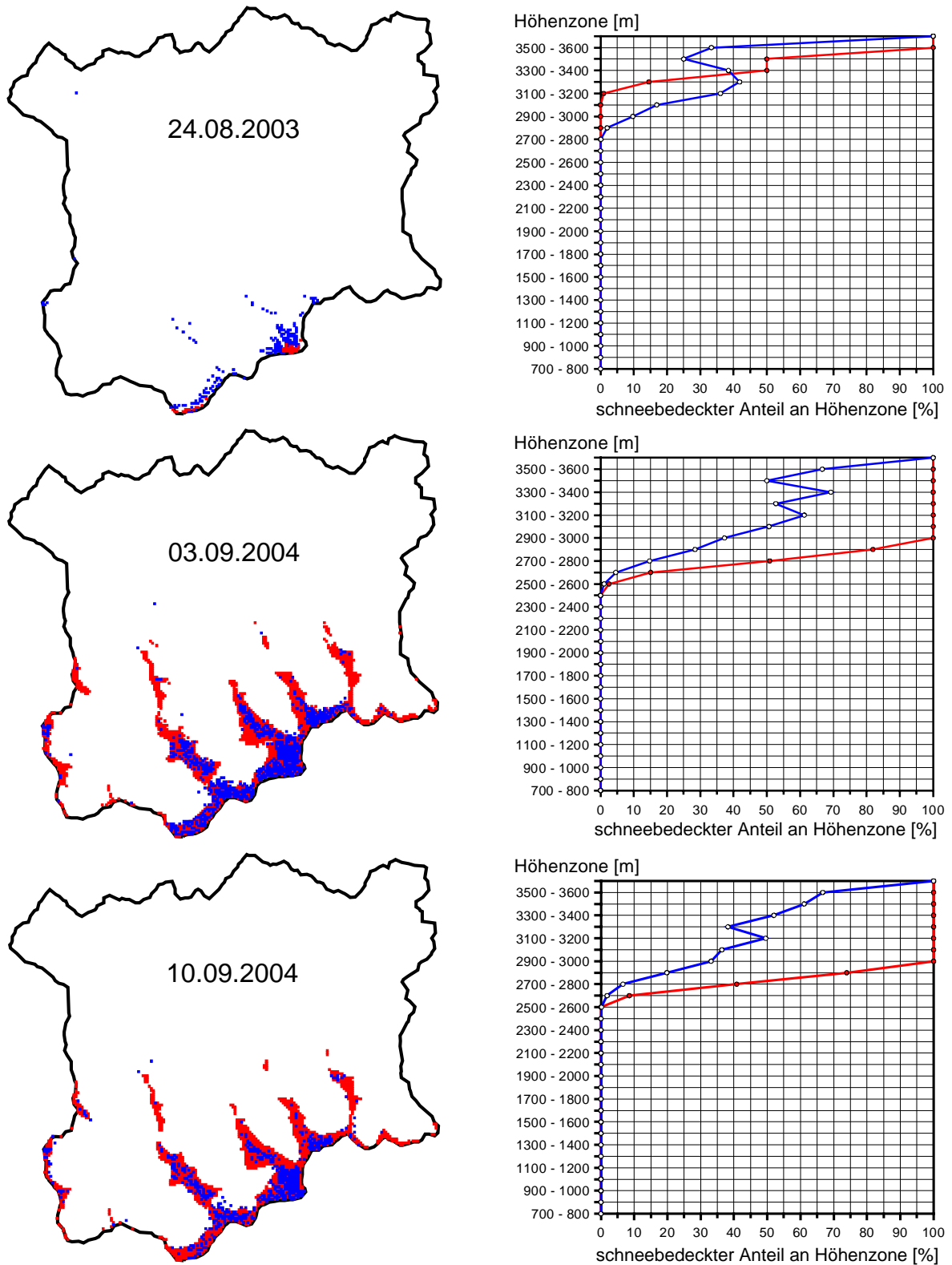


Abb. 5.40: Vergleich der beobachteten (blau) und simulierten (rot) Schneebedeckungen des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau für die drei Beobachtungstermine in der Validierungsperiode (links). Die Simulationsergebnisse (rot) werden auf Grund der Vollflächigkeit von den Beobachtungen (blau) überlagert. Die Darstellungen rechts zeigen den relativen schneebedeckten Flächenanteil der 100 m Höhenzonen für die Beobachtung (blau) und die Simulation (rot) zu den links angeführten Terminen im Vergleich.

Als ein Beispiel dafür, wie man auch durch die Ergebnisse der Satellitenfernerkundung fehlgeleitet werden kann, soll Abb. 5.41 gezeigt werden. Dabei wurde aus der Beobachtung für den 18.03.2004 eine Schneebedeckung von etwa 63% errechnet. Die Simulation lieferte für den gleichen Zeitpunkt eine Bedeckung von etwa 98%, was selbst für den ausklingenden Winter realistisch erscheint.

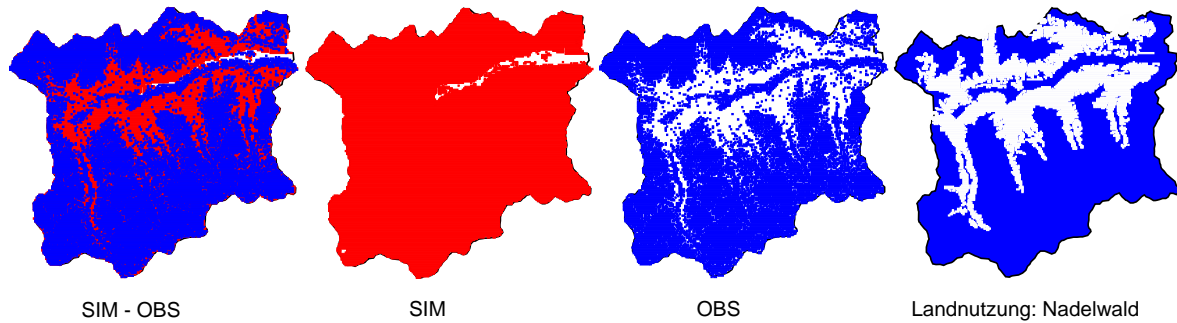


Abb. 5.41: Links: Überlagerung der Fernerkundungsbeobachtung mit dem Simulationsergebnis; Mitte links: Simulationsergebnis; Mitte rechts: Fernerkundungsbeobachtung; rechts: Ausschnitt aus der Landbedeckungskarte.

Abb. 5.41 zeigt, dass das beobachtete Schneebedeckungsmuster primär vom Landbedeckungstyp Nadelwald abhängt und nicht von der tatsächlichen Schneebedeckung bestimmt ist. Es tritt ein sehr ähnliches Muster für den Landbedeckungstyp Nadelwald und die aus dem Satellitenimage interpretierte Schneebedeckung auf. Die optische Fernerkundung von Schneebedeckungen stößt gerade bei Waldbedeckung an die Grenzen, da unter den Baumkronen Schnee liegen kann, der jedoch nicht gesehen wird. Im überlagerten Bild von Simulation und Beobachtung (Abb. 5.41 links) würde eine schlechte Übereinstimmung des Ergebnisses mit der Beobachtung abgelesen werden.

Zusammenfassend kann für die Kalibrierungs- und die Validierungsperiode gesagt werden, dass der Grundcharakter des hydrologischen Systems auf der stündlichen Basis gut nachgebildet werden konnte, und das Modell durch die Gegenüberstellung von beobachteten mit simulierten Schneebedeckungskarten für beide Perioden verifiziert werden konnte.

5.5.5 Auswertung der Ergebnisse und Diskussion

5.5.5.1 Wasserbilanz

Die simulierten Jahresniederschlagshöhen für das Einzugsgebiet Oberer Pinzgau (Interpolation der Stationsdaten und Korrektur des festen Niederschlagsanteils um +50%) schwanken im Untersuchungszeitraum 1999 bis 2005 zwischen etwa 1318 mm und 1764 mm (siehe Tab. 5.15). Der Anteil des Schneeniederschlags am gesamten Niederschlag liegt zwischen 35 und 52%. Bei der Verdunstung stellt sich das Haushaltsjahr 2002/2003 als absoluter Ausreißer heraus. Der größte Eisschmelzanteil wurde für das Haushaltsjahr 2002/2003 errechnet (siehe auch folgendes Kapitel). Die Angabe „ Δ Speicher“ in Tab. 5.15 bezieht sich auf alle Speicheränderungen, die sich vom Anfang bis zum Ende eines Haushaltsjahres ergeben. Dabei sind der Schnee- und der gesättigte Bodenspeicher die ausschlaggebenden.

Tab. 5.15: Simulierte Wasserbilanzgrößen der Haushaltsjahre

WB – Größe	Haushaltsjahr					
	1999/2000 [mm]	2000/2001 [mm]	2001/2002 [mm]	2002/2003 [mm]	2003/2004 [mm]	2004/2005 [mm]
N (% Schnee)	1699 (52)	1764 (50)	1593 (41)	1318 (40)	1600 (45)	1593 (35)
Verdunstung	192	292	310	373	290	279
Q (% Q_{obs})	1462 (100)	1413 (100)	1305 (100)	1112 (84)	1274 (98)	1316 (100)
Eis	16	21	44	148	19	44
Δ Speicher	67	67	19	-26	84	26
Bilanz	-6	15	4	7	2	12

In Tab. 5.15 ist Q (% Q_{obs}) der prozentuelle Anteil der simulierten von der beobachteten Jahresabflusshöhe. Alle Haushaltsjahre, bis auf 2000/2001 waren trockener als die Klimanormalperiode (BMFLUW, 2003). Die Abweichung der Verdunstung schwankt etwas stärker, wobei für 1999/2002 eine um 38% kleinere Verdunstung berechnet wurde. Die Jahresabflüsse liegen eher unter denen der Klimanormalperiode, wobei das trockene Haushaltsjahr 2002/2003 die größten Abweichungen aufweist.

Tab. 5.16: Abweichung von der Klimanormalperiode (1961-1990)

WB – Größe	Haushaltsjahr					
	1999/2000 [%]	2000/2001 [%]	2001/2002 [%]	2002/2003 [%]	2003/2004 [%]	2004/2005 [%]
N	-2	1	-8	-24	-8	-9
EVAP _{akt}	-38	-6	0	-20	-7	-10
Q _{ges}	2	-1	-9	-22	-13	-8

5.5.5.2 Der Anteil der Eisschmelze am Gesamtabfluss

Großes Interesse an den simulierten Ergebnissen liegt bei den modellierten Eis- und Schneeschmelzen. Für die sechs simulierten Haushaltsjahre wurde der Beitrag der Eisschmelze am gesamten Gebietabfluss graphisch dargestellt (Abb. 5.42 und Abb. 5.43) und für die einzelnen Haushaltsjahre und ausgewählte Teilperioden errechnet.

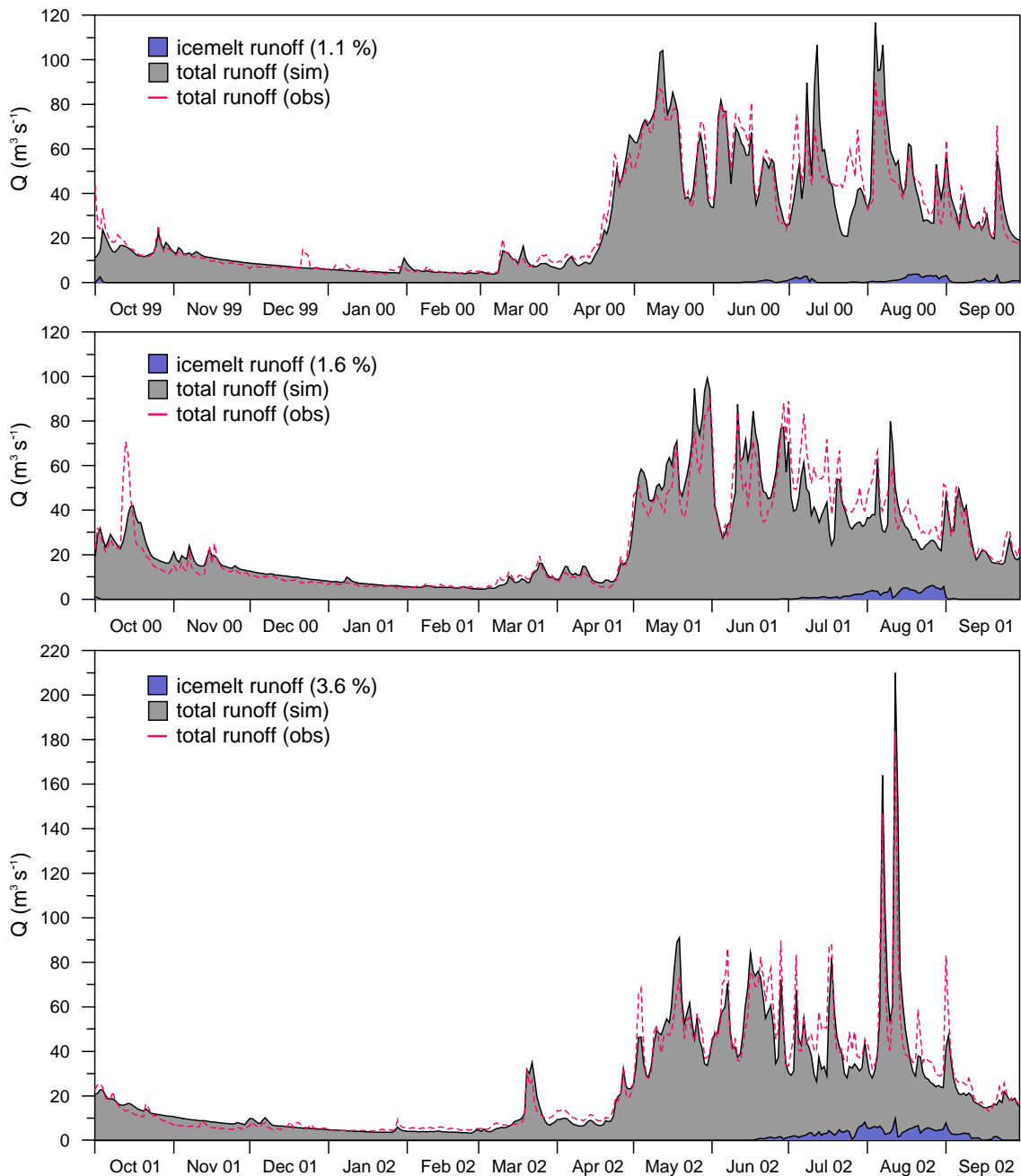


Abb. 5.42: Simulierte Ganglinien der Abflusstagesmittelwerte am Pegel Mittersill (grau) mit dem beitragenden Eisschmelzanteil (blau) für die Kalibrierungsperiode 1999-2002

Für die Periode 1999/2000 wurde der Anteil der Eisschmelze am gesamten Gebietsabfluss mit 1.1% ermittelt. Das entspricht einer Abflusshöhe von 16.2 mm/a und 292 mm/a bezogen auf die Gletscheroberfläche von 32.8 km². Der größte Anteil wurde für den August 2000 mit einem Anteil von 3.5% modelliert. Der größte Tagesbeitrag ergibt sich

mit 12% am 26.08.2000. Der Eisschmelzanteil in der Periode 2000/2001 ergibt 1.6% (22 mm/a = 402 mm/a bezogen auf die Gletscheroberfläche von 32.8 km²). Der Monat mit dem größten Eisschmelzbeitrag im Jahr 2001 war der August mit einem Anteil von 5.6% und der maximale Tagesanteil trat am 27.08.2001 mit 23% auf. In der Periode 2001/2002 gab es bereits einen größeren Eisschmelzanteil von 3.6% (45.5 mm/a = 823 mm/a bezogen auf die Gletscheroberfläche von 32.8 km²). Im August 2002 gab es einen Anteil von 9.1% mit einem maximalen Tagesanteil von 21.2% am 31.08.2002. In Abb. 5.42 ist zu sehen, dass auch im September 2002 ein großer Eisschmelzanteil modelliert wurde. Das wird durch die Beobachtungen am Goldbergkees bestätigt. Damit lässt sich auch argumentieren, weshalb das hydrologische Modell für die Validierungsperiode separat, und mit schneefreien Gletschern initialisiert werden konnte.

Die Validierungsperiode beinhaltet auch den Extremsommer 2003, welcher auf Grund der Trockenheit und der hohen Sommerlufttemperaturen durch die größten Eisschmelzanteile geprägt wird. Für die Charakterisierung des Extremsommers wird auf das Kapitel 5.2 „Der Extremsommer von 2003 – Hydrologische Simulation am Beispiel des Goldbergkees Einzugsgebietes“ verwiesen. Der Eisschmelzanteil der Periode 2002/2003 wurde mit 14.9% berechnet (siehe auch Abb. 5.43). Die Gletscherschmelze hat dabei mit einer Abflusshöhe von 154.6 mm/a am Jahresabfluss beigetragen. Das entspricht einer Abflusshöhe bzw. einer Schmelze von 2795 mm/a bezogen auf die Gletscheroberfläche von 32.8 km². Zum Vergleich der Ergebnisse können die Beobachtungen von Massenbilanzuntersuchungen in der unmittelbaren Umgebung vom Goldbergkees (Hynek & Schöner, 2004) und vom Stubacher Sonnblickkees (Slupetzky & Wiesenegger, 2005; WGMS, 2005) herangezogen werden. Dabei wurde für das Goldbergkees eine Ablation von etwa 1800 mm gemessen. Das Sonnblickkees bilanzierte mit -2870 mm, wobei das Flächenverhältnis von Akkumulationsgebiet zur gesamten Gletscherfläche nur etwa 0.6% betrug. Dieser Wert kann daher direkt gegenübergestellt werden. Im Vergleich zum Goldbergkees mit 2370 m ü.d.A. und dem Sonnblickkees mit etwa 2400 m ü.d.A. liegt die Gletscherzunge des Untersulzbachkees, dem größten Gletscher des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau, deutlich tiefer, bei etwa 2200 m ü.d.A.. Die modellierte Eisabschmelzung für das Haushaltsjahr 2002/2003 ist somit in einem realistischen Bereich. Für den August 2003 wurde ein Anteil von 58.2% Gletscherschmelze am Gebietsabfluss der Salzach bei Mittersill errechnet! Der maximale Tagesanteil wurde mit 69% am 13.08.2003 modelliert. Die Eisschmelze in der Periode 2003/2004 liegt wieder bei „normaleren“ Werten von 1.6% (19.4 mm/a = 361 mm/a bezogen auf die Gletscheroberfläche von 32.8 km²). Im August 2004 wurde ein Anteil von 5.8% mit einem maximalen Tagesanteil von 14.1% am 19.08.2004 berechnet. Dieses Ergebnis ist auch mit der Massenbilanzreihe vom Goldbergkees (Abb. 5.14) vergleichbar, wo das Haushaltsjahr 2003/2004 leicht positiv bilanzierte. Der Eisschmelzanteil in der Periode 2004/2005 liegt bei 4.2% (49.0 mm/a = 885 mm/a bezogen auf die Gletscheroberfläche von 32.8 km²).

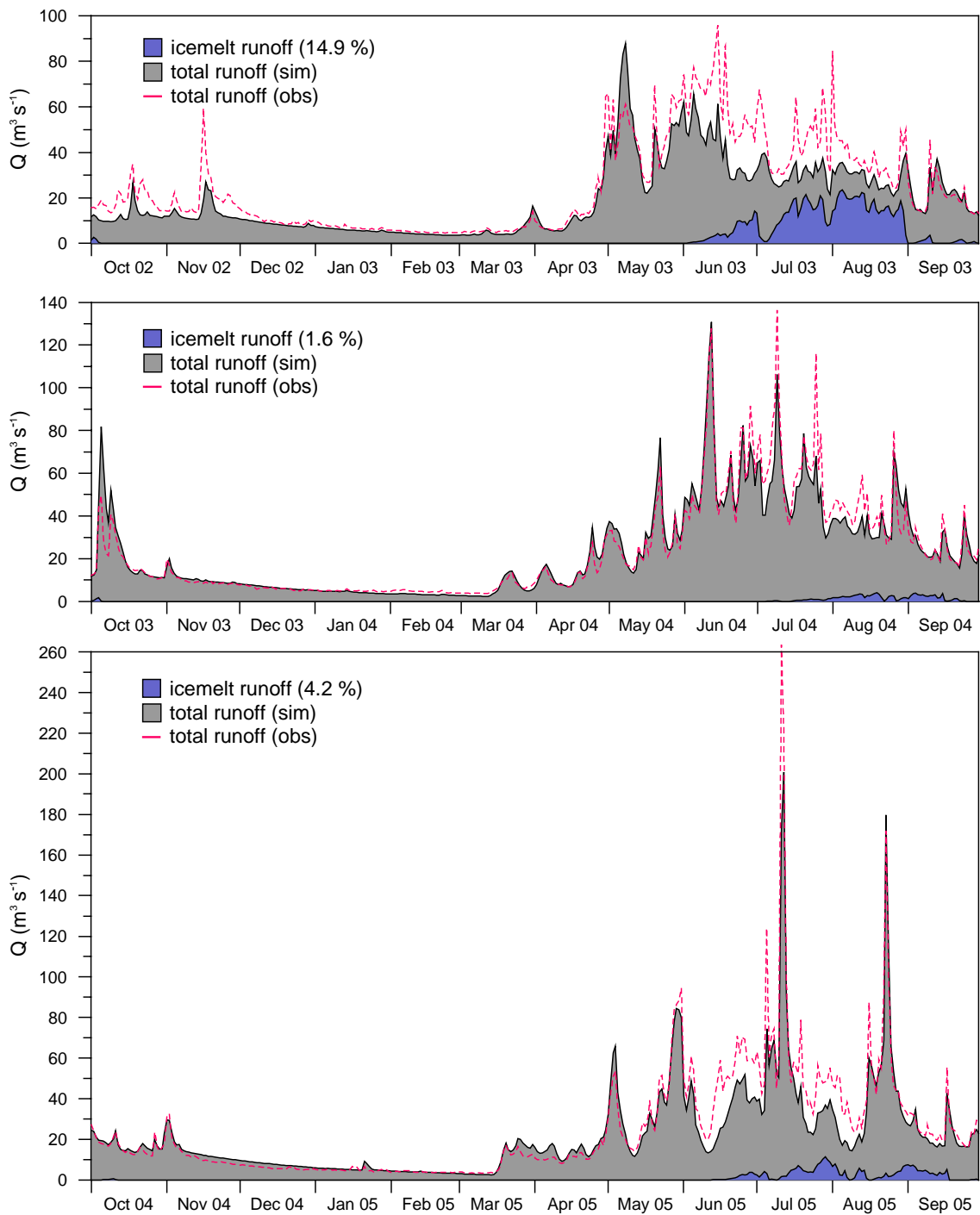


Abb. 5.43: Simulierte Ganglinien der Abflusstagesmittelwerte am Pegel Mittersill (grau) mit dem beitragenden Eisschmelzanteil (blau) für die Validierungsperiode 2002-2005

Für den August 2005 wurde ein Anteil von 7.0% errechnet, der maximale Tagesanteil von 31.0% wurde aber im Juli für den 29.07.2005 simuliert. Dabei gilt anzumerken, dass der Juli 2005 bereits überdurchschnittlich warm war (siehe auch Abb. 5.12), und damit größere Abschmelzungen in diesen Monat fallen (8.3%). Auch im September 2005 haben die Gletscher noch kräftig zum Abfluss beigetragen.

5.5.5.3 Zeitlicher Verlauf der Schneebedeckung im Einzugsgebiet Oberer Pinzgau – Analyse der „Depletion – Curves“

Durch Auswertung der in Kartenform von PREVAH auf Tagesbasis generierten SWE – Speicherzustände kann der zeitliche Verlauf der Schneebedeckung des Einzugsgebietes dargestellt werden. Dazu wird die räumliche Darstellung des SWE – Speicherzustandes jedes einzelnen Tages nach den Kriterien „schneebedeckt“ oder „schneefrei“ reklassifiziert. Daraus lässt sich für jeden modellierten Tag der prozentuelle Anteil der schneebedeckten Fläche der gesamten Einzugsgebietsfläche errechnen. Das Haushaltsjahr 1999/2000 ist mit 107 Tagen mit vollständiger Schneebedeckung der Spitzenreiter und 2002/2003 mit sechs Tagen das Schlusslicht (siehe Tab. 5.17). Im Mittel gibt es für den gesamten Simulationszeitraum 1999 bis 2005 66 Tage mit 100%iger Schneebedeckung.

Tab. 5.17: Anzahl der Tage mit vollständiger Schneebedeckung des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau für den Zeitraum 1999 - 2005

Haushaltsjahr	Anz. d. Tage mit 100% Schneebedeckung
1999/2000	107
2000/2001	24
2001/2002	75
2002/2003	6
2003/2004	99
2004/2005	99

In Abb. 5.44 sind die zeitlichen Verläufe für die Jahre 1999 bis 2005 dargestellt. Diese zeigen recht unterschiedliches Verhalten. Einerseits die unterschiedliche Länge der Perioden mit vollständiger Schneebedeckung und andererseits die unterschiedlichen Beginnphasen der Akkumulationsperioden. Die rasch beginnenden und anhaltenden Winterdecken sind in dieser Untersuchungsperiode eher die Minderzahl. Auch in der Ablationsperiode gibt es größere Unterschiede, wobei 2002/2003 als das Haushaltsjahr mit den negativsten Massenbilanzen (siehe auch Kapitel 5.7) erwartungsgemäß auch bei der Schneeschmelze den steilsten Abfall der prozentuellen Schneebedeckung zeigt. Der Prozess der Ausaperung der Gletscher ist verglichen mit den anderen Jahren am schnellsten vor sich gegangen. Bei den minimalen Schneebedeckungen des Einzugsgebietes zeigt auch das Haushaltsjahr 2002/2003 die kleinsten Werte. Dagegen verläuft die Ausaperung im Haushaltsjahr 2003/2004 deutlich langsamer, es zeigt sich eine flacher geneigte Gerade. Die Unterbrechung der Sommermonate mit kurzzeitig großflächigeren Schneebedeckungen (im Juli 2000 mit 60% und im August 2005 mit 50%) kommen selten vor, nur in der Periode 2004/2005 tritt das häufiger auf. Ab spätestens Mitte September war in allen Haushaltsjahren mit größeren Schneefällen zu rechnen und im Oktober mit dem Beginn des Aufbaus der Winterschneedecke.

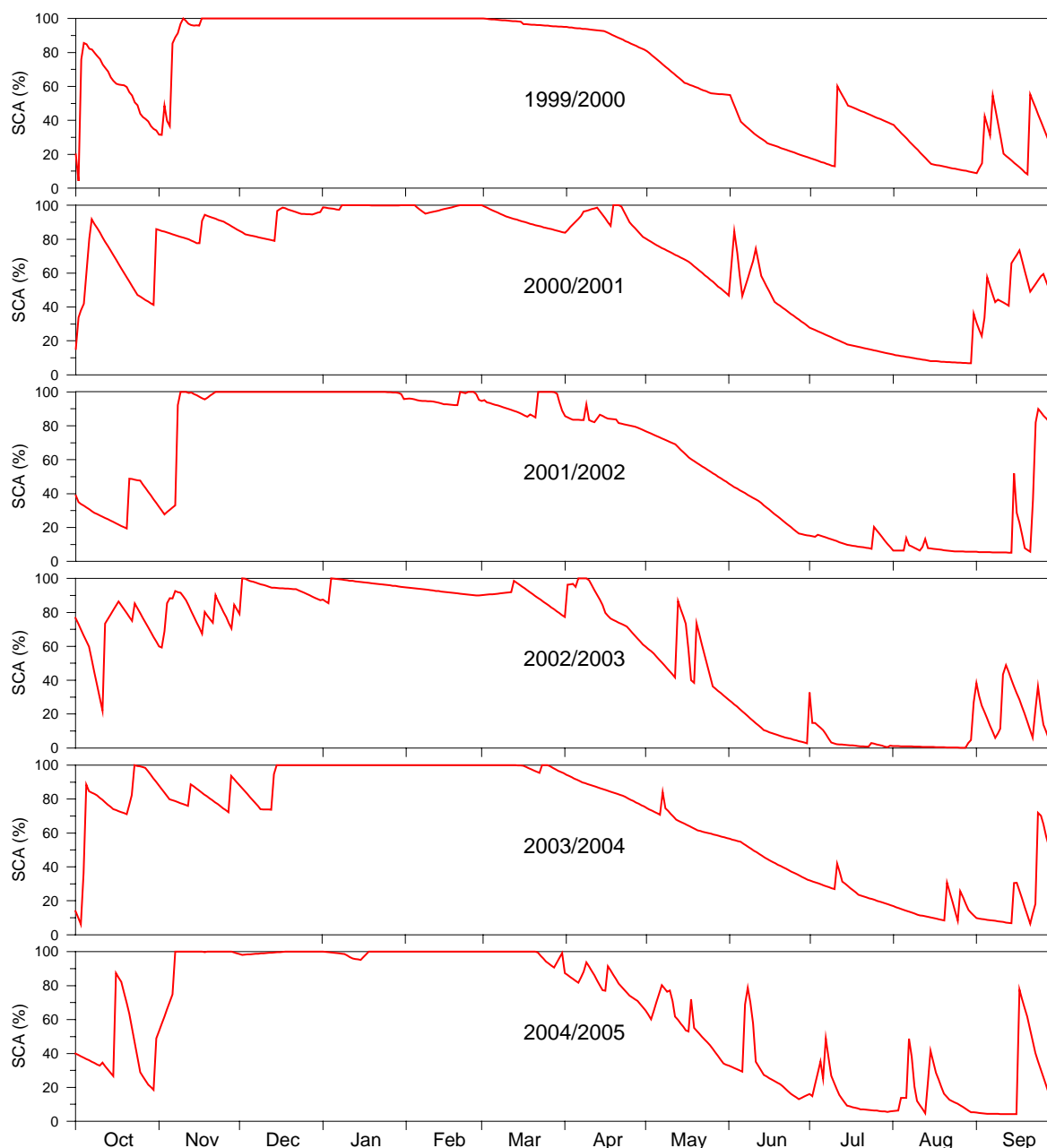


Abb. 5.44: Zeitlicher Verlauf der prozentuellen Schneebedeckung („Depletion curves“) des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau auf Basis der simulierten Tageswerte der Schneebedeckung für die hydrologischen Jahre 1999 bis 2005.

Da die zeitlichen Verläufe der relativen Schneebedeckung des Untersuchungsgebietes auch immer wiederkehrende Eigenschaften zeigen, ist es interessant einen mittleren Verlauf der relativen Schneebedeckung darzustellen (Abb. 5.45). Dabei werden die einzelnen Ausreißer, welche sich durch spontane Schneedeckenzuwächse ergeben, herausgemittelt. Abb. 5.45 zeigt damit im Mittel sechs Monate im Jahr, in welchen es mehr als 60% Schneebedeckung im Oberen Pinzgau gab. Ab Ende April beginnt die Schneeschmelzperiode, welche bis Ende Juni gleichbleibend und im Juli und August etwas schwächer verläuft. Im September und Oktober gibt es wieder Akkumulation.

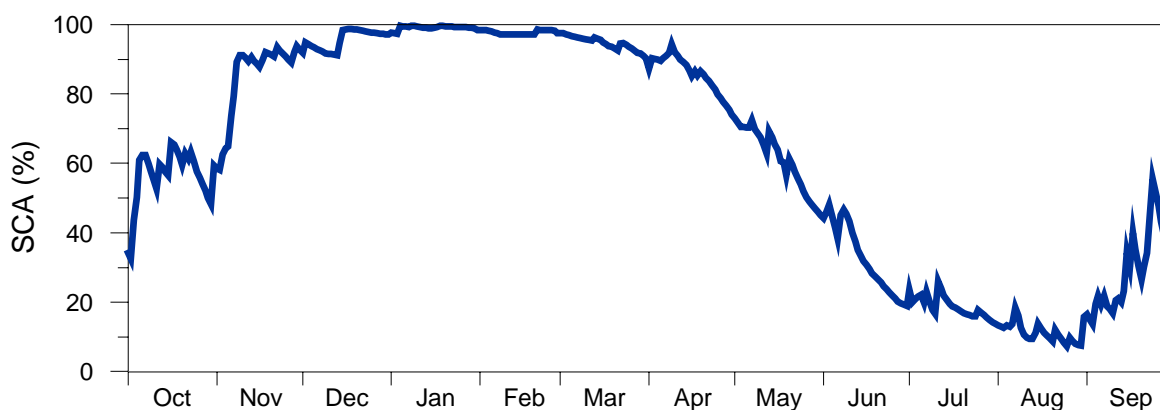


Abb. 5.45: Mittlere prozentuelle Schneebedeckung der hydrologischen Jahre 1999 bis 2005 des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau auf Basis simulierter Tageswerte.

5.5.5.4 Kumulative Schneedeckendauer

Ein Nebenprodukt der Schneesimulation ist die Berechnung der kumulativen Schneedeckendauer. Dabei kann von PREVAH für jeden Tageszeitschritt ein räumliches Raster generiert werden, welches für jede Zelle die kumulative Schneedeckendauer angibt. Um für ein bestimmtes Haushaltsjahr die Schneedeckendauer zu berechnen, wird das Raster mit der kumulativen Schneedeckendauer am Beginn des Haushaltsjahres von jenem am Ende subtrahiert. Das wurde für alle sechs Haushaltsjahre von 1999 bis 2005 auf dem vorgegebenen Raster von 150 x 150 m durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen große Unterschiede von Jahr zu Jahr. Zum Vergleich wurde auch die mittlere Schneedeckendauer der Referenzperiode 1961-1990 gegenübergestellt (250 x 250 m Raster). Diese flächenhafte Information ist das Ergebnis einer Interpolation mittels linearer Regression der Schneedeckendauer mit der Seehöhe anhand von Stationsdaten (Schöner & Mohnl, 2003). Nur zwei Stationen befanden sich direkt im Gebiet des Oberen Pinzgau. Tab. 5.18 zeigt, dass 1999/2000 mit 245 Tagen als Gebietsmittelwert als einziges Haushaltsjahr das Mittel der Klimanormalperiode übertrifft.

Tab. 5.18: Kennwerte der Schneedeckendauer für die simulierten Haushaltsjahre und die mittleren Perioden 1999-2005 und 1961-1990 im Vergleich

Haushaltsjahr	Minimum [Tage]	Maximum [Tage]	Mittel [Tage]
1999/2000	105	366	245
2000/2001	26	365	241
2001/2002	77	365	218
2002/2003	58	362	208
2003/2004	93	366	244
2004/2005	99	365	222
Mittel 1999-2005	78	364	230
Mittel 1961-1990	105	349	244

In Abb. 5.46 ist das Haushaltsjahr 1999/2000 mit einer langen Schneedeckendauer im Tal und in den großen Höhenzonen zu sehen. 2000/2001 hat eine kürzere Schneedeckendauer im Tal aber eine vergleichbare Dauer wie 1999/2000 in den höheren Lagen. 2001/2002 zeigt wiederum in allen Höhenzonen eine kürzere Schneedeckendauer. Es ist zu beachten, dass die Höhenzonen unterschiedliche Flächenanteile an der Gesamtfläche haben (Abb. 5.35).

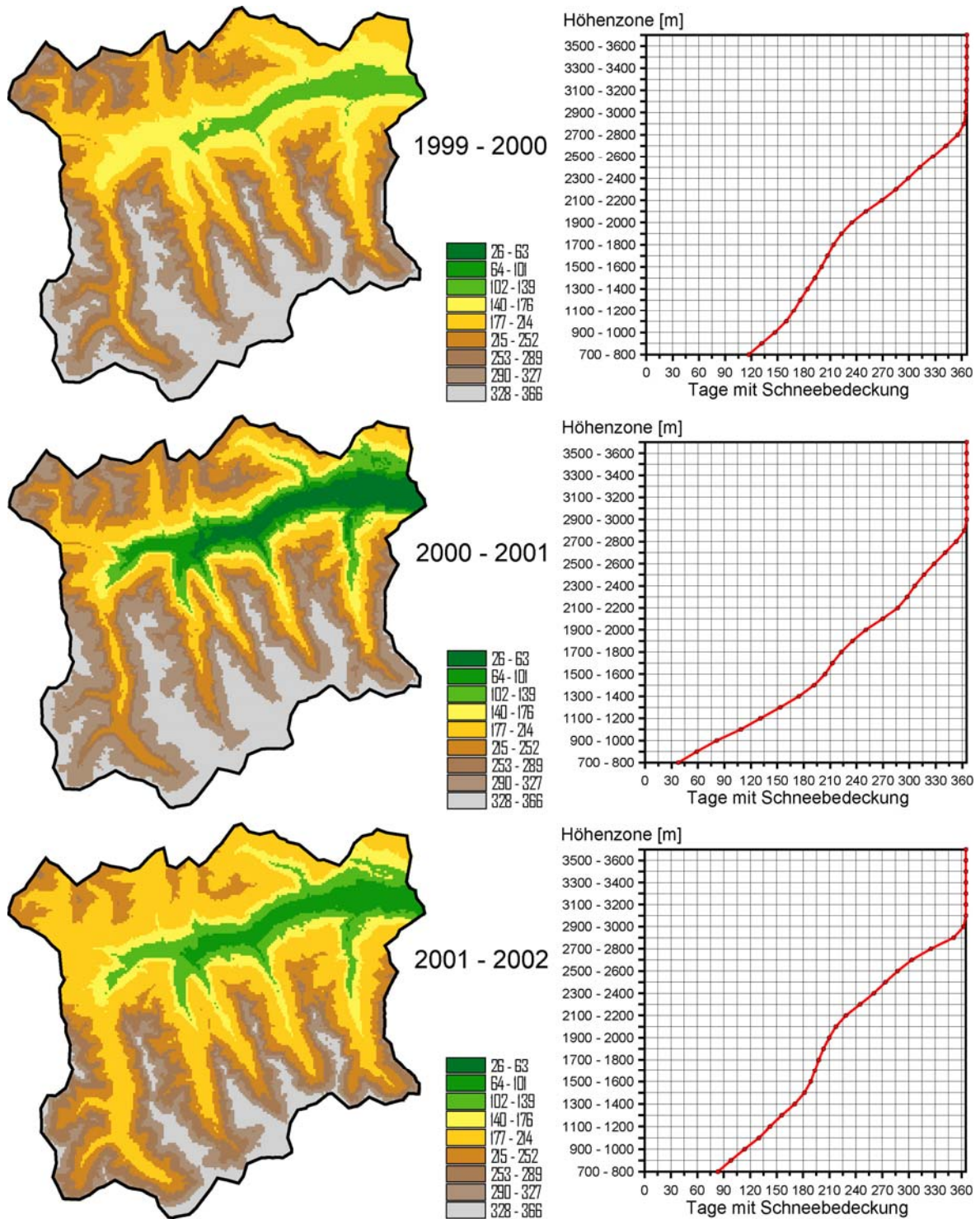


Abb. 5.46: Räumliche Darstellung der kumulativen Schneedeckendauer der Haushaltsjahre 1999 bis 2002 und mittlere Anzahl der Tage mit Schneebedeckung in den 100 m – Höhenzonen des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau.

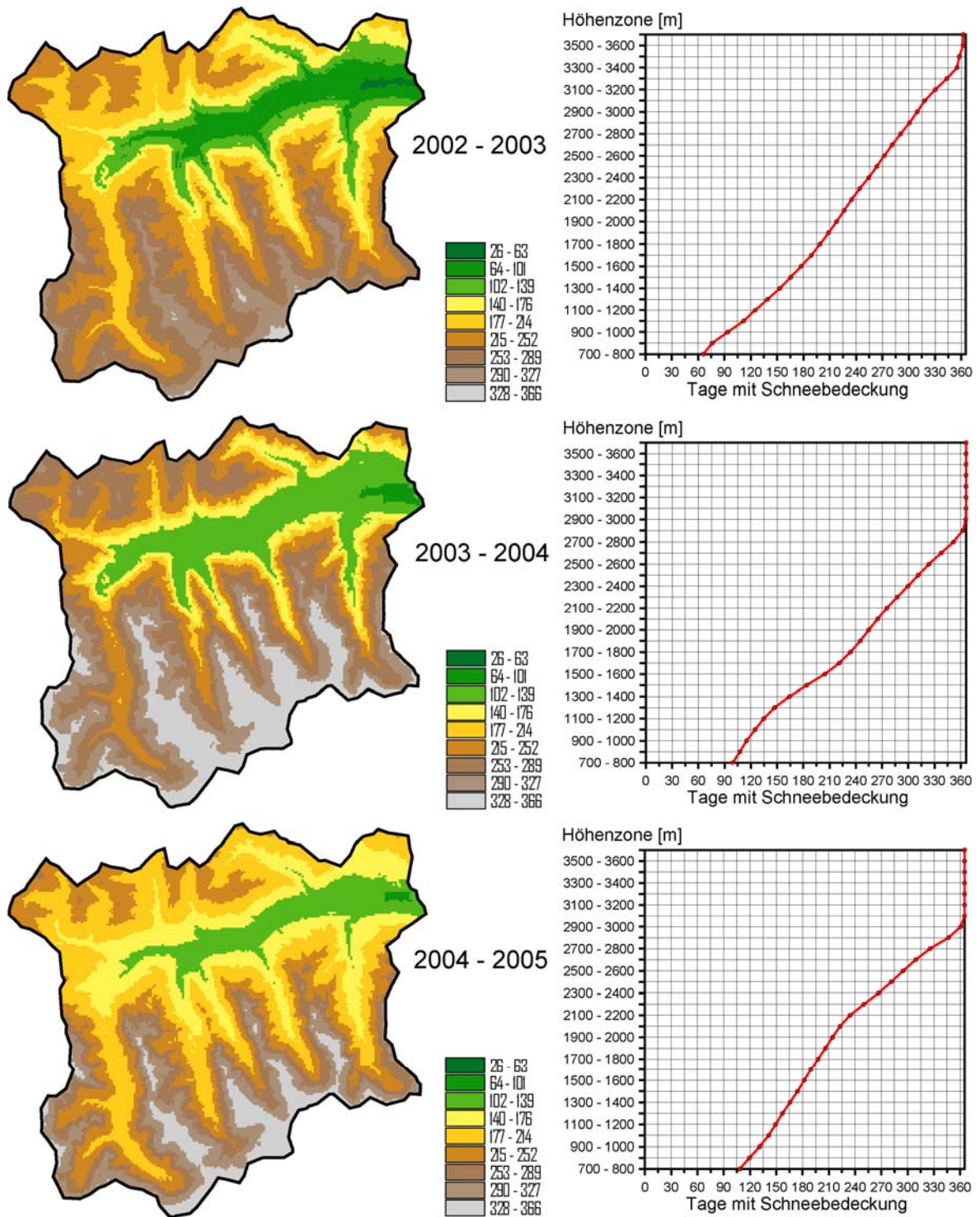


Abb. 5.47: Räumliche Darstellung der kumulativen Schneedeckendauer der Haushaltsjahre 2002 bis 2005 und mittlere Anzahl der Tage mit Schneebedeckung in den 100 m – Höhenzonen des Einzugsgebietes Oberer Pinzgau.

Das Haushaltsjahr 2002/2003 zeigt erwartungsgemäß (siehe Kapitel 5.2) die kürzesten Schneedeckendauern in allen Höhenlagen (Abb. 5.47). Nur in den größten Höhenzonen (ab 3400 m ü.d.A.) wurde eine ganzjährige Schneedecke simuliert. 2003/2004 zeigt wiederum eine längere Schneedeckendauer in den hohen Lagen. Im Vergleich zu 2004/2005 ist die Schneedeckendauer im Tal ähnlich, nur in den hohen Lagen zeigt

2004/2005 die Klasse der längsten Schneedeckendauer um eine 100 m Höhenzone weiter oben. In Abb. 5.48 wird die simulierte mittlere Schneedeckendauer der Periode 1999-2005 mit der beobachteten mittleren (interpolierten) Schneedeckendauer der Periode 1961-1990 (Schöner & Mohrl, 2003) gegenübergestellt. Einerseits ist ein sehr ähnliches, durch die Höhenverteilung vorgegebenes Bild zu sehen. Andererseits zeigen sich für 1999-2005 in den Tallagen kürzere Schneedeckendauern und in den hohen Lagen größere Gebiete mit längeren Schneedeckendauern.

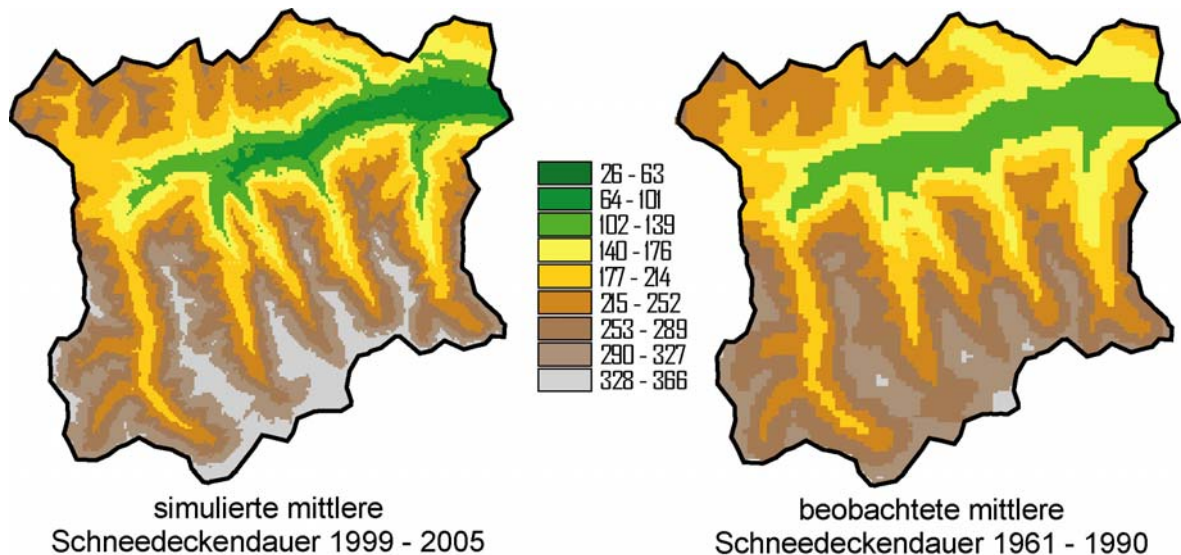


Abb. 5.48: Vergleich der simulierten mittleren jährlichen Schneedeckendauer der Periode 1999 bis 2005 mit der beobachteten (interpolierten) mittleren jährlichen Schneedeckendauer der Periode 1961 bis 1990

Im Differenzenplot (Abb. 5.49) sind die erwähnten Abweichungen zu sehen. Das Histogramm der zellenweise berechneten Differenz der Schneedeckendauer zeigt eine um zehn Tage höhere Schneedeckendauer der Periode 1999-2005.

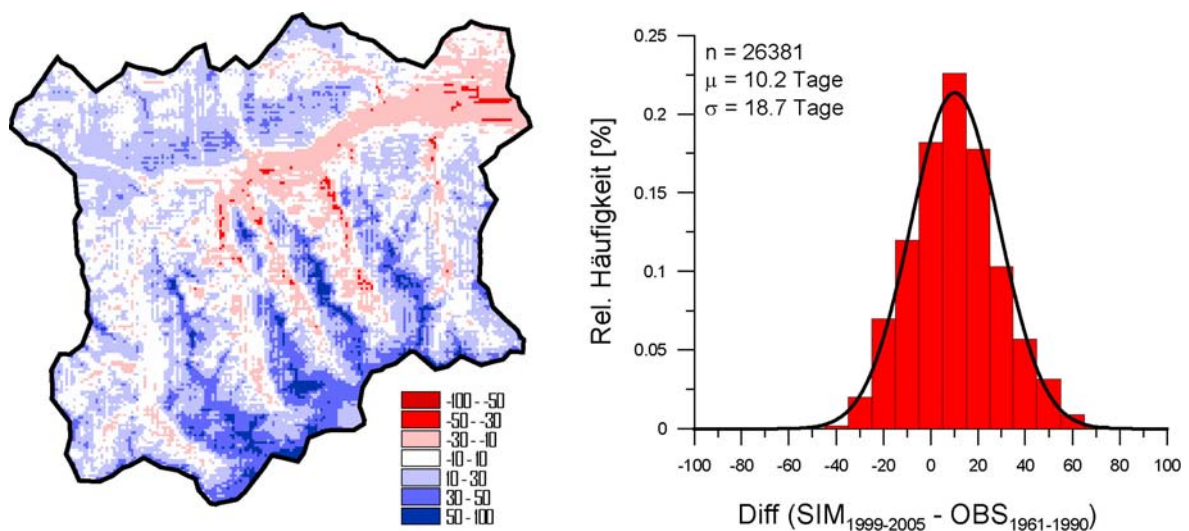


Abb. 5.49: Darstellung des Differenzenplot ($SIM_{1999-2005} - OBS_{1961-1990}$) und der Häufigkeitsverteilung der Differenzen

5.6 Modellanwendung im Einzugsgebiet Obersulzbach

Wie im Kapitel 3.2 beschrieben, hat dieses Einzugsgebiet einen großen hochalpinen Flächenanteil mit einer Vergletscherung von 14.5 km². Das entspricht einem Anteil von 18.2% an der Einzugsgebietsfläche. Im Obersulzbach Gebiet gibt es keine anthropogene Nutzungen, die das Abflussgeschehen beeinflussen.

5.6.1 Modelltechnische Unterteilung des Einzugsgebietes

Als Datenbasis für die Simulation stand wieder das hochauflösende Höhenmodell mit 10 x 10 m Auflösung zur Verfügung. Im „Preprocessing“ wurde das Höhenmodell durch ein „Resampling“ auf eine gröbere Auflösung von 60 x 60 m gebracht. Damit wird das Gebiet von einem 286 x 210 Raster abgedeckt. Das entspricht einer Zellenanzahl von 22150 innerhalb der Einzugsgebietsgrenzen. Die Unterteilung in HRUs wurde nach folgenden Kriterien mit dem „Preprocessor“ von PREVAH (Gurtz et al., 2005) durchgeführt:

- Höhenzonen (50 m) = 55 Klassen
- Exposition (Haupt-, Zwischenhimmelsrichtungen + flach) = 9 Klassen
- Landbedeckung = 6 Klassen
- Gletscher (Firn und Eis, ELA bei 2900 m) = 2 Klassen

Die Landbedeckung wurde dem CORINE-Datensatz (siehe Kapitel 4.5.3; UBA, 2000) entnommen, und die Gletscherflächen stammen von der Digitalisierung der Befliegungsauswertung von 2003. Daraus ergeben sich 545 HRUs und 225 meteorologische Zonen, für die nur die ersten beiden Kriterien der HRU Unterteilung angenommen wurden. Die Unterteilung in HRUs entspricht einer Reduktion der zu berechnenden Teilflächen um den Faktor 40 gegenüber einem vollverteilten Rastermodell.

5.6.2 Meteorologischer Input

Für das Einzugsgebiet Obersulzbach wurde derselbe meteorologische Datensatz wie für den Oberen Pinzgau verwendet. Es kamen auch dieselben Interpolationsverfahren zum Einsatz. Der Unterschied zwischen den beiden Anwendungen besteht lediglich in einer höheren Auflösung der Rasterzellen von 60 x 60 m für den Obersulzbach.

5.6.3 Modellkalibrierung

Gleich wie für den Oberen Pinzgau wurde auch für den Obersulzbach die Kalibrierungsperiode vom 01.10.1999 bis zum 30.09.2002 gewählt. Für diesen Zeitraum liegen die meteorologischen Inputdaten der Stationen, wie in Tab. 4.1 dargestellt, vor. Die Modellparameter in PREVAH wurden mit der automatischen Optimierungsroutine kalibriert, wobei wieder die lineare Modellgüte (Nash & Sutcliffe, 1970) der gesamten Kalibrierungsperiode als objektive Zielfunktion optimiert wurde. Es wurde der in Gurtz et al. (2005) vorgeschlagene Satz von elf Parameterpaaren (Tab. 5.11) verwendet. Da die Gletscher bei diesem Einzugsgebiet bereits einen großen Flächenanteil einnehmen, ist auch die Sensitivität des simulierten Abflusses auf die Änderung der Gletscherschmelz- und Gletscherspeicherparameter groß. Die Optimierung der Speicherparameter für Schnee, Firn und Eis ist in der Optimierungsroutine nicht implementiert. Durch die

Anwendung des Parametersatzes, welcher bereits für den Oberen Pinzgau optimiert wurde, und einer manuellen Nachjustierung der Translationszeiten für Schnee, Firn und Eis konnte eine bessere Modellperformance erzielt werden. Die Translationszeit wurde jeweils halbiert (siehe Tab. 5.19). Die Korrekturfaktoren für Regen- und Schneeniederschlag mussten für den Obersulzbach deutlich erhöht werden. Dabei ergeben sich die Korrekturfaktoren für den flüssigen Niederschlag durch die Optimierung der simulierten Hochwasserabläufe und für den festen Niederschlag aus der Optimierung der Schneeakkumulation. Diese wird durch die Anpassung des Modells an den beobachteten Ausaperungszustand, der in den Satellitenimages der drei Kalibrierungstermine zu sehen ist, erreicht (Abb. 5.52).

Tab. 5.19: Modellparameter, welche im Vergleich zum Parametersatz für den Oberen Pinzgau geänderten wurden

Parameter	Wert	Änderung	Einheit
Rain correction	25	+15	[%]
Snow correction	70 (100)	+20 (+50)	[%]
Translation time for snowmelt	4	-50	[h]
Translation time for icemelt	2	-50	[h]
Translation time for firmelt	2	-50	[h]

Der Vergleich der beobachteten und simulierten Abflüsse in Abb. 5.50 zeigt, dass in der Kalibrierungsperiode Modellgüten (nach Nash & Sutcliffe, 1970) von 0.81 bis 0.86 erreicht werden konnte. Der maximale Volumsfehler trat für das hydrologische Jahr 2001/2002 mit etwa 187 mm auf. Für alle drei Jahre der Kalibrierungsperiode ist zu sehen, dass die Niederwasserperiode von November bis April des Folgejahres dauert. Das ist unter anderem ein Kennzeichen für das ausgeprägte nivo-glaziale Abflussregime. Für alle simulierten Haushaltsjahre der Kalibrierungsperiode ist zu sehen, dass der Beginn der Schneeschmelze gut modelliert wurde. Nur in der Periode 1999/2000 wird nach dem Einsetzen der Schneeschmelze der Abfluss tendenziell überschätzt (Abb. 5.50 oben). Weiters zeigt sich für die gleiche Periode Mitte Juli eine starke Unterschätzung des Abflusses. Das ist einerseits durch ein nicht bzw. zu klein beobachtetes Niederschlagsereignis zu erklären, wobei auch ein Anteil der Schneeschmelze abzugehen scheint. Jeweils im August der Haushaltsjahre der Kalibrierungsperiode sind ausgeprägte Eisschmelzabflüsse mit großen Amplituden vorzufinden. In den Sommermonaten, aber primär im Juli unterschätzen die simulierten Abflüsse die Beobachtungen. Das kann auf eine zu geringe Schneeakkumulation hinweisen, die zu dieser Zeit im Abflussgeschehen fehlt. Die zwei Abflussspitzen im August 2002 konnten vom zeitlichen Auftreten gut modelliert werden. Die erste Welle trat am 07.08.2002 um 02:00 (MEZ) mit 35.9 m³/s auf und wurde mit 37.6 m³/s etwas überschätzt. Die zweite Welle war dann am 12.08.2002 um 05:00 (MEZ) mit einem Scheitelwert von 47.9 m³/s aufgetreten. Die Simulation hat den

Scheitel vier Stunden später mit $40.8 \text{ m}^3/\text{s}$ überschätzt. Das Volumen beider Hochwasserabflüsse im Zeitraum vom 05. zum 15.08.2002 wurde mit 13% überschätzt. Nach den Ereignissen folgte, wie für den August typisch, der ausgeprägte Gang des Eisschmelzabflusses.

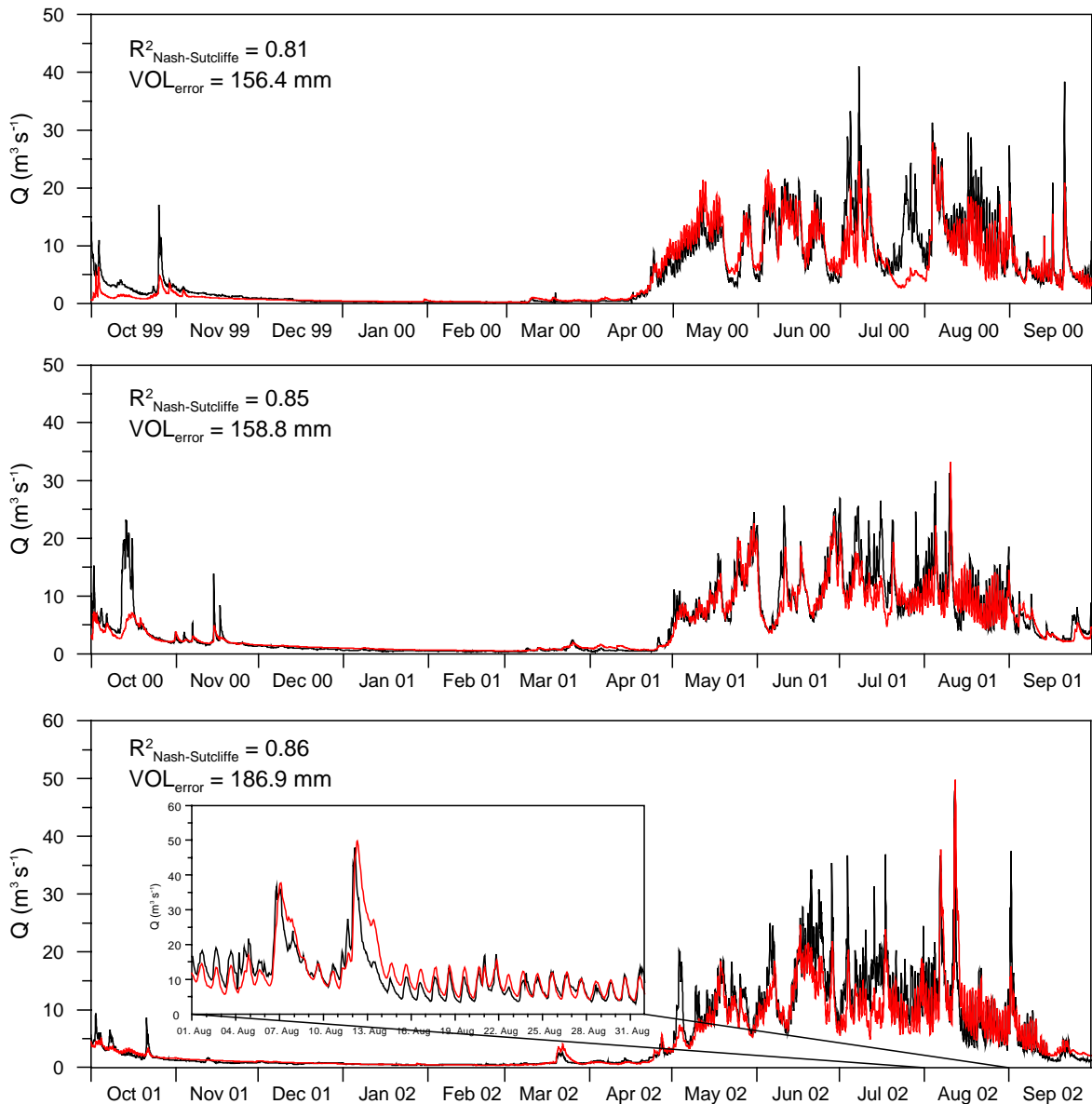


Abb. 5.50: Gegenüberstellung der stündlichen Abflüsse während der Kalibrierungsperiode des hydrologischen Modells (01.10.1999 - 30.09.2002). Schwarz: beobachtet und rot: simuliert. Für jede Teilperiode ist die Modellgüte angegeben. Das unterste Bild zeigt einen Ausschnitt vom August 2002.

5.6.3.1 Verifizierung der Schneeschmelze mittels Satellitenfernerkundungsdaten

Gleich wie bei der Auswertung und Gegenüberstellung der beobachteten und simulierten Schneebedeckung des Oberen Pinzgau wurde auch für das Obersulzbach Gebiet eine Analyse der Schneebedeckungsdaten durchgeführt. Die Auswertung der Fernerkundung, welche mit 15 m bzw. 30 m Auflösung vorliegt, wurde auf den $60 \times 60 \text{ m}$ Raster der

Simulationsdaten gebracht. Tab. 5.20 zeigt den Vergleich der relativen und absoluten Schneebedeckungen für das Obersulzbach Gebiet für die Kalibrierungsperiode.

Tab. 5.20: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckung des Einzugsgebietes Obersulzbach für drei Termine in der Kalibrierungsperiode.

Datum	Fernerkundung				Simulation			
	SCA (basin)		SCA (glacier)		SCA (basin)		SCA (glacier)	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%
20. Jun. 2000	25.4	31.9	12.8	87.7	29.5	36.9	13.1	89.8
18. Jun. 2002	24.8	31.1	13.9	95.7	38.7	48.6	14.0	96.4
28. Jul. 2002	12.4	15.6	10.8	74.5	11.3	14.1	7.8	53.7

Für den Beobachtungstermin am 20.06.2000 zeigt sich eine gute Übereinstimmung, sowohl für die Schneebedeckung des gesamten Einzugsgebietes, als auch für die Schneebedeckung der Gletscherflächen. Am 18.06.2002 stimmt zwar die Schneebedeckung der Gletscherflächen gut (nahezu vollständig bedeckt), jedoch wird die Schneebedeckung des Einzugsgebietes um etwa 17% überschätzt. Am 28.07.2002 gibt es genau das umgekehrte Verhalten, wo die Simulation die Schneebedeckung des Einzugsgebietes gut trifft, aber die Schneebedeckung der Gletscher unterschätzt wird.

Für die höhenzonenbasierte Analyse der simulierten und beobachteten Schneebedeckungen wurde Abb. 5.51 dargestellt, um den Flächenanteil der einzelnen Höhenzonen an der Gesamtfläche vor Augen zu haben. Dabei ist die mittlere Höhe, bzw. die meisten vorkommende Höhe im Einzugsgebiet zu sehen. Der Flächenanteil der Höhenzonen ab 3300 m wird verschwindend klein.

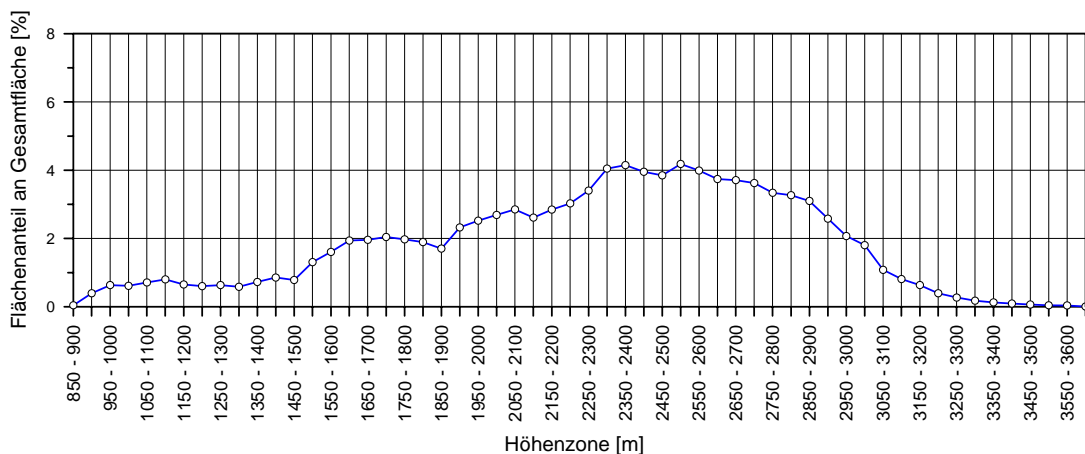


Abb. 5.51: Prozentueller Flächenanteil der Höhenzonen an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes Obersulzbach (80 km²)

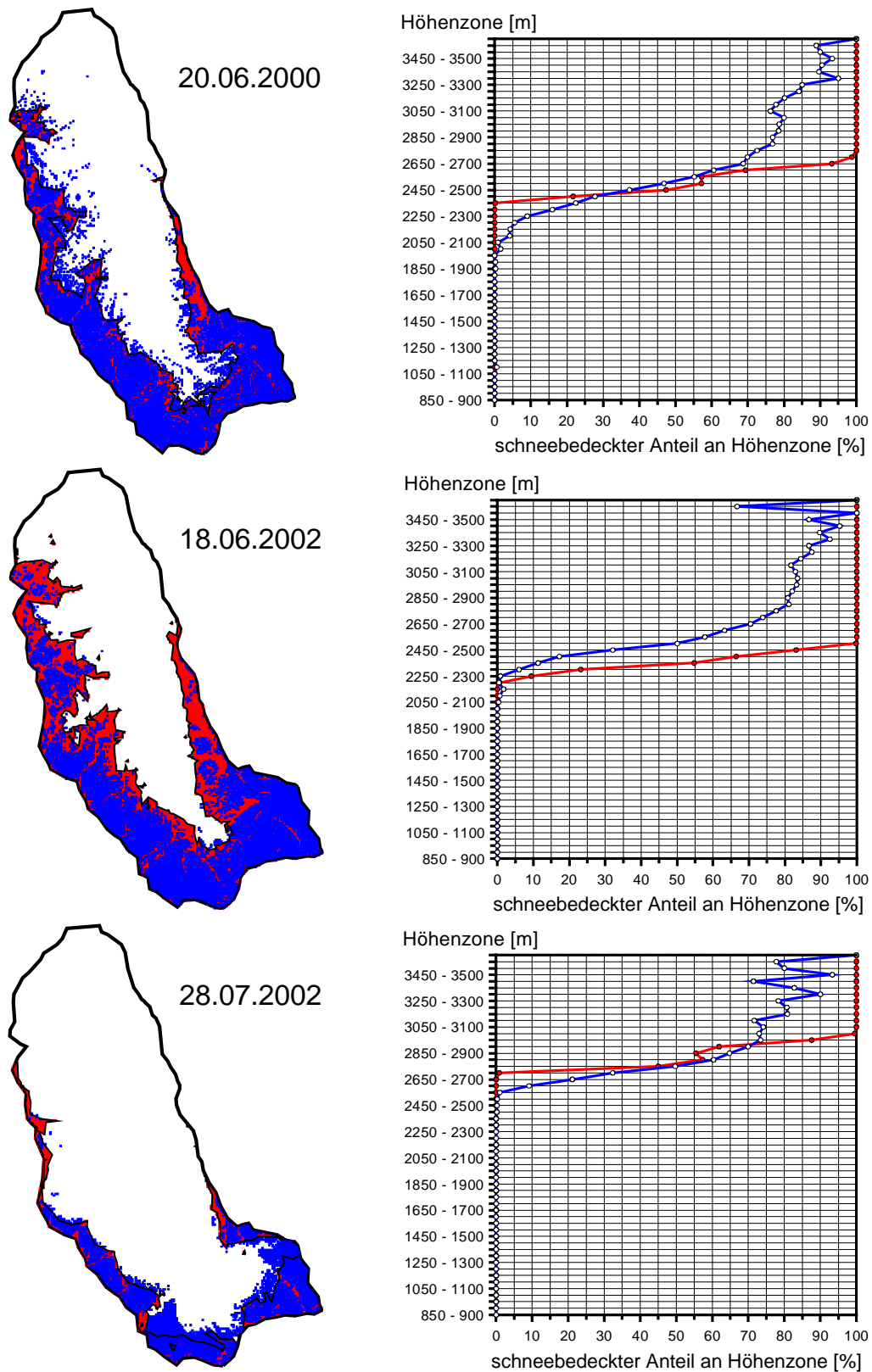


Abb. 5.52: Vergleich der beobachteten (blau) und simulierten (rot und schwarz eingefasst) Schneebedeckungen des Einzugsgebietes Obersulzbach für die drei Beobachtungstermine in der Kalibrierungsperiode (links). Die Darstellungen rechts zeigen den relativen schneebedeckten Flächenanteil der 100 m Höhenzonen für die Beobachtung (blau) und die Simulation (rot) zu den links angeführten Terminen im Vergleich.

Durch Angabe des Schneebedeckungsgrades in Tab. 5.20 erscheint das Simulationsergebnis für den 20.06.2000 recht gut. Bei Betrachtung der flächenhaften Darstellung der Schneebedeckung in Abb. 5.52 (links oben) ist aber zu erkennen, dass einzelne schneebedeckte Flächen in tieferen Lagen vorzufinden waren. Auch die Darstellung der relativen Schneebedeckung der 50 m – Höhenzonen in Abb. 5.52 (links oben) zeigt, dass Schneebedeckung bei der Simulation erst etwa 300 m höher als in der Beobachtung zu finden ist. Im Mittel stimmt dieses Ergebnis gut, aber bei den höchsten Höhenzonen überschätzt das Modell die Beobachtung. Das kommt durch die bereits im Kapitel 5.5 beschriebene nicht implementierte Schneeverfrachtung durch Lawinen und Wind zustande. Was das Abschätzen der Höhenzone anbelangt, in welcher der Schnee auszuapern beginnt, wurde der 18.06.2002 durch die Simulation gut getroffen. Ab einer Höhe von etwa 2800 m klaffen Beobachtung und Simulation auseinander, da der Fehler durch den geringer werdenden Flächenanteil der höchsten Höhenzonen steigt. Gleichzeitig gibt es wieder Unterschiede durch die fehlende Schneeverfrachtung. Auch das Ergebnis für den 28.07.2002 zeigt einen vergleichbaren Verlauf der Ausaperung, wobei die Höhenzone der beginnenden Ausaperung um etwa 150 m verschätzt wurde.

5.6.4 Modellvalidierung

PREVAH wurde für eine weitere dreijährige Periode gerechnet, um einen Validierungsdatensatz zu erzeugen. Der Zeitbereich für die Validierung schließt direkt an die Kalibrierungsperiode an und dauert vom 01.10.2002 bis zum 30.09.2005. Gleich wie beim Oberen Pinzgau wurde das Modell für die Validierungsperiode neu initialisiert, um nicht mit einer verbleibenden Schneeakkumulation der vorangegangenen drei Jahre in den hochgelegenen Teilen des Gebietes weiterzurechnen. Der Korrekturfaktor für den festen Niederschlagsanteil wurde im Haushaltsjahr 2002/2003 auf +100% erhöht, da die Gletscher sonst viel zu früh ausapern würden. Für die weitere Periode wurde mit einem Faktor von +70% gerechnet. Die erreichten Modellgüten nach Nash & Sutcliffe (1970) der Validierungsperiode liegen zwischen $R^2 = 0.81$ und 0.85 . Der Extremsommer 2003 wurde im ersten Haushaltsjahr der Validierung gerechnet. Abb. 5.53 (oben) zeigt den August 2003 als Sonderperiode dargestellt. Dabei ist der ausgeprägte Tagesgang der Abflüsse zu sehen, welcher durch das Modell gut nachgebildet werden konnte. Die täglichen Abflussmaxima wurden gut getroffen, nur die täglichen Abflussminima sind kleiner als beobachtet. Das kann einerseits an einem unterschätzten Schneespeicher zu diesem Zeitpunkt liegen, welcher das Auslaufen der Welle abdämpfen sollte, und gleichzeitig an einer auf Grund zu großer schneefreier Flächen zu stark beitragenden Gletscherschmelze. In den weiteren Sonderperioden, die als Fenster in Abb. 5.53 für die Haushaltsjahre 2003/2004 und 2004/2005 hervorgehoben wurden, sind Hochwasserwellen zu sehen, welche mit dem Modell gut simuliert werden konnten. Einzelne größere Abflussspitzen wie im Juli 2004 wurden vom Modell unterschätzt. Dabei ist die Ursache am ehesten auf fehlenden Niederschlagsinput zurückzuführen. Auffallend für alle sechs Jahre der

Kalibrierung und Validierung ist, dass die Abflussvolumina immer unterschätzt wurden. Das passierte beim Obersulzbach Gebiet noch stärker als bei der Simulation des Oberen Pinzgau (siehe auch 5.5.5.1 und 5.6.5.1).

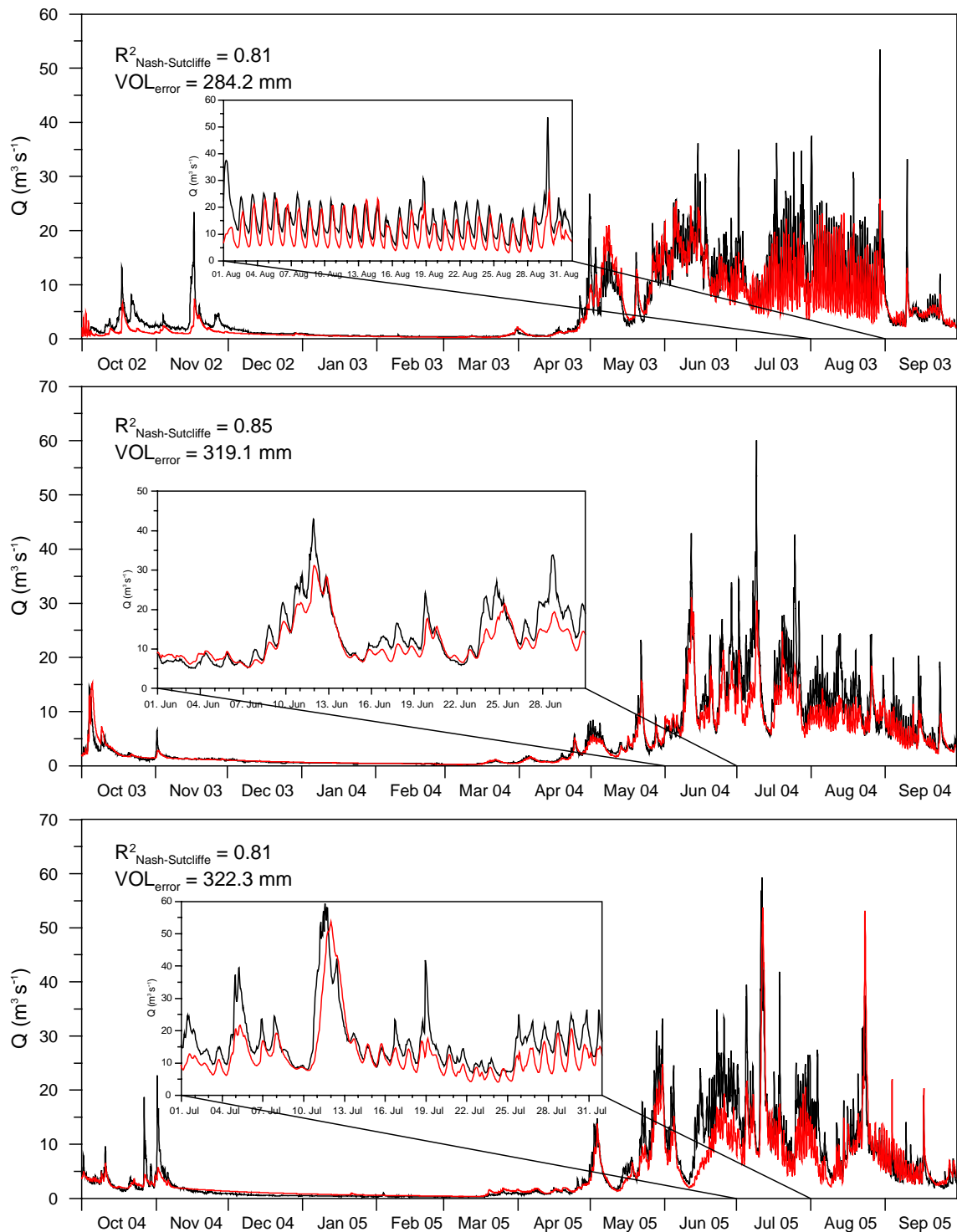


Abb. 5.53: Gegenüberstellung der stündlichen Abflüsse während der Validierungsperiode des hydrologischen Modells (01.10.2002 - 30.09.2005). Schwarz: beobachtet und rot: simuliert. Für jede Teilperiode ist die Modellgüte angegeben. Das oberste Bild zeigt einen Ausschnitt vom August 2003, das mittlere vom Juni 2004 und das unterste einen Ausschnitt vom Juli 2005.

5.6.4.1 Verifizierung der Schneeschmelze mittels Satellitenfernerkundungsdaten

Auch für die Validierungsperiode wurden drei Satellitenimages klassifiziert (Vollmann, in prep.), um beobachtete Schneebedeckungen den Simulationsergebnissen gegenüberstellen zu können. Die flächenhaften Simulationsergebnisse und die Fernerkundungsauswertungen wurden auf einem einheitlichen Raster von 60 x 60 m verglichen. In Tab. 5.21 sind die absoluten und relativen beobachteten und simulierten Schneebedeckungen der gesamten Einzugsgebietsfläche und der Gletscherflächen aufgelistet. Für den Zeitpunkt mit der extremen Ausaperung, den 24.08.2003, hat die Simulation die Beobachtung überschätzt. Das heißt, das Einzugsgebiet und die Gletscher waren im Modell zu stark ausgeapert. Bezogen auf die Einzugsgebietsfläche sind etwa 2% und bezogen auf die Gletscherfläche 11% zu viel schneefrei. Die weiteren Termine im September 2004 zeigen gegenteiliges, die Schneebedeckung wird für den 3. und den 10.09.2004 vom Modell überschätzt. Bezogen auf das Einzugsgebiet ist die Schneebedeckung im Modell doppelt so groß wie die Beobachtung. Aus diesem Ergebnis kann auch die negativere Massenbilanz, welche im Kapitel 5.7 detaillierter angesprochen wird, resultieren.

Tab. 5.21: Vergleich der beobachteten und simulierten Schneebedeckung des Einzugsgebietes Obersulzbach für drei Termine in der Validierungsperiode.

Datum	Fernerkundung				Simulation			
	SCA (basin)		SCA (glacier)		SCA (basin)		SCA (glacier)	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%
24.08.2003	1.9	2.4	1.8	12.6	0.4	0.5	0.2	1.4
03.09.2004	7.9	9.9	7.1	49.0	14.5	18.2	9.6	66.3
10.09.2004	5.8	7.3	5.4	37.4	12.4	15.5	8.2	56.5

Die flächenhafte Darstellung der Ausaperungszustände wird in Abb. 5.54 (linke Spalte) angeführt. Die überschätzte Ausaperung im August 2003 ist auch dabei zu sehen. Die beiden Termine im September 2004 wurden, was die Übereinstimmung der Höhenzone der beginnenden Ausaperung anbelangt, gut nachempfunden. Der maximale Höheunterschied der beginnenden Ausaperung, welcher sich zwischen Nordwest und Südwest exponierten Hängen ergibt, beträgt am 03.09.2004 bei der Simulation 200 m (2700 m und 2900 m) und bei der Beobachtung 300 m (2650 m und 2950 m). Die Erfassung dieses Merkmales ist PREVAH auf Grund der Berücksichtigung der potentiellen Solarstrahlung für die Schmelzsimulation möglich. Dadurch ist die Abschmelzung auf Teilflächen unterschiedlicher Exposition nicht gleich groß.

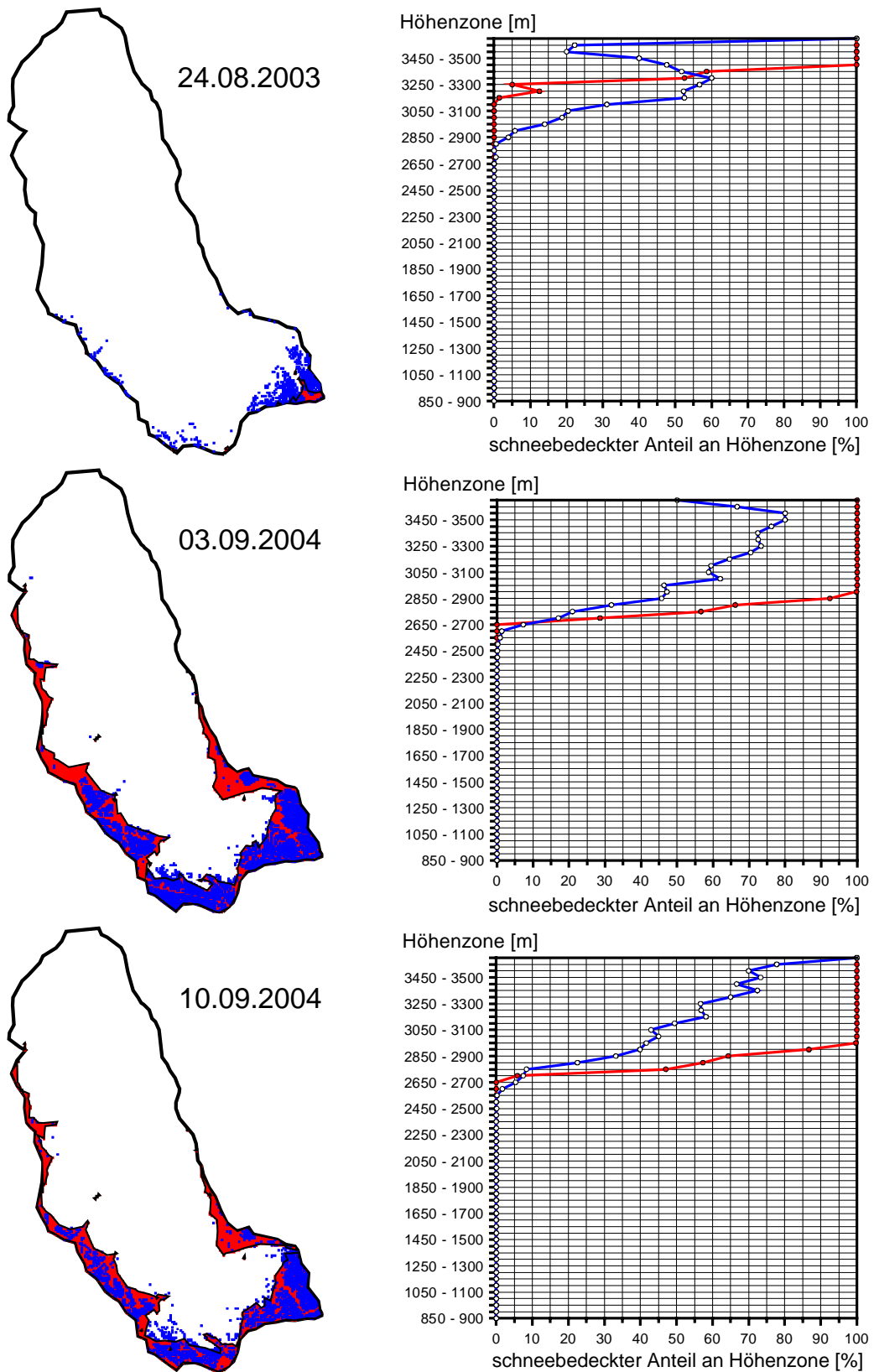


Abb. 5.54: Vergleich der beobachteten (blau) und simulierten (rot und schwarz eingefasst) Schneebedeckungen des Einzugsgebietes Obersulzbach für die drei Beobachtungstermine in der Validierungsperiode (links). Die Darstellungen rechts zeigen den relativen schneebedeckten Flächenanteil der 100 m Höhenzonen für die Beobachtung (blau) und die Simulation (rot) zu den links angeführten Terminen im Vergleich.

5.6.5 Auswertung der Ergebnisse und Diskussion

5.6.5.1 Wasserbilanz

Die simulierten Jahresniederschlagshöhen für das Einzugsgebiet Obersulzbach schwanken im Untersuchungszeitraum 1999 bis 2005 zwischen etwa 1727 mm und 2097 mm (siehe Tab. 5.22). Dabei wurden die Jahresniederschlagshöhen durch Interpolation der Stationsdaten und Korrektur des festen Niederschlagsanteils um +70%, für das Haushaltsjahr 2002/2003 um +100%, und des flüssigen Anteils um +25% errechnet. Der Anteil des Schneeniederschlags am gesamten Niederschlag liegt zwischen 41% und 58%. Bei der Verdunstung zeigt sich das Haushaltsjahr 2004/2005 als absoluter Ausreißer. Der größte Eisschmelzanteil wurde für das Haushaltsjahr 2002/2003 errechnet (siehe auch folgendes Kapitel). Die Angabe „ Δ Speicher“ in Tab. 5.22 bezieht sich auf alle Speicheränderungen, die sich vom Anfang bis zum Ende eines Haushaltsjahres ergeben. Dabei sind der Schnee- und der gesättigte Bodenspeicher die ausschlaggebenden.

Tab. 5.22: Simulierte Wasserbilanzgrößen der Haushaltsjahre

WB – Größe	Haushaltsjahr					
	1999/2000 [mm]	2000/2001 [mm]	2001/2002 [mm]	2002/2003 [mm]	2003/2004 [mm]	2004/2005 [mm]
N (% Schnee)	1995 (58)	2097 (58)	1856 (48)	1727 (52)	1939 (52)	1897 (41)
Verdunstung	158	227	248	261	198	376
Q (% Q_{obs})	1871 (92)	1854 (92)	1838 (91)	1853 (83)	1711 (84)	1744 (84)
Eis	189	144	285	513	111	258
Δ Speicher	129	131	7	83	124	-10
Bilanz	27	29	48	43	16	45

Die Niederschläge aller simulierten Haushaltsjahre waren geringer als in der Klimanormalperiode (Tab. 5.23; Vergleichsdaten aus BMFLUW, 2003). Die Abweichung der Verdunstung schwankt etwas stärker, wobei für 2004/2005 eine um 130% größere Verdunstung berechnet wurde. Die Jahresabflüsse liegen, so wie die Niederschläge unter dem Mittel der Klimanormalperiode. Tab. 5.22 zeigt in der Zeile Q (% Q_{obs}) jeweils den prozentuellen Anteil der simulierten von der beobachteten Jahresabflusshöhe.

Alle Haushaltsjahre wurden mit einem Abflussdefizit, welches zwischen 13% und 21% liegen kann, simuliert (siehe auch Abb. 5.50 und Abb. 5.53). Nachdem auch die für die Simulationen verwendeten Niederschläge eine große Abweichung von den Werten der Klimanormalperiode aufweisen, liegt der Schluss nahe, dass mit dem vorhandenen Stationsinput und der doch sehr hoch angesetzten Korrektur des flüssigen und des festen Niederschlags (25% und 70%, bzw. 100%) die Bilanz nicht vollständig erfüllt werden kann. Es wäre von Vorteil, eine weitere Niederschlagsstation, nach Möglichkeit in höherer Lage in diesem Gebiet zur Verfügung zu haben.

Tab. 5.23: Abweichung von der Klimanormalperiode (1961-1990)

WB – Größe	Haushaltsjahr					
	1999/2000	2000/2001	2001/2002	2002/2003	2003/2004	2004/2005
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
N	-14	-10	-20	-26	-16	-18
EVAP _{akt}	-3	39	52	60	22	130
Q _{ges}	-13	-14	-15	-14	-21	-19

Eine zweite Option würde die Anwendung eines Höhenregressionsverfahrens bieten, wobei der Niederschlag im hochalpinen Gebiet nur sehr wage geschätzt würde. Dieses Beispiel zeigt, dass bei diesem Simulations- und Verifikationsverfahren eine Grenze erreicht wurde. Obwohl die simulierten Ausaperungsmuster mit den Beobachtungen verifiziert werden konnten, scheint der Schneeschmelzbeitrag aus diesem Einzugsgebiet unterschätzt zu werden. Dabei wird offensichtlich die Ausdehnung der Schneedecke, jedoch nicht das verfügbare Schneewasseräquivalent ausreichend genau geschätzt.

5.6.5.2 Der Anteil der Eisschmelze am Gesamtabfluss

Da das Einzugsgebiet des Obersulzbaches über eine vergletscherte Fläche von 14.5 km² (entspricht 18.2% der Einzugsgebietsfläche) verfügt, ist auch der zu erwartende Eisschmelzbeitrag entsprechend groß. Für die Berechnung und Darstellung der Eisschmelzbeiträge wurden die Tagesmittelwerte der Simulationsergebnisse herangezogen. In Abb. 5.55 werden die simulierten Eisschmelzabflüsse den simulierten und den beobachteten Gesamtabflüssen gegenübergestellt. Damit kann man zur Information des Eisschmelzbeitrages auch die Abweichung des Modells von der Beobachtung erkennen.

In der Kalibrierungsperiode von 1999 bis 2002 wurden jährliche Schmelzbeiträge von etwa 8% bis 16% simuliert. Im Haushaltsjahr 1999/2000 wurde ein Anteil der Eisschmelze am Gesamtabfluss von 10.1% berechnet. Das entspricht einer Abflusshöhe von 189 mm und 1040 mm bezogen auf die Gletscherfläche von 14.5 km². Die Eisschmelze hat sich dabei auf drei Perioden beginnend Mitte Juni, August und September konzentriert. Der Eisschmelzanteil wurde für den August 2000 mit 24.5% errechnet. Im Haushaltsjahr 2000/2001 wurde ein geringerer Jahresbeitrag der Eisschmelze von 7.8% errechnet. Das entspricht einer Jahresabflusshöhe von 144.4 mm oder 795.3 mm bezogen auf die Gletscheroberfläche. Im Vergleich zum Jahresbeitrag haben die Gletscher im August 2001 sehr stark mit etwa 31% zum Abfluss beigetragen. Das Haushaltsjahr 2001/2002 zeigt eine längere, durchgehende Eisschmelzperiode von Mitte Juni bis Mitte September. Damit ergibt sich ein Jahresbeitrag von 15.5%, welcher einer Jahresabflusshöhe von 285.3 mm bzw. 1571.2 mm bezogen auf die Gletscheroberfläche entspricht. Der August 2002 hat mit 35.6% Gletscherschmelzanteil zum Abfluss beigetragen.

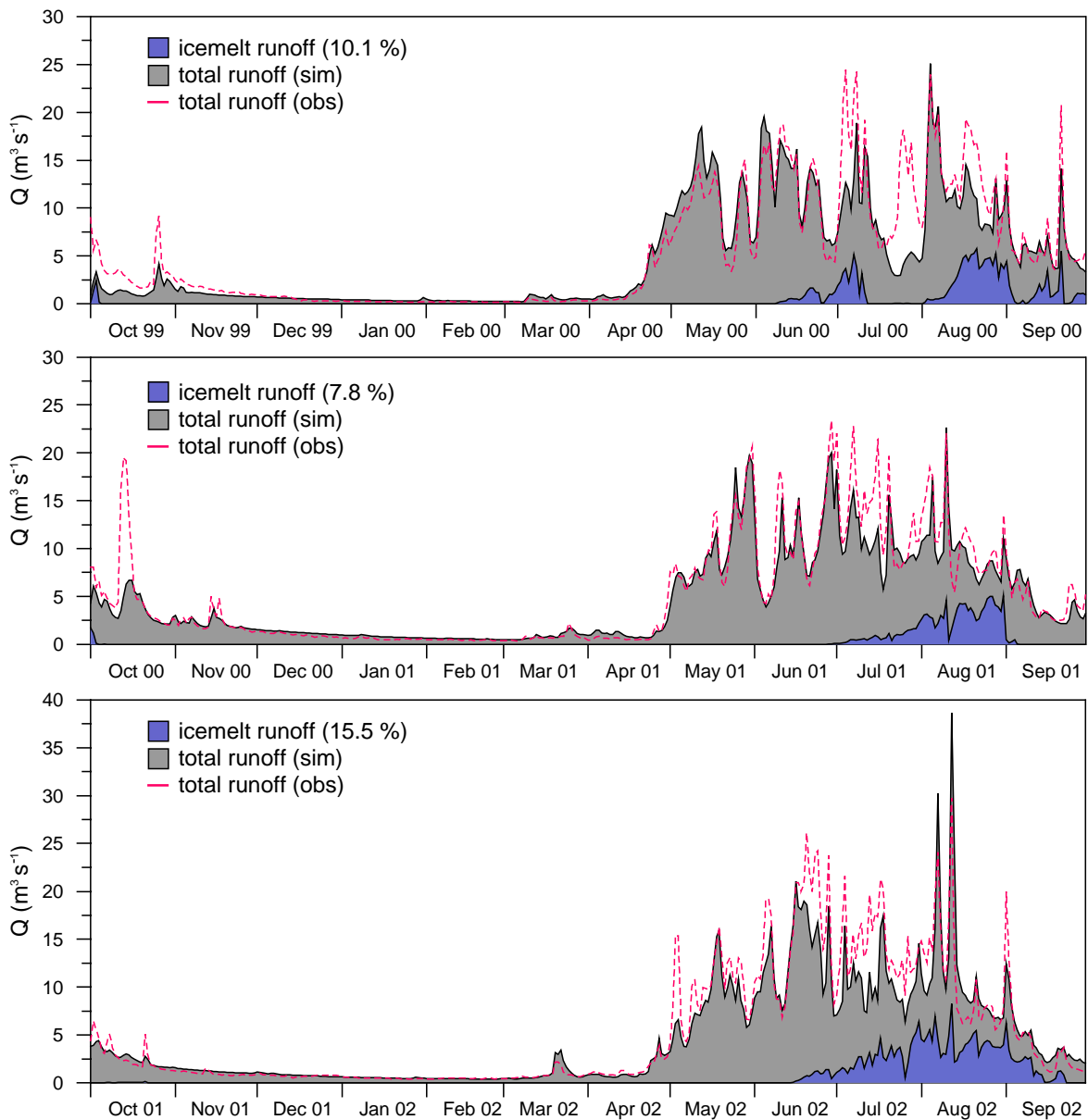


Abb. 5.55: Simulierte Ganglinien der Abflusstagesmittelwerte am Pegel Sulzau (grau) mit dem beitragenden Eisschmelzanteil (blau) für die Kalibrierungsperiode 1999-2002

In der Validierungsperiode liegen die Eisschmelzbeiträge zwischen 6.5% und 27.7%. Dabei ist das Haushaltsjahr 2002/2003 mit dem extremen Sommer 2003 der Ausreißer aller sechs simulierten Jahre. Abb. 5.56 (oben) zeigt, dass zwar die Dauer der Eisschmelzperiode nicht untypisch von den anderen Jahren abweicht, aber der Anteil außerordentlich hoch berechnet wurde. Für das Haushaltsjahr 2002/2003 waren das in Summe 27.7% Eisschmelzanteil (= Jahresabflusshöhe von 513.4 mm, 2827.3 mm bezogen auf die Gletscher), und für den August 79.1% Eisschmelze. In Abb. 5.56 ist auch ein starkes Abweichen des simulierten vom beobachteten Abfluss im Juli und August zu sehen. Das wäre nicht mit der Eisschmelze auszugleichen, da die Abflussspende der Gletscher mit den gewählten Schmelzparametern realistische Werte annimmt (siehe auch Kapitel 5.7). Vielmehr muss hier von einem unterschätzten Schneespeicher ausgegangen

werden, und das, obwohl nur für die Periode 2002/2003 ein Korrekturfaktor von 100% für den festen Niederschlagsanteil angesetzt wurde.

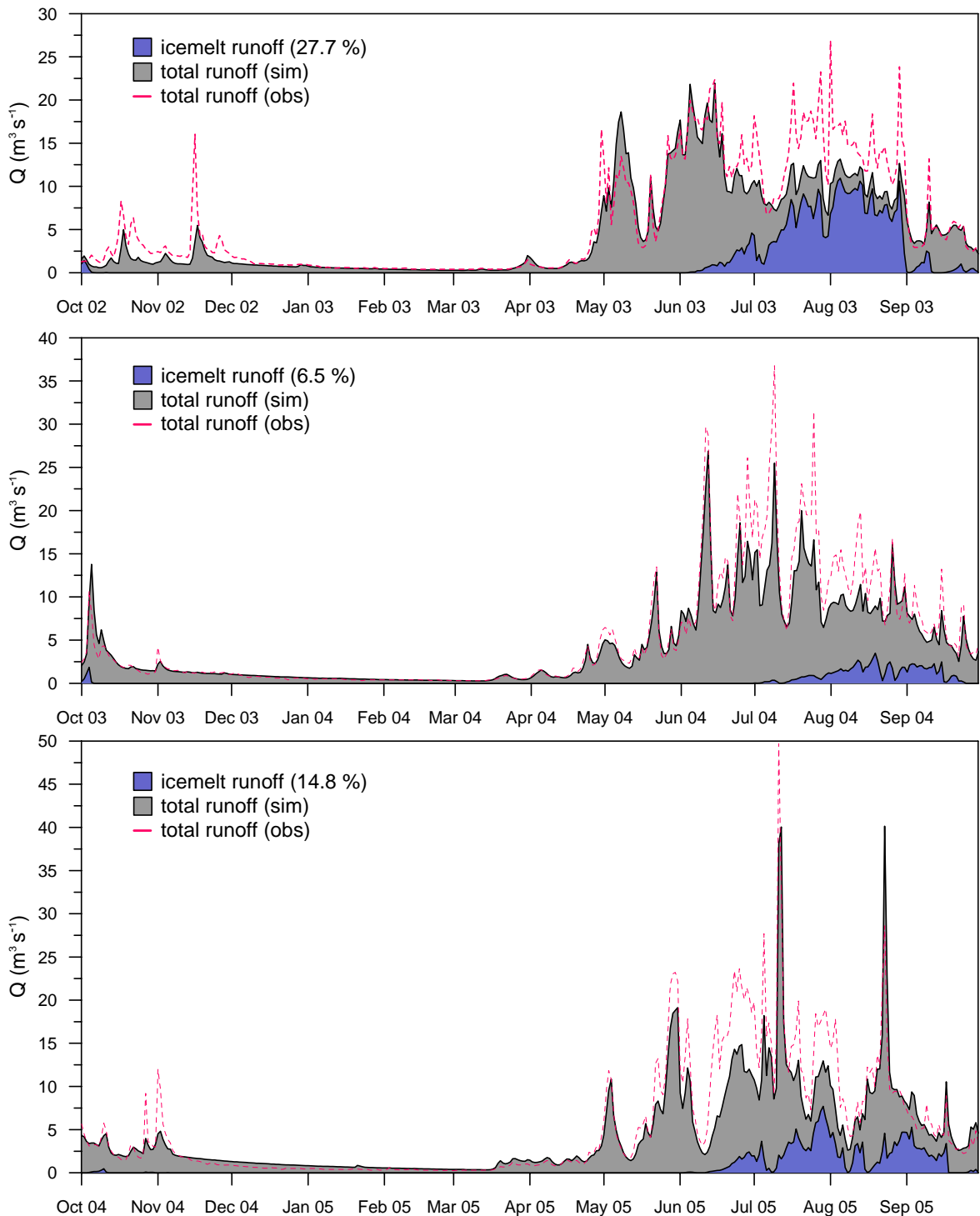


Abb. 5.56: Simulierte Ganglinien der Abflusstagesmittelwerte am Pegel Sulzau (grau) mit dem beitragenden Eisschmelzanteil (blau) für die Validierungsperiode 2002 – 2005.

2003/2004 wurde die Eisschmelze mit 6.5% zum Jahresabfluss beitragend simuliert (111.4 mm, 613.6 mm bezogen auf die Gletscher). Für den August 2004 ist das 18.4%. Im Haushaltsjahr 2004/2005 waren es 14.8% des Jahresabflusses (257.9 mm, 1420.4 mm bezogen auf die Gletscher) und für den August 2005 entspricht das 18.4%.

5.7 Gegenüberstellung simulierter und beobachteter Gletschermassenbilanzdaten für die großen Gebiete Oberer Pinzgau und Obersulzbach

Auf Basis der Simulationsergebnisse der räumlich verteilten Eisabschmelzung und der Schneerücklagen wurden die Massenbilanzen der Gletscher im Oberen Pinzgau und im Obersulzbach berechnet. Dabei wurde die gesamte Schneerücklage, welche sich noch nach Ablauf eines Bilanzjahres (1. Oktober) im gesamten Einzugsgebiet befindet, und nicht nur die Rücklage, welche auf den Gletscherflächen liegt, herangezogen. Das wurde unter Berücksichtigung der im Modell nicht implementierten Schneeverfrachtung durchgeführt, da im realen Fall die Schneemassen, welche auf Grate und exponierte Flächen fallen, immer in Richtung Gletscher transportiert werden. Andernfalls würde die verbleibende Altschneeakkumulation, welche als Zuwachs in die Massenbilanz eingeht, unterschätzt werden. Die berechnete Massenbilanz eines Haushaltsjahres ergibt sich als:

$$b = b_c + b_a \quad (15)$$

Dabei steht b_c für die spezifische Nettoakkumulation [mm], ein Mittelwert für die gesamte Gletscherfläche. Das ist der Rest des Schnees, welcher in dem abgelaufenen Haushaltsjahr akkumulierte und am Ende des Haushaltsjahres noch als Altschnee übrig blieb. b_a ist die spezifische Nettoablation, also die mittlere Abschmelzung bezogen auf die gesamte Gletscherfläche, welche im abgelaufenen Haushaltsjahr aufgetreten war. Diese simulierten und berechneten Gletschermassenbilanzen werden mit den beobachteten, langjährigen Massenbilanzen der nächstgelegenen Gletscher Stubacher Sonnblickkees (WGMS, 2003, 2005, 2007; siehe Abb. 4.22) und Goldbergkees (Hynek & Schöner, 2004; Schöner & Hynek, 2006; siehe Abb. 4.22) gegenübergestellt. In Tab. 5.24 sind die wichtigsten Maßzahlen der simulierten und beobachteten Gletscher aufgelistet, um eine Vergleichsgrundlage zu bieten. Die Einträge „Gletscher Oberer Pinzgau“ und „Gletscher Obersulzbach“ geben die Maßzahlen, die kumulativ für alle Gletscher in den beiden Gebieten gelten, an.

Tab. 5.24: Maßzahlen der beobachteten und modellierten Gletscher

Eigenschaften	Stubacher Sonnblickkees	Goldbergkees	Gletscher Oberer Pinzgau	Gletscher Obersulzbach
Fläche [km ²]	1.4	1.4	32.8	14.5
Mittlere Höhe [m]	2790	2710	2820	2830
Min. Höhe [m]	2520	2360	2197	2273
Max. Höhe [m]	3030	3070	3558	3558

Abgesehen von den unterschiedlichen Flächen der Gletscher liegen die mittleren Höhen der Gletscher im Oberen Pinzgau und im Obersulzbach Gebiet um 30 bis 120 m höher als bei den beobachteten Gletschern Stubacher Sonnblickkees und Goldbergkees. Die am tiefsten gelegene Gletscherzunge und damit die minimale Höhe der Gletscher im Oberen Pinzgau liegt auf etwa 2200 m ü.d.A.. Bei den beobachteten Gletschern ist auch die

minimale Höhe der Gletscher höher gelegen als bei den simulierten. Die maximale Höhe der simulierten Gletscher geht auf Grund der größeren möglichen Höhen (Groß Venediger mit 3666 m ü.d.A.) weiter nach oben.

Bei der Gegenüberstellung der beobachteten und simulierten Massenbilanzen (Tab. 5.25) werden die spezifischen Massenbilanzen b [mm] angegeben. Nachdem die Bilanzen, welche für die Gletscher im Oberen Pinzgau und im Obersulzbach Gebiet simuliert wurden, für alle Gletscher aller Expositionen und Höhenstufen gelten, ist der direkte Vergleich schwierig.

Tab. 5.25: Gegenüberstellung der beobachteten und modellierten spezifischen Jahresmassenbilanz (b) der Gletscher

Haushaltsjahr	Beobachtungen [mm]		Simulation [mm]	
	Stubacher		Gletscher	Gletscher
	Sonnblickkees	Goldbergkees	Oberer Pinzgau	Obersulzbach
1999/2000	-33	-298	436	-894
2000/2001	-399	-388	962	-18
2001/2002	-485	-612	-380	-1467
2002/2003	-2870	-1806	-2724	-2765
2003/2004	8	132	350	-130
2004/2005	-323	-260	-750	-1381

Die größte Übereinstimmung gibt es bei den negativsten Bilanzen für das Haushaltsjahr 2002/2003. Vor allem die Übereinstimmung mit den Beobachtungen vom Stubacher Sonnblickkees ist besonders gut. Das Haushaltsjahr 1999/2000 ist für die Gletscher im Obersulzbach Gebiet relativ stark negativ. Im selben Haushaltsjahr und 2000/2001 sind die Bilanzen der Gletscher Oberer Pinzgau positiv, wobei bei den Beobachtungen negative Bilanzen im Bereich von etwa -400 mm auftraten. Für die Gletscher im Obersulzbach Gebiet ist ein Trend von zu negativen und tendenziell kleineren Massenbilanzen im Vergleich zu den beobachteten zu erkennen (Abb. 5.57). Im Grundverlauf der Jahresbilanzen stimmen die beiden simulierten Massenbilanzen der Gletscher der Gebiete Oberer Pinzgau und Obersulzbach gut überein. Der Fehler, der bei der Berechnung von zu negativen Massenbilanzen auftritt, kann seine Ursache in der Verschätzung der modellierten Ausaperung der Gletscher haben. Dabei würden sich bei früher ausapernden Gletschern größere Ablationen ergeben. Eine überschätzte Ausaperung der Simulation des Obersulzbach Gebietes lässt sich für das Jahr 2002 mit Hilfe der Gegenüberstellung der Satellitenbeobachtung vom 28.07.2002 verifizieren (Abb. 5.52). In Tab. 5.20 ist für denselben Termin eine um etwa 20% zu gering simulierte Schneebedeckung der vergletscherten Flächen zu sehen. Bei den beiden Terminen der Satellitenbeobachtungen im September 2004 (Abb. 5.54) zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit der Simulation, und auch die modellierte Massenbilanz lässt sich

mit den Beobachtungen verifizieren (Abb. 5.57 und Tab. 5.25). Die weiteren Beobachtungstermine der angeführten Satellitenimages sind für die Beurteilung der maximalen Ausaperung im Obersulzbach Gebiet nicht geeignet, da dabei ein früherer Ausaperungszustand beobachtet wird. Notwendig sind eher Aufnahmetermine, die in den Zeitbereich der maximalen Ausaperung fallen.

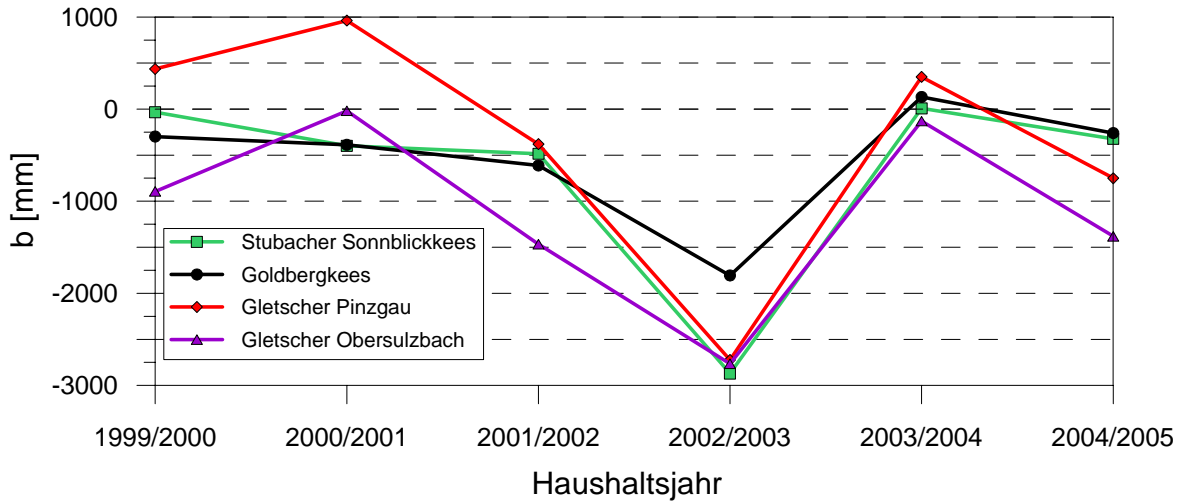


Abb. 5.57: Grafische Gegenüberstellung der simulierten und beobachteten Massenbilanzen im Zeitraum 1999-2005

Für die Gletscher im Oberen Pinzgau kann angemerkt werden, dass die Simulation der Ausaperung für den Beobachtungstermin am 28.07.2002 (Abb. 5.36 und Tab. 5.13) für die Gletscherflächen gut stimmt, und daher auch die simulierte Massenbilanz des Haushaltsjahres 2001/2002 gut getroffen ist. Die beiden Beobachtungstermine im September 2004 (Abb. 5.40) zeigen eine größere Ausdehnung der Schneedecke bei der Simulation. Bezogen auf die Gletscheroberfläche (siehe Tab. 5.14) beträgt die simulierte schneebedeckte Fläche sogar fast das Doppelte der Beobachtung. Damit kann die positive Massenbilanz im Haushaltsjahr 2003/2004 zustande kommen.

Mit Hilfe der von PREVAH auf Tageschrittbasis generierten Karten des Schneedeckenspeichers kann der Zeitpunkt der maximalen Ausaperung in einem Haushaltsjahr festgelegt werden. In Tab. 5.26 werden die Zeitpunkte, an welchen aus den Simulationsdaten die maximale Ausaperung abgeleitet werden konnte, angegeben. Die maximale Ausaperung der Gletscher kann als Trennlinie zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet angenommen werden. In Tab. 5.26 werden simulierte Gleichgewichtslinien, die für die Gletscher des Oberen Pinzgau und das Obersulzbach Gebiet berechnet wurden, den beobachteten Höhen der Gleichgewichtslinien der Gletscher Stubacher Sonnblickkees und Goldbergkees gegenübergestellt. Dabei ergeben sich für die simulierten ELAs (Equilibrium Line Altitudes) des Oberen Pinzgau durchaus Werte, die mit den Beobachtungen des Stubacher Sonnblickkees übereinstimmen. Die ELAs der Gletscher vom Obersulzbach Gebiet zeigen eher eine bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungen vom Goldbergkees. Nachdem die Bestimmung der

Gleichgewichtslinien sehr spezifisch für jeden einzelnen beobachteten Gletscher durchgeführt wird, ist eine direkte Vergleichbarkeit nicht gegeben. Ein allgemeiner Zusammenhang ist aber sehr wohl ableitbar.

Tab. 5.26: Gegenüberstellung der beobachteten und modellierten ELA

Haushaltsjahr	Beobachtungen [m ü.d.A.]			Simulation [m ü.d.A.]	
	Stubacher		Oberer	Obersulzbach	Termin
	Sonnblickkees	Goldbergkees	Pinzgau		
1999/2000	2725	2920	2650	2900	20.09.2000
2000/2001	2840	2940	2700	2850	30.08.2001
2001/2002	2845	>3100	2800	2900	14.09.2002
2002/2003	3080	>3100	3300	3350	28.08.2003
2003/2004		2675	2750	2800	21.09.2004
2004/2005		2880	2850	2900	16.09.2005

6 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

In der vorliegenden Dissertation wurden zwei große Themenkomplexe, das Monitoring und die Modellierung von hochalpinen Eis- und Schneeschmelzabflüssen vorgestellt und beschrieben. Es soll anhand mehrerer Beispiele ein Überblick verschiedener Verfahren für die mehrfache Validierung von hydrologischen Modellen gegeben werden.

Das hydrometeorologische Monitoring konzentrierte sich auf kleine, hochalpine, vergletscherte Einzugsgebiete in der näheren Umgebung des Observatoriums am Hohen Sonnblick. Unter den kleinen Einzugsgebieten wurde das Goldbergkees durch ein aufwändiges Monitoring der Schneedecke hervorgehoben. Die Sonderbeobachtungen wurden so ausgelegt, dass für die hydrologische Modellierung eine breite Vielfalt an Verifikationsmöglichkeiten zur Verfügung steht. Gerade die Nachbildung der Eisschmelzprozesse konnte durch die Ergebnisse der Massenbilanzmessungen am Goldbergkees optimiert werden. Eine Trennung der Eis- von der Schneeschmelze ist wohl die größte Herausforderung für die hydrologische Modellierung. Für die Eisschmelze besteht eine große Abhängigkeit vom Zeitpunkt der Ausaperung eines Gletschers. Dieses dynamische Gefüge der zeitlich abhängigen Schneeüberdeckung muss modellhaft nachbildbar sein, um die Schmelzbeiträge von Eis und Schnee getrennt bilanzieren zu können. Für die Simulation wurde daher ein verteiltes, HRU – basiert rechnendes hydrologisches Modell angewendet. Die Schmelze (sowohl Eis als auch Schnee) wurde mit indexbasierten Schmelzmodellansätzen berechnet, um nur den Input von Lufttemperaturmessungen zu benötigen. Am Sonnblickobservatorium würden zwar alle notwendigen Parameter beobachtet werden, um ein komplexeres Energiebilanzmodell anwenden zu können, jedoch war eine primäre Herausforderung dieser Arbeit, auch die Möglichkeit der Modellanwendung in unbeobachteten Einzugsgebieten zu schaffen. Die aufwändigen Verifizierungsverfahren sollen zeigen, dass mit dem wenigen meteorologischen Input die Simulation der Eis- und Schneeschmelzprozesse sowohl auf einer sehr kleinen aber auch auf einer größeren Skalenebene möglich ist.

Die Abflussmessungen am Goldbergkees brachten bereits in der Anfangsphase einen großen Erfolg, da mit dem Sommer 2003 ein absolutes Extremjahr beobachtet werden konnte. Für die hydrologische Modellierung bedeutet das natürlich eine weitere Herausforderung. Am Beispiel des Goldbergkees Untersuchungsgebiet zeigte sich, dass die Hitzewelle nicht nur auf die Schmelze sondern auch auf das hydrologische Abflusssystem große Auswirkungen hatte. Die Eisschmelzbeiträge kommen schneller zum Abfluss als die Schneeschmelze, welche in der porösen Schneedecke noch kurzfristig zwischengespeichert und verzögert werden kann. Für das Goldbergkees Gebiet wurden für den August 2003 Spitzenabflussbeiträge der Eisschmelze von bis zu 90% errechnet. An einem Spitzentag war sogar ein Beitrag von 97% möglich. Diese Situation kann sich nur durch eine lang anhaltende Trockenheit, ein frühes Abschmelzen der Schneedecke, hohe Lufttemperaturen und einen entsprechend hohen Strahlungsbeitrag ergeben. Der

Strahlungsbeitrag ist gerade bei geringer Luftfeuchtigkeit und geringer Eintrübung, wie sie im Sommer 2003 auftrat, möglich.

Für das Goldbergkees wurde eine Untersuchung durchgeführt, bei der angenommen wurde, dass der Sommer von 2003 bei einem Gletscherstand von 1979 aufgetreten wäre. Dabei zeigte sich, dass sich Änderungen ausschließlich auf die Gletscherschmelze auswirken. Es konnte außerdem gezeigt werden, dass für Szenarien dieser Art das Wissen über die topographische Änderung der Gletscheroberfläche notwendig ist, da bei vergangenen Gletscherständen die Gletscher vor allem in tieferen Lagen eine größere flächenmäßige Ausbreitung hatten.

Nachdem die kalibrierten Schmelzparameter des hydrologischen Modells durch mehrfache Validierung überprüft werden konnten, wurde das Simulationsmodell auf das Nachbareinzugsgebiet Kleinfleißkees übertragen. Für dieses Gebiet wurde ein Szenario mit der Annahme eines bereits vollkommen abgeschmolzenen Gletschers gerechnet, um die Auswirkungen des extremen Sommers von 2003 auf den geänderten Abfluss zu quantifizieren.

Es wurden auch zwei weitere vergletscherte Einzugsgebiete, die aber durch ihre Größe auf einer anderen Skala zu betrachten sind, modelliert. Bei den Untersuchungsgebieten Oberer Pinzgau und dem Subeinzugsgebiet Obersulzbach wurde bei der hydrologischen Simulation besonders auf die Nachbildung der der Eis- und Schneeschmelzprozesse Wert gelegt. Die kalibrierten Schmelzparameter des gut beobachteten Goldbergkees Einzugsgebietes konnten auf die Untersuchungsgebiete, Oberer Pinzgau und Obersulzbach übertragen werden. Auf der größeren Skalenebene standen primär die Abflussbeobachtungen an Pegelstationen für die Modellkalibrierung und -validierung zur Verfügung. Die Verifikation der Schneeschmelze konnte mit Hilfe von beobachteten Schneebedeckungen, die auf Basis von Satellitenfernerkundungsdaten gewonnen werden konnten, durchgeführt werden.

Auch im Einzugsgebiet Oberer Pinzgau wirkte sich der Extremsommer 2003 durch den großen Abflussbeitrag der Gletscherschmelze aus. Der vergletscherte Anteil wurde zwar nur mit etwas mehr als 5% berechnet, trotzdem trug der Eisschmelzanteil in der Bilanzperiode 2002/2003 mit nahezu 15% zum Gesamtabfluss bei. Im August 2003, dem wärmsten jemals am Sonnblickobservatorium beobachteten August, machte der Eisschmelzanteil fast 60% aus. Im Obersulzbach Gebiet, welches etwa zu 18% vergletschert ist, wurde ein Beitrag der Eisschmelze zum Jahresabfluss von etwa 27% simuliert. Für den August 2003 ergab die Modellierung einen Beitrag von fast 80%. Das kennzeichnet wiederum diesen extremen Sommer, bei welchem die Eisschmelze große Abflussdefizite ausgleichen konnte. In „Normaljahren“, wie 2004, wo beispielsweise das Goldbergkees seit längerer Zeit wieder schwach positiv bilanzierte, ging der Eisschmelzanteil des gesamten Bilanzjahres für den Oberen Pinzgau auf etwa 1.5% zurück. Die Ergebnisse der Gletscherschmelze beider Einzugsgebiete konnten durch die

Gegenüberstellung mit den Massenbilanzmessungen nahe gelegener Gletscher verglichen und verifiziert werden.

Die aus den Simulationsergebnissen berechnete Wasserbilanz des Oberen Pinzgau zeigte Übereinstimmungen mit den Daten der Klimanormalperiode. Bei der Wasserbilanz für den Obersulzbach wurden größere Abweichungen festgestellt, die auf eine, durch das derzeit verfügbare meteorologische Messnetz hervorgerufene, Unterschätzung der hochalpinen Schneeakkumulation hindeutet.

Für den Oberen Pinzgau wurde aus „Nebenprodukten“ der Modellierung eine Vielzahl an ausdrucksstarken und gut darstellbaren Ergebnissen gewonnen. Unter anderem konnte für alle sechs simulierten Jahre der zeitliche Verlauf der relativen Schneebedeckung des Gebietes abgeleitet werden. Dabei sind trotz größerer Unterschiede, welche sich aus unterschiedlichen Witterungsbedingungen ergeben, Gemeinsamkeiten zu erkennen. Die berechneten kumulativen Schneedeckendauern wurden den mittleren Schneedeckendauern der Klimanormalperiode 1961-1990 gegenübergestellt und analysiert. In den höher gelegenen Teilen des Gebietes konnten größere Abweichungen gezeigt werden.

Ein Hauptproblem bei der hydrologischen Simulation hochalpiner Einzugsgebiete, seien es kleinere wie das Goldbergkees oder größere wie der Obere Pinzgau, taucht immer wieder durch die unterschätzende Niederschlagsmessung und das Fehlen von hochalpinen Messstationen auf. Die Wartbarkeit hochalpiner Stationen ist während des Winters fast nicht gegeben, und es tritt auch das primäre Problem bei der Erfassbarkeit der hochalpinen Niederschläge mit klassischen Messmethoden auf. Bei den vorgestellten Simulationen wurden die Niederschläge, getrennt nach festem und flüssigem Anteil, mit konstanten Faktoren korrigiert. Mit einem erweiterten Interpolations- und Korrekturverfahren könnte eine Verbesserung erzielt werden. Dazu ist aber trotzdem weitere Information aus den unbeobachteten Teilen der Gebiete notwendig. Mit Hilfe von verteilten Schneedeckendaten, vor allem was den Speicherzustand zum Zeitpunkt der maximalen Akkumulation anbelangt, könnte ein hydrologisches Modell nachgeführt werden. Solche Daten lassen sich derzeit nur mit Radar-Fernerkundungsmethoden ermitteln, die aber auf geringe Schneemächtigkeiten beschränkt sind. Optische Fernerkundungsdaten können nur den Zustand der Ausaperung wiedergeben, der aber keine Information über die Größe des Schneespeichers beinhaltet. Die verlässlichsten Informationen lassen sich nur durch direkte Messungen vor Ort erbringen.

7 Literatur

- AKL – Amt der Kärntner Landesregierung 2003. Farbluftbildbefliegung der Hohen Tauern im Auftrag der Kärntner Landesregierung.
- Ambach W., Blumthaler M., Eisner H., Kirchlechner P., Schneider H., Behrens H., Moser H., Oerter H., Rauert W., Bergmann H. 1978. Untersuchungen der Wassertafel am Kesselwandferner (Öztaler Alpen) an einem 30 Meter tiefen Firnschacht. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie 14: 61-71.
- Anderson E.A. 1973. National Weather Service River Forecast System - Snow Accumulation and Ablation Model. NOAA Tech. Memo. NWS. U.S. Dep. of Commerce, Silver Spring.
- ASL – Amt der Salzburger Landesregierung 2002. Das 100-jährliche Hochwasser am 12. August 2002. Analyse der Ereignisse an der Salzach und den Zubringern. <http://www.salzburg.gv.at/themen/nuw/wassererangelegenheiten/wasser/wasserkreislauf/hydrographie/hochwasser/hw-aug-2002.htm>. (letzter Zugriff am 21.12.2006)
- ASL – Amt der Salzburger Landesregierung 2003. Farbluftbildbefliegung der Hohen Tauern im Auftrag der Salzburger Landesregierung.
- ASL – Amt der Salzburger Landesregierung 2005. Hochwasser 10. - 13. Juli 2005. Analyse der Ereignisse an der Salzach im Oberen Pinzgau. <http://www.salzburg.gv.at/themen/nuw/wassererangelegenheiten/wasser/wasserkreislauf/hydrographie/hochwasser/hw-aug-2002.htm>. (letzter Zugriff am 21.12.2006)
- Arnold N., Richards K., Willis I., Sharp M. 1998. Initial results from a semi-distributed, physically-based model of glacier hydrology. Hydrological Processes 12: 191–219.
- Arnold N.S., Willis I. C., Sharp M., Richards K.S., Lawson W. 1996. A distributed surface energy balance model for a small valley glacier. I. Development and testing for the Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. Journal of Glaciology 42: 77-89.
- Auer I., Böhm R., Leymüller M., Schöner W., Kaiser A., Scheifinger H., Langer M., Scheider St., Häberli Ch. 2002. Das Klima des Sonnblicks. Klimaatlas und Klimatographie der GAW Station Sonnblick einschließlich der umgebenden Gebirgsregion. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik. Heft 28. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien. ISSN 1016-6254.
- Auer I., Böhm R., Schöner W. 2001a. Austrian long-term climate 1767-2000 – Multiple instrumental climate time series from central Europe. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik. Heft 25. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

- Auer I., Böhm R., Mohnl H., Potzmann R., Schöner W., Skomorowski P. 2001b. ÖKLIM – Digitaler Klimaatlas Österreichs. Eine interaktive Reise durch die Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft des Klimas. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.
- Auer I., Potzmann R., Schöner W. 2000. Welchen Beitrag leisten Totalisatoren für die Klimaforschung im Hochgebirge? – gezeigt mit Hilfe des Taotalisatorenmessnetzes im Sonnblickgebiet. 96. und 97. Jahresbericht des Sonnblickvereines für die Jahre 1998 und 1999, S 22-30, Eigenverlag des Sonnblickvereines, Wien.
- Auer I. und Böhm R. 1998. Schneepegel und Totalisatoren im Sonnblickgebiet. 94. und 95. Jahresbericht des Sonnblickvereines für die Jahre 1996 und 1997, S 42-87, Eigenverlag des Sonnblickvereines, Wien.
- Auer I. 1992. Precipitation Measurements in a High Alpine Region of Austria – Intercomparison of Different Measuring Systems. TECO-92, Vienna, Austria, Instruments and Observing Methods, WMO-Rep. No. 49, pp. 251-255
- Badoux A. 1999. Untersuchung zur flächendifferenzierten Modellierung von Abfluss und Schmelze in teilvergletscherten Einzugsgebieten. Diploma thesis at the Geographical Institute of ETH, Zürich.
- Baker B., Escher-Vetter H., Moser H., Oerter H., Reinwarth O. 1982. A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance, water storage and flow. In: Glen J.W. (Ed.) Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982). IAHS Publ. 138: 103-112.
- Beniston M. 2004. The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations. Geophysical Research Letters 31, L02202. doi: 10.1029/2003GL018857.
- Bergström S. 1976. Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments. Bulletin Series A, No. 52, University of Lund.
- Binder D. (in prep.). Eisdickenmessungen auf den Gletschern der Goldberggruppe. Diplomarbeit an der Universität Wien.
- Black E., Blackburn M., Harrison G., Hoskins B., Methven J. 2004. Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. Weather 59, no. 8: 217-223.
- Blöschl G., Kirnbauer R., Jansa J., Kraus K., Kuschnig D., Gutknecht D., Reszler C. 2002. Using remote sensing methods for calibrating and verifying a spatially distributed snow model. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft (ÖWW) 54: 16 pp.
- Blöschl G., Kirnbauer R., Gutknecht D. 1991. Distributed Snowmelt Simulations in an Alpine Catchment, 1, Model Evaluation on the Basis of Snow Cover Patterns. Water Resources Research, 27(12), 3171-3179.

- BMLFUW (ed.) 2003: Hydrologischer Atlas Österreichs. 1. Lieferung. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien; ISBN 3-85437-250-7.
- Bøggild C.E., Knudby C.J., Knudsen M.B., Starzer W. 1999. Snowmelt and runoff modelling of an arctic hydrological basin in east Greenland. *Hydrological Processes* 13: 1989–2002.
- Böhm R. 1986. Der Sonnblick. Die 100jährige Geschichte des Observatoriums und seiner Forschungstätigkeit. Österreichischer Bundesverlag, Wien. ISBN 3-215-05956-8.
- Braithwaite R.J., Zhang Y. 1999. Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes. *Geografiska Annaler* 81A: 489–496.
- Braun L.N., Escher-Vetter H., Heucke E., Siebers M., Weber M. 2004. Experiences with the new 'Vernagtbach' hydro-meteorological station. In Oerlemans & Tijm-Reijmer: Book of extended abstracts of presentation at the Workshop "Automatic Weather Stations on Glaciers", Pontresina, 28 to 31 March 2004, IMAU, 38 - 44.
- Braun L.N., Weber M. and Schulz M.. 2000. Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Annals of Glaciology* 31: 19-25.
- Brückl E., Bittmann O. 1977. Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen im Bereich der Goldberggruppe (Hohe Tauern) in den Jahren 1971 und 1972. *Arbeiten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Fachbereich Geophysik. Heft 25, PNr. 219.* Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.
- CFG (Commission For Glaciology) 2006. Current data collection for the mass balance determination of the Vernagtferner 1964 to 2005. Bavarian Academy of Sciences and Humanities. <http://www.glaziologie.de> (last access on 10. Oct. 2006)
- Collins D.N. 1982. Water storage in Alpine glaciers. *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982)* IAHS Publ, no 138: 113-122.
- Collins D.N. 2005. Climatic variation and runoff in mountain basins with differing proportions of glacier cover. In Semadeni-Davies, A., L. Bengtsson and G. Westerström, eds.: *Northern Research Basins. Proceedings of the 15th International Northern Research Basins Symposium and Workshop in Luleå to Kvikkjokk, Sweden, 29 Aug. – 2 Sept. 2005*, 21-30.
- De Woul M., Hock R., Braun M., Thorsteinsson T., Jóhannesson T., Halldórsdóttir St. 2006. Firn layer impact on glacial runoff: a case study at Hofsjökull, Iceland. *Hydrological Processes* 20: 2171–2185. doi: 10.1002/hyp.6201
- Dirmhirn I. 1958. Studie über die Strahlungsvorgänge auf Gletschern. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie B, Band 6.*

- Dirmhirn I., Sauberer, F. 1950. Die Bedeutung des Strahlungsfaktors für den Gletscherhaushalt. *Wetter und Leben* 2.
- Dirmhirn I., Sauberer, F. 1952. Der Strahlungshaushalt horizontaler Gletscherflächen auf dem Hohen Sonnblick. *Geografischer Annaler* 34, Heft 3-4.
- Doorschot J., Raderschall N., Lehning M. 2001. Measurements and one-dimensional model calculations of snow transport over a mountain ridge. *Annals of Glaciology*, 32: 153-158.
- Dyurgerov M. 2002. Glacier mass balance and regime: Data of measurements and Analysis. Occasional Papers No. 55, Inst. Of Arctic and Alpine Research, Univ. of Colorado, pp 88 plus 180 pages data tables.
- Elder K., Rosenthal W., Davis R.E. 1998. Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montane watershed. *Hydrological Processes* 12: 1793-1808.
- Escher-Vetter H. 2000. Modelling meltwater production with a distributed energy balance method and runoff using a linear reservoir approach - results from Vernagtferner, Oetztal Alps, for the ablation seasons 1992 to 1995. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 36: 119-150.
- Escher-Vetter H. 1985. Energy balance calculations from five years meteorological records at Vernagtferner, Oetztal Alps. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 397-402.
- Escher-Vetter H., Braun L.N., Siebers M., Weber M. 2005. Water balance of the Vernagtferner high alpine basin based on long-term measurements and modelling, *Landschaftsökologie und Umweltforschung, TU Braunschweig* 48: 19-32.
- Exner Ch. 1964. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1:50000, Übersicht der Tafeln: Tafel 2-Profil durch die Sonnblickgruppe/Ausschnitt. Wien: Geologische Bundesanstalt.
- FAO-UNESCO 1988. Soil Map Of World, Revised Legend. World Soil Resources Report 60, FAO. Roma.
- Finstervalder R. 1953. Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpenglletscher. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 2/2: 189-239
- Finstervalder S., Schunk H. 1887. Der Suldenferner. *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins* 18: 72-89.
- Fliedl B. 2005. Schmelzprozesse am Goldbergkees. Diplomarbeit an der Universität für Bodenkultur, Wien.
- Flowers G.E., Clarke G.K.C. 2002a. A multicomponent coupled model of glacier hydrology. 1. Theory and synthetic examples. *Journal of Geophysical Research* 107/B11: 2287, doi:10.1029/2001JB001122

- Flowers G.E., Clarke G.K.C. 2002b. A multicomponent coupled model of glacier hydrology. 2. Application to Trapridge Glacier, Yukon, Canada. *Journal of Geophysical Research* 107/B11: 2288, doi:10.1029/2001JB001124
- Førland E. J., Allerup P., Dahlström B., Elomaa E., Jónsson T., Madsen H., Perälä J., Rissanen P., Vedin H., Vejen F., 1996. Manual for operational correction of Nordic precipitation data. Report Nr. 24/96, DNMI - Det Norske Meteorologiske Institut, P.O. Box 43, Blindern, Oslo, Norway, pp. 66.
- Fountain A.G., Walder J.S. 1998. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics* 36: 299-328.
- Frauenfelder R., Zemp M., Haeberli W., Hoelzle M. 2005. Worldwide glacier mass balance measurements: trends and first results of an extraordinary year in Central Europe. *Ice and Climate News* 6: 9-10.
- Frischling R., 2003. Die Bestimmung der Eisdicke des Wurtenkees mit Georadar und Gravimetrie. Diplomarbeit an der Technischen Universität Wien.
- Fuchs M., Nachtnebel H. P., Markart G., Kohl B., Patzelt G. 2000. Entwicklung eines Hangmodells zur Simulation der hydrologischen Prozesse bei Starkregenereignissen auf Schnee. *Österreichische Wasserwirtschaft* Jg. 52 7/8: 181-194.
- Greene E.M., Liston G.E., Pielke R.A. 1999. Simulation of above treeline snowdrift formation using a numerical snow-transport model. *Cold Regions Science and Technology* 30: 135-144.
- Güntner A., Uhlenbrook S., Seibert J., Leibundgut C. 1999. Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes* 13: 1603-1620.
- Gurtz J., Baltensweiler A., Lang H., Menzel L. und Schulla J. 1997. Auswirkungen von klimatischen Variationen von Wasserhaushalt und Abfluss im Flussgebiet des Rheins. Schlussbericht NFP 31: "Klimaänderungen und Naturkatastrophen", vdf Hochschulverlag AG ETH Zürich, 147 pp.
- Gurtz J., Baltensweiler A. and Lang H. 1999. Spatially distributed hydrotope-based modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins, *Hydrological Processes* 13: 2751-2768.
- Gurtz J., Zappa M., Jasper K., Lang H., Verbunt M., Badoux A. and Vitvar T. 2003. A Comparative Study in Modelling Runoff and its Components in Two Mountainous Catchments. *Hydrological Processes* 17: 297-311.
- Gurtz J., Zappa M., Jasper K., Jaun S., Lang H., Pos F., Schulla J., Verbunt M., Vitvar T., Viviroloi D. 2005. Application training on hydrological models bzw. SDC Swiss Flood Forecasting Assistance Project. PREVAH-Modelling-System TRAINING. <http://www.wsl.ch/hazards/prevah/>. Letzter Zugriff: 31.10.2006.

- Hannah D.M., Gurnell A. M., McGregor G.R. 1999. A methodology for investigation of the seasonal evolution in proglacial hydrograph form. *Hydrological Processes* 13: 2603-2621.
- Hannah D.M., Smith B. P. G., Gurnell, A.M., McGregor G.R. 2000. An approach to hydrograph classification. *Hydrological Processes* 14: 317-338.
- Hartman M.D., Baron J.S., Lammers R.B., Cline D.W., Band L.E., Liston G.E. Tague C. 1999. Simulations of snow distribution and hydrology in a mountain basin. *Water Resources Research*, 35(5): 1587-1603.
- Heucke E. 1999. A Light Portable Steam-driven Ice Drill Suitable for Drilling Holes in Ice and Firn. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81/4: 603.
- Herschy R.W. 1985. *Stream Flow Measurement*. Elsevier Applied Science Publishers, UK, 553 pp.
- Hock R. 1998. Modelling of glacier melt and discharge. *Zürcher Geographische Schriften* 70, Geogr. Inst. ETH Zürich, ISBN 3-906148-18-1, 140 pp
- Hock R. 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology* 45/149: 101-111.
- Hock R. 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282/1-4/: 104–115. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00257-9.
- Hock R. 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography* 29/3: 362-391.
- Hock R., Holmgren B. 2005. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology* 51(172): 25-36.
- Hock R., Nötzli C. 1997. Areal melt and discharge modelling of Storglaciären, Sweden. *Annals of Glaciology* 24: 211-216.
- Hoinkes H. 1970. Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner (Ötztaler Alpen) 1953 - 1968. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 6: 37–90.
- Hoinkes H., Lang H. 1962. Der Massenhaushalt von Hintereis- und Kesselwandferner (Ötztaler Alpen), 1957/58 und 1958/59. *Theoretical and Applied Climatology* 12/2: 284-320.
- Hoinkes H. 1955. Measurement of ablation and heat balance on alpine glaciers. *Journal of Glaciology* 2: 497-501.

- Holzmann H., Nachtnebel H.P. 2002. Abflussprognose für mittelgroße Einzugsgebiete - Methodik und Anwendungen. *Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft* 54/9-10: 142-153. Springer Verlag, Wien.
- Hübl A. 1912. Die stereophotogrammetrische Aufnahme des Goldberggletschers im August des Jahres 1909. *Denkschrift der Wiener Akademie*, Band 87.
- Huss M. 2005. Gornergletscher: Gletscherseeausbrüche und Massenbilanzabschätzungen. Diplomarbeit an der ETH Zürich.
- Hynek B., Schöner W. 2004. Massenhaushalt 2002/2003 der Gletscher in der Goldberggruppe. 101.-102. Jahresbericht des Sonnblick-Vereines: 1-15. Eigenverlag der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.
- Hynek B. (in prep.). Energiehaushalt des Goldbergkeeses in der Ablationsperiode 2003. Diplomarbeit an der Universität Wien.
- Jansson P., Hock R., Schneider T. 2003. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology* 282: 116-129.
- Kaser G., Fountain A., Jansson P. 2003. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. IHP-VI, Technical Documents in Hydrology, No. 59, UNESCO, Paris, 2003.
- Kaufmann A., 2005. Abflussmessung und -modellierung am Goldbergkees im Rekordsommer 2003. Diplomarbeit an der Universität für Bodenkultur, Wien.
- Kiessling H. 1952. Der Oscheniksee als Winterspeicher, Dissertation an der TU Graz, 93 Bl.
- Kirnbauer R, Blöschl G, Gutknecht D. 1994. Entering the Era of Distributed Snow Models. *Nordic Hydrology* 25: 1-24.
- Klok E.J., Jasper K., Roelofsma K.P., Gurtz J., Badoux A. 2001. Distributed hydrological modelling of a heavily glaciated Alpine river basin. *Hydrological Sciences Journal - Journal Des Sciences Hydrologiques* 46: 553-570.
- Koboltschnig G., Schöner W., Holzmann H. 2005. Monitoring und Modellierung der Schnee- und Eisschmelze eines vergletscherten Einzugsgebietes in den Hohen Tauern. Beiträge zum 7. Treffen junger Wissenschaftlerinnen und Wissenschaftler deutschsprachiger Wasserbauinstitute. Schriftenreihe zur Wasserwirtschaft der Technischen Universität Graz. Band 43.
- Koboltschnig G., Neuschitzer F., Schöner W., Holzmann H. 2006. Zuflusssituationen hochalpiner Speicher mit vergletscherten Einzugsgebieten. In: Technische Universität Graz, Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft, Stauhaltungen und Speicher – Von der Tradition zur Moderne, 27-30 September 2006, Graz, Schriftenreihe zur Wasserwirtschaft, Technische Universität Graz, 46/1: 167-178.

- Koboltschnig G., Holzmann H., Schöner W., Zappa M. (submitted – a). Potential of a water balance model with high temporal resolution for the distributed modelling of ice- and snowmelt processes at high elevated sites. *Journal of Glaciology*.
- Koboltschnig G., Holzmann H., Schöner W., Zappa M. (in print). Contribution of glacier melt to stream runoff: if the climatically extreme summer of 2003 had happened in 1979 *Annals of Glaciology* 46.
- Koboltschnig G., Schöner W., Zappa M., Holzmann H. (submitted – b). Glacier melt of a small basin contributing to runoff under the extreme climate conditions in the summer of 2003. *Hydrological Processes*.
- Kustas W.P., Rango A. 1994. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research* 30: 1515–27.
- La Chapelle E. 1959. Annual mass and energy exchange on the Blue Glacier. *Journal of Geophysical research* 64: 443-449.
- Lang H., Leibundgut Ch., Festel E. 1979. Results from tracer experiments on the water flow through the Aletschgletscher. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziogeologie* 15/2: 209-218.
- Lang H., Braun L. 1990. On the Information content of air Temperature in the Context of Snow Melt Estimation. In: *Hydrology of Mountainous Areas*, L. Molar (Ed.). IAHS Publ. no. 190: 347-354.
- Lehning M., Doorschot J., Bartelt P. 2000. A snowdrift index based on SNOWPACK model calculations. *Annals of Glaciology* 31: 382-386.
- Lehning M., Voelksch I., Gustafsson D., Nguyen T.A., Stähli M., Zappa M. 2006. ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. *Hydrological Processes* 20: 2111–2128. doi: 10.1002/hyp.6204.
- Lichtenecker N. 1935. Neuere Gletscherstudien in der Sonnblickgruppe. 44. *Jahrsbericht des Sonnblickvereins für das Jahr 1935*.
- Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., Wanner H. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science* 303: 1499-1503.
- Mahringer W., Scheibbner F. 1968. Die Albedo der Sonnblickgletscher und ihre zeitliche Variation. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie B, Band 16*.
- Marks D., Domingo J., Susong D., Link T., Garen D. 1999. A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins. *Hydrological Processes* 13: 1935-1959.

- Martinec J. 1989. Hour-to-hour snowmelt rates and lysimeter outflow during an entire ablation period. In Colbeck, S.C., editor, *Glacier and snow cover variations, Proceedings of the Baltimore Symposium, Maryland 1989*, Wallingford: IAHS Publication 183: 19–28.
- Martinec J., Rango A. 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology* 84: 197–219.
- Monteith J.L. 1965. Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biol.* 19: 205-234.
- Nash J.E., Sutcliffe J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models (1), a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10(3): 282-290.
- Oerlemans J. 2000. Analysis of a 3-year meteorological record from the ablation zone of Moteratschgletscher, Switzerland: energy and mass balance. *Journal of Glaciology* 46, 571-579.
- Oerter H., Reinwarth O. 1990. Modelling the runoff from a glaciated drainage basin (Vernagtferner, Oetztal Alps). *IAHS Publications* 190,: 355-367.
- Ohmura A. 2001. Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology* 40/4: 753-761. doi: 10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2
- Østrem G. and Brugman M. 1991. *Glacier mass-balance measurements---A manual for field and office work*: Environment Canada, National Hydrology Research Institute Science Report No. 4, and Norwegian Water Resources and Energy Administration, 224 p.
- Paul F., Machguth H., Käab A. 2005. On the impact of glacier albedo under conditions of extreme glacier melt: the summer of 2003 in the Alps. *EARSeL eProceedings*, 4(2): 139-149.
- Pellicciotti F., Brock B., Strasser U., Burlando P., Funk M. Corripio J. 2005. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology* 51/175: 573-587.
- Penck A. 1897. *Gletscherstudien im Sonnblickgebiete*. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines. Band 28.
- Penman H.L. 1956. Estimating evaporation. *Trans. Amer. Geophys. Union* 37: 43-46.
- Peticka R., Posch K. 2005. *Bodenübersichtskarte*. In: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (ed.) *Hydrologischer Atlas Österreichs*, 2. Lieferung, Kartentafel 1.4. Wien; ISBN 3-85437-250-7.

- Pos F. 2001. Spatially distributed modelling of snow accumulation and melt in pre-alpine and alpine catchments. Diploma Thesis, Wageningen University. [available from the Institute for Atmospheric and Climate Science ETH, Winterthurerstr. 190, CH-8057 Zürich].
- Rees H.G., Collins D.N. 2006. Regional differences in response of flow in glacier-fed Himalayan rivers to climatic warming. *Hydrological Processes* 20: 2157–2169.
- Reinwarth O. 1972. Untersuchungen zum Massenhaushalt des Vernagtferners (Oetztaler Alpen) 1965-1968. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* VIII/1-2: 43-63.
- Röthlisberger H., Lang H. 1987. Glacial hydrology. In: Gurnell A.M., Clark M.J. (Eds.), *Glacio-fluvial Sediment Transfer*, Wiley, New York, 207-284.
- Ross B.B., Contractor D.N., Shanholtz V.O. 1979. A Finite Element Model Of Overland And Channel Flow For Assessing The Hydrologic Impact Of Landuse Change. *Journal of Hydrology* 41: 1-30.
- Schaefli B., Hingray B., Niggli M., Musy A. 2005. A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 2: 73-117.
- Schär C., Jendritzky G. 2004. Hot news from summer 2003. *Nature* 432: 559-560.
- Schär C., Vidale P.L., Lüthi D., Frei C., Häberli C., Liniger M.A., Appenzeller C. 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* 427: 332-336.
- Schöner W. 1989a. Ermittlung des kurzwelligen Strahlungshaushaltes des Goldberggletschers mittels digitalem Geländemodell und Stereoauswertung von terrestrischen Amateuraufnahmen. Diplomarbeit an der Universität Wien.
- Schöner W. 1989b. Strahlungshaushaltsuntersuchungen am Goldberggletscher (Hohe Tauern). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 25/2: 147-173.
- Schöner W. 2003. Massenhaushaltsbestimmung alpiner Gletscher. Arbeitsunterlagen für die Lehrveranstaltung „Gletschermassenhaushaltsuntersuchungen“ am Institut für Meteorologie und Physik der Universität für Bodenkultur, Wien und am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien. 3. überarbeitete Ausgabe. <http://www.boku.ac.at/imp/met/lehre/gletscherpr/MASSENHAUSHH-2003neu.pdf>
- Schöner W., Mohnl H. 2003. Schneehöhen und Schneebedeckung. In: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (ed.) *Hydrologischer Atlas Österreichs*, 2. Lieferung, Kartentafel 4.1. Wien; ISBN 3-85437-250-7.
- Schöner W., Auer I., Böhm R., Hynek B., Holzmann H., Kobltschnig G. 2004: Extreme glacier melt in Hohe Tauern region (Austrian Alps). In: Herrmann A., ed. *Extended*

Abstracts, International Conference on Hydrology of Mountain Environments, 27 September - 1 October 2004, Berchtesgaden, Germany. *Landschaftsökologie und Umweltforschung* 47. TU Braunschweig, ISSN 0170-7299, 319-322

Schöner W., Hynek B. 2006. Massenhaushalt 2004/2005 der Gletscher in der Goldberggruppe: Goldbergkees, Kleinfleißkees, Wurtenkees. *Jährlicher Bericht der Klimaabteilung der ZAMG Wien*.

Schöner W., Böhm R. (in print). A statistical mass balance model for reconstruction of LIA ice mass for glaciers in the European Alps. *Annals of Glaciology* 46.

Schulla J. 1997. Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen, *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 69. Geographisches Institut der ETH Zürich, pp. 1–187.

Sevruk B. (ed.) 1986. Correction of Precipitation Measurements. ETH/IASH/WMO Workshop on the Correction of Precipitation Measurements. Zürich, April 1-3, 1985, *Zuercher Geographische Schriften*, Heft 23.

Sevruk B. (ed.) 1989. Precipitation Measurement. Proc. of the WMO/IASH/ETH Workshop on Precipitation Measurement. St. Moritz, December 3-7, 1989, WMO Instruments and Observing Methods Rep., No. 48, WMO/TD- No. 328, 199-204, 1989, Geneva.

Singh P., Spitzbart G., Hübl H, Weinmeister H.W. 1997. Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study. *Journal of Hydrology* 202: 1-20.

Singh P., Singh V. P. 2001. *Snow and Glacier Hydrology*, Kluwer Academic Publishers, P.O. Box 17, 3300 AA Dordrecht, The Netherlands

Singh P., Kumar N. 1997. Impact assessment of climate change on the hydrological response of a snow and glacier melt runoff dominated Himalayan river. *Journal of Hydrology* 193: 316-350.

Singh P., Bengtsson L. 2005. Impact of warmer climate on melt and evaporation for the rainfed, snowfed and glacierfed basins in the Himalayan region. *Journal of Hydrology* 300: 140-154. doi: 10.1016/j.hydrol.2004.06.005

Slupetzky H., Wiesenegger H. 2005. Glazialhydrologische Aspekte des Jahres 2003 im „Hohe Tauern Einzugsgebiet“ der Salzach. *Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich* 83: 61-81. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.

Spitzbart G. 1996. Die Bedeutung von Temperatur und Niederschlag als Eingangsparameter für die Schneeschmelz-Modellierung. Diplomarbeit an der Universität für Bodenkultur, Wien.

Steinacker R. 1979. Rückrechnung des Massenhaushaltes des Hintereisferners mit Hilfe von Klimadaten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 15/1: 101–104.

- Strasser U., Corripio J., Pellicciotti F., Burlando P., Broock B., Funk M. 2004. Spatial and temporal variability of meteorological variables at Haut Glacier d'Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001: measurements and simulations. *Journal of Geophysical Research* 109, D03103, 18 p.
- Strasser U., Etchevers P., Lejeune Y. 2002. Intercomparison of two Snow Models with Different Complexity Using Data from an Alpine Site. *Nordic Hydrology* 33/1: 15-26.
- Strobl J. 1983. Erfassung der Einstrahlung mit Geländemodellen. Zur Berechnung der Verteilung topographisch gesteuerter Haushaltsgrößen mittels digitaler Geländemodelle am Beispiel der Hauptgletscher der Goldberggruppe. Dissertation am Institut für Geographie, Universität Wien.
- Swift D.A., Nienow P.W., Hoey T.B., Mair D.W.F. 2005. Seasonal evolution of runoff from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland and implications for glacial geomorphic processes. *Journal of Hydrology*. 309: 133–148.
- Turpin O., Ferguson R., Johansson B. 1999. Use of remote sensing to test and update simulated snow cover in hydrological models. *Hydrological Processes* 13: 2067–2077.
- UBA – Umweltbundesamt 2000. CORINE (Coordination of Information on the Environment) Landnutzungsdatensatz.
- Verbunt M., Gurtz J., Jasper K., Lang H., Warmerdam P., Zappa M. 2003. The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modelling. *Journal of Hydrology* 282: 36-55. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00251-8
- Vollmann M. (in prep.). Kartierung von Ausaperungsmustern aus Satellitenbildern, Diplomarbeit an der Universität für Bodenkultur, Wien.
- Walter M.T., McCool D.K., King L.G., Molnau M., Campbell G.S. 2004. Simple Snowdrift Model for Distributed Hydrological Modeling. *Journal of Hydrologic Engineering* 9/4: 280-287.
- WGMS 2003. Glacier Mass Balance Bulletin No. 7 (2000-2001). Haeberli W., Frauenfelder R., Hoelzle M. and Zemp, eds.. World Glacier Monitoring Service, Zürich, 94pp. <http://www.geo.unizh.ch/wgms/> (last access on 20. Feb. 2007)
- WGMS 2005. Glacier Mass Balance Bulletin No. 8 (2002-2003). Haeberli W., Noetzli J., Zemp M., Baumann S., Frauenfelder R. and Hoelzle M., eds.. World Glacier Monitoring Service, Zürich, 100pp. <http://www.geo.unizh.ch/wgms/> (last access on 10. Oct. 2006)
- WGMS 2007. Glacier mass balance data 2003/2004 and 2004/2005. World Glacier Monitoring Service, Zürich. <http://www.geo.unizh.ch/wgms/mbb/mbb9/sum05.html>
- WMO 1994. Report of the Working Committee on item 7.7 and 13. CIMO-XI/ Geneva

- Zappa M. 2002. Multiple-Response Verification of a Distributed Hydrological Model at Different Spatial Scales. Dissertation an der ETH Zürich.
- Zappa M, Badoux A., Gurtz J. 2000. The application of a complex distributed hydrological model in a highly glaciated alpine river catchment, in *Limnological Reports*, Horvatic J. (Editor), 33rd Conference of International Association for Danube Research, Osijek, Croatia, 3-9 Sept. 2000, Vol. 33: 23-28.
- Zappa M., Gurtz J. 2003. Simulation of soil moisture and evapotranspiration in a soil profile during the 1999 MAP-Riviera Campaign. *Hydrology and Earth System Sciences* 7: 903-919.
- Zappa M., Pos F., Strasser U., Gurtz J. 2003. Seasonal water balance of an alpine catchment as evaluated by different methods for spatially distributed snow melt modelling. *Nordic Hydrology* 34/3: 179-202
- Zemp M., Frauenfelder R., Haeberli W., Hoelzle M. 2005. Worldwide glacier mass balance measurements: general trends and first results of the extraordinary year 2003 in Central Europe. In Russian Academy of Sciences (ed.), XIII Glaciological Symposium, Shrinkage of the Glacosphere: Facts and Analysis. Data of Glaciological Studies [Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy] 99, St. Petersburg, Russia: 3-12.

8 Lebenslauf

PERSÖNLICHE DATEN:

Name: Gernot Rupert Koboltschnig
Geburtsdatum: 28.09.1976
Geburtsort: Klagenfurt
Staatsbürgerschaft: Österreich
Hauptwohnsitz: Neudenstein 5, 9100 Völkermarkt
Zweitwohnsitze: Semperstrasse 60/6, 1180 Wien
Bösenort 44, 9103 Diex
Sprachen: Deutsch, Englisch



BILDUNGSGANG:

Juni 1996: Reifeprüfung an der Höheren Technischen Bundeslehranstalt Mössingerstrasse, Klagenfurt (Fachrichtung Technische Informatik / Elektronik)
Jan. 2004: Sponion zum Dipl.-Ing. für Kulturtechnik und Wasserwirtschaft, BOKU Wien. (Diplomarbeit: „GIS - basierte Modellierung des Sedimenthaushaltes im Einzugsgebiet des Speichers Großsölk in der Steiermark“).

BERUFLICHE LAUFBAHN:

Okt. 1996 – Mai 1997: Präsenzdienst, Windischkaserne, Klagenfurt
Juni 1997 – Aug. 1997: Kärntner Institut für Seenforschung (AKL, Abt. 15)
März 1999 – Jan. 2004: Studienassistent am Institut f. Wasserwirtschaft, Hydrologie und Konstruktiven Wasserbau (IWHW), BOKU Wien
ab Feb. 2004: Forschungsassistent am IWHW, BOKU Wien

FREIWILLIGE TÄTIGKEIT:

ab Feb. 2004: Bergrettungsmitglied (Ortsstelle Bad Eisenkappel)
ab Okt. 2006: Mitglied der Landesleitung Kärnten des Österreichischen Bergrettungsdienstes (Referat Öffentlichkeitsarbeit)

MITGLIEDSCHAFTEN:

- IGS - International Glaciological Society, Cambridge, UK
- ÖGH - Österreichische Gesellschaft für Hydrologie, Wien
- Sonnblick Verein, Wien
- COST Action 626