universität wien

DIPLOMARBEIT

Berechnung von Zukunftsszenarien für Gletschermassenbilanzen

angestrebter akademischer Grad:

MAGISTRA DER NATURWISSENSCHAFTEN

(Mag. rer. nat.)

Verfasserin:	Claudia Springer
Matrikelnummer:	0301845
Studienrichtung:	Meteorologie (A415)
Betreuer:	O.Univ.Prof.Dr. Reinhold Steinacker

Wien, im August 2009

Danksagung

An dieser Stelle bedanke ich mich bei Prof. Steinacker für die Betreuung meiner Diplomarbeit sowie für die interessanten und anregenden Gespräche.

Ganz besonders bedanke ich mich bei Dr. Christoph Matulla und Dr. Wolfgang Schöner, die mir dieses spannende Thema vorgeschlagen und mir die ganze lange Zeit bei vielen Fragen und Problemen geduldig weitergeholfen haben. Vielen Dank für die hilfreichen Diskussionen und die Unterstützung!

Für die rasche Bereitstellung der ECHAM5-MPIOM Datensätze danke ich Dr. Sebastian Wagner. Dr. Andrea Fischer und Dr. Wolfgang Schöner danke ich für die Massenbilanzdaten der Gletscher Hintereisferner, Vernagtferner und Jamtalferner. Mag. Bernhard Hynek stellte mir dankenswerterweise die Massenbilanzdaten der Gletscher Goldbergkees und Wurtenkees zur Verfügung.

Einen speziellen Dank an Felix für die Hilfe bei meiner anfänglichen Kriegsbeziehung mit Matlab und für die Motivation richtig anzufangen (ist ja nicht immer so leicht). Und für seine Ratschläge zur Verbesserung der Arbeit.

Und dann noch ein Danke an meine liebe Mami und meinen lieben Papi für die Unterstützung während des gesamten Studiums.

Danke!

Zusammenfassung

Zwischen globalen Mustern atmosphärischer Parameter (Temperatur, Feuchte und Druck) und lokalen Gletschermassenbilanzen (Massengewinn bzw. Massenverlust des Gletschers über ein Jahr betrachtet) wird eine statistische Beziehung hergestellt. Mit diesem gewonnenen Zusammenhang werden Szenarien der Massenbilanzen bis zum Ende dieses Jahrhunderts berechnet. Dies wird für fünf österreichische Gletscher durchgeführt: Jamtalferner, Hintereisferner, Vernagtferner, Goldbergkees und Wurtenkees.

Zunächst werden die wichtigsten Informationen der globalen Felder der Klimaparameter mittels Empirischer Orthogonal Funktions Analyse herausgefiltert. Danach wird eine statistische Beziehung zwischen Massenbilanz und den Klimaparametern mit einer multiplen linearen Regression hergestellt und validiert. Unter der Annahme, dass diese aus der Vergangenheit entwickelte Beziehung auch in Zukunft gilt, wird mit den beiden Klimaszenarien A1B und B1 (weniger umweltfreundliche und umweltfreundliche Entwicklung der Menschheit) die Gletschermassenbilanz bis zum Jahr 2100 geschätzt. Die Ergebnisse zeigen für alle betrachteten Gletscher einen negativen Trend sowohl für die Sommerbilanz als auch für die Winterbilanz. Die Gletscher sollen in Zukunft also im Winter weniger Masse erhalten und im Sommer mehr verlieren. Demzufolge würden sie sich immer weiter zurück ziehen.

Die Diplomarbeit gliedert sich in 5 Kapitel. Zuerst werden Grundlagen über Gletschermassenbilanzen und bisherige Untersuchungen vorgestellt. Danach wird auf die verwendeten Klimamodelle sowie die betrachteten Gletscher eingegangen. In weiterer Folge werden die angewendeten statistischen Methoden beschrieben und anschließend die Ergebnisse diskutiert. Zum Schluss werden noch einige Ideen für zukünftige Untersuchungen vorgestellt.

Abstract

The empirical link between time series of large scale atmospheric patterns (temperature, humidity and sea level pressure) and local scale glacier mass balances (that consider mass gain as well as mass loss on a yearly base) is investigated. Grounded on this link mass balance scenarios until the end of this century are derived. This is done for five Austrian glaciers: Jamtalferner, Hintereisferner, Vernagtferner, Goldbergkees and Wurtenkees.

First, the main information of the global atmospheric fields is extracted by the application of an empirical orthogonal function analysis. Then a statistical relationship between the mass balance time series and the analyzed climate parameters is established and validated. Under the assumption that relationship which is reliable for the past is also valid for the future, mass balance scenarios until 2100 are projected. Therefore the emission scenarios A1B and B1 (the first scenario appears realistic regarding the trend so far whilst the latter one describes a ecological friendly development of mankind that involves the preference of ecological welfare over individualism), realized with the global circulation model ECHAM5-MPIOM, are used. Results show negative trends for all winter as well as for all summer mass balances. According to that glaciers will gain less mass in winter and lose more during summer. As such they will continue to retreat till the end of this century.

The diploma thesis is made up by 5 chapters. First, glacier mass balance measurements and research carried out so far is discussed. Then the used climate models and the glaciers considered are described. This is followed by a discussion of the applied statistical methods used and following by the achieved results. Finally some ideas how this line of research may be continued further are suggested.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung **2**

Zusammenfassung **3**

Abstract **5**

1. Der Zusammenhang zwischen Klima und Gletscher **9**

1.1. Gletschermassenbilanz 9

1.1.1. Akkumulation und Ablation 9

1.1.2. Energiebilanz an der Gletscheroberfläche 11

1.1.3. Temperaturabhängige Modellierung der Massenbilanz 14

1.2. Die Klima-Gletscher Beziehung 16

1.2.1. Nord-Atlantische-Oszillation 17

1.2.2. Klimaparameter und Massenbilanz 19

2. Datenbasis **25**

2.1. Globale Klimamodelle 25

2.1.1. NCEP/NCAR Reanalysedaten 26

2.1.2. ECHAM5-MPIOM 27

2.2. Gletscher 30

2.2.1. Jamtalferner 31

2.2.2. Hintereisferner 32

2.2.3. Vernagtferner 33

2.2.4. Goldbergkees 33

2.2.5. Wurtenkees 34

3. Methodik **37**

3.1. Downscaling 37

3.2. EOF-Analyse 39

3.3. Regressionsanalyse . . . 43
3.3.1. Lineare Regression . . . 43
3.3.2. Multiple lineare Regression . . . 44
3.4. Modell-Validierung . . . 46
3.5. Einschränkungen des Modells . . . 47

4. Ergebnisse **51**
4.1. Vergleich der Gletschermassenbilanzen . . . 51
4.2. Vergleich ERA40 mit NCEP/NCAR . . . 54
4.3. EOF-Analyse . . . 56
4.4. Validierung des Modells . . . 60
4.5. Szenarien der Gletschermassenbilanzen bis 2100 . . . 64
4.6. Modelle - ein Vergleich . . . 68
4.6.1. Anwendung des Modells eines Gletschers auf einen anderen Gletscher 68
4.6.2. Verwendung des zweitbesten Modells . . . 72
4.6.3. Gitterpunktsmodelle . . . 75
4.6.4. Modelle mit Geopotentialfeldern . . . 76

5. Ausblick **77**

A. Grafiken der Validierung **79**

B. Grafiken der Szenarios **86**

C. Zeitreihen der Massenbilanzen **91**

Abkürzungsverzeichnis **97**

Abbildungsverzeichnis **99**

Tabellenverzeichnis **103**

Literaturverzeichnis **107**

1. Der Zusammenhang zwischen Klima und Gletscher

1.1. Gletschermassenbilanz

1.1.1. Akkumulation und Ablation

Die Massenbilanz B eines Gletschers ist die Änderung seiner Masse in einem bestimmten Zeitraum. Es werden Massenverlust (Ablation) A und Massengewinn (Akkumulation) C gemessen und daraus die Massenbilanz berechnet:

$$B = C + A \quad [kg/\Delta t], \tag{1.1}$$

wobei die Ablation negativ ist. Zu den Angaben in der Literatur ist anzumerken, dass in der Glaziologie oft die Einheit kg für die Massenbilanz angegeben wird. Dies ist streng genommen nicht korrekt, da es sich um eine Massenänderung in einem bestimmten Zeitintervall handelt. Die durch das Fließen des Eises verursachten Änderungen der Dicke des Gletschers werden hier vernachlässigt. [Paterson 1994]

Zur Akkumulation gehören alle Prozesse, bei denen dem Gletscher Masse zugeführt wird. Es sind dies: fester Niederschlag, Schneeverfrachtung durch Wind und Lawinen, Raureifbildung und gefrierender Regen, wobei der Gletscher durch Schneeverfrachtung auch Masse verlieren kann. Meistens findet der Massenzuwachs in Form von Schnee, welcher dann in Firn und schließlich in Eis umgewandelt wird, statt. Diese Umwandlung beginnt schon während des Niederschlags, geht jedoch langsam vor sich. Durch mechanisches Zerbrechen, dem unterschiedlichen Dampfdruck über konkaven und konvexen Oberflächen sowie in kalten und warmen Schichten der Schneedecke, dem Schmelzwasser und dem herrschenden Druck werden aus den fein strukturierten Schneekristallen grobe Eiskörner. [Paterson 1994]

Zur Ablation tragen alle Prozesse bei, bei denen der Gletscher Schnee oder Eis verliert. Die Energiebilanz an der Gletscheroberfläche ist hierbei der wichtigste Faktor. Sie wird vor allem durch die Absorption von Strahlung und der Wärmezufuhr durch turbulente Luftbewegungen beeinflusst [Kuhn und Hermann 1990]. Für die Menge an Strahlung, die absorbiert werden kann, sind die kurzwellige Einstrahlung und die Albedo der Gletscheroberfläche die wichtigsten Einflussfaktoren. Von der Energiebilanz der Gletscheroberfläche ist der Massenverlust durch Schmelzen und damit auch der Abfluss sowie die Verdunstung abhängig. Genaugenommen führt das Schmelzen selbst zu keiner Verringerung der Masse, erst der Abfluss des Schmelzwassers verursacht den Massenverlust. Bei noch nicht wassergesättigten Schneeschichten kann Schmelzwasser versickern und in tieferen Schichten wieder gefrieren. Weitere Ablationsprozesse sind die Windverfrachtung von Schnee, Lawinenabgänge und das Kalben von Eisbergen. [Paterson 1994]

Die Schmelze und Dynamik des Gletschers werden stark durch seine Topographie beeinflusst: niedrigste, mittlere und höchste Erhöhung, Fläche des Gletschers, Länge, Steilheit des Gletscherbettes und Exposition. Die Längenänderungen der Gletscherzunge, sowie die Änderung der flächengewichteten mittleren Höhe des Gletschers beeinflussen die Niederschlagssumme, die der Gletscher erhält, sowie die Energiebilanz an der Gletscheroberfläche. [Schöner und Böhm 2007]

Die Bilanzgrößen der Gleichung 1.1 können auch als spezifische Bilanzgrößen dargestellt werden. Dazu werden sie durch die Dichte des Wassers ρ dividiert und auf die Fläche des Gletschers F bezogen. Daraus ergibt sich:

$$\begin{aligned} B &= \int_F b\rho \; df \quad [kg/\Delta t] \\ b &= \quad c + a \quad [mm/\Delta t] \end{aligned} \tag{1.2}$$

mit der spezifischen Massenbilanz b, der spezifischen Ablation a und der spezifischen Akkumulation c. Die spezifische Massenbilanz wird in der Glaziologie meist als mm Wasseräquivalent angegeben und steht für die Wassermenge die in einem Jahr abschmilzt bzw. als Niederschlag fällt, wobei in der Einheit auf die Angabe des Zeitintervalls verzichtet wird. Bei den in vorliegender Arbeit dargestellten Diagrammen und Tabellen habe ich diese Vorgehensweise übernommen, da es mir üblich und praktikabel erscheint. Die Einheit Wasseräquivalent wird verwendet um die Massenbilanz von Gletschern untereinan-

der vergleichen zu können. [Böhm u.a. 2007] Da in der Praxis immer von der spezifischen Massenbilanz gesprochen wird, wird in Folge nicht mehr explizit das „spezifisch“ erwähnt.

Ein Gletscher kann in ein Akkumulations- und ein Ablationsgebiet unterteilt werden. Im Akkumulationsgebiet ist die spezifische Massenbilanz positiv, es gilt $b > 0$. Im Ablationsgebiet gilt $b < 0$, die spezifische Massenbilanz ist negativ, die Ablation ist in diesem Gebiet also größer als die Akkumulation. Akkumulations- und Ablationsgebiet werden durch die Gleichgewichtslinie getrennt. Sie verbindet alle Punkte an denen sich Akkumulation und Ablation die Waage halten, also $b = 0$ gilt. Die zur Gleichgewichtslinie gehörige Gleichgewichtshöhe ist von den Klimabedingungen abhängig. Ihre Position schwankt daher auf den einzelnen Gletschern von Jahr zu Jahr. [Paterson 1994]

Die jährliche Massenbilanz wird auf ein Bilanzjahr bezogen. Dieses dauert von einem Ende der Schmelzsaison bis zum nächsten. In den Alpen ist das im Mittel Ende September, Anfang Oktober. Das Bilanzjahr kann in Winterbilanz und Sommerbilanz unterteilt werden. Die Winterbilanz beginnt, sobald das Minimum der Gletscherdicke am Ende des Sommers erreicht wird und endet beim Maximum im späten Frühling. Die Sommerbilanz dauert vom Maximum bis zum nächsten Minimum. [Paterson 1994] Die Zeitpunkte der Messungen stimmen aus praktischen Gründen nicht mit den Zeitpunkten der maximalen Masse für die Winterbilanz und minimalen Masse für die Sommerbilanz überein. Dadurch entstehen Fehler in der Größenordnung von einigen zehntel Metern in den Bilanzmessungen [Rasmussen und Conway 2004]. In der Praxis wird die Jahresbilanz meist auf die Zeit vom 1. Oktober bis 30. September des Folgejahres festgelegt.

1.1.2. Energiebilanz an der Gletscheroberfläche

Kuhn und Hermann (1990) stellten eine Energiebilanzgleichung für Gletscheroberflächen auf:

$$R_n + SH + LH + Q_p + Q_g + Q_m + Q_c = 0 \quad [W/m^2], \tag{1.3}$$

wobei R_n[1] die Nettostrahlung, SH[2] und LH[3] die turbulenten Flüsse fühlbarer und latenter Wärme, Q_p[4] die Wärmezufuhr durch den Niederschlag, Q_g[5] den Bodenwärmestrom,

[1] R_n - net radiation $[W/m^2]$
[2] SH - sensible heat $[W/m^2]$
[3] LH - latent heat $[W/m^2]$
[4] Q_p - heat flux from precipitation $[W/m^2]$
[5] Q_g - heat flux from the ground $[W/m^2]$

Q_m[6] die für den Schmelzprozess und Q_c[7] die für Temperaturänderungen in der Schneedecke umgesetzte Energie. Flüsse, die zur Oberfläche gerichtet sind, werden positiv gezählt. R_n, SH, LH und Q_p sind an der Oberseite der Schneedecke wirksam. Q_g wirkt an der Unterseite, wie auch R_n bei dünnen Schneedecken. Q_m und Q_c wirken im Volumen der Schneedecke.

Die Nettostrahlung kann in kurzwellige R_s[8] und langwellige Strahlungsbilanz R_t[9] zerlegt werden:

$$R_n = R_s + R_t = (1 - a)R_g + R_t \quad [W/m^2], \tag{1.4}$$

wobei sich die Globalstrahlung R_g[10] aus direkter Sonnenstrahlung und diffuser Himmelsstrahlung zusammensetzt und stark von der Albedo a beeinflusst wird. Das kurzwellige Strahlungsangebot ist weiters von der Exposition, Höhe, geographischen Breite und Jahreszeit abhängig. Die maximale Einstrahlung in den Alpen findet im Juni statt. Diese kann aber nur wirksam werden, wenn die Voraussetzungen geschaffen wurden, also die größten Teile der Winterakkumulation abgeschmolzen sind. Mit der Alterung der Schneedecke nimmt die Verschmutzung der Oberfläche zu, die Schneekörner wachsen und der Wassergehalt in der Schneedecke steigt an. Da die Albedo durch diese Veränderungen im Laufe des Sommers abnimmt, kann gegen Ende des Sommers mehr kurzwellige Strahlung absorbiert werden. Die Ablationsmaxima sind somit erst im Juli und August zu erwarten. In diesen Monaten treten in den Alpen die höchsten Temperaturen auf, wodurch auch der fühlbare Wärmestrom an Bedeutung gewinnt. [Kuhn und Hermann 1990]

Weiters nimmt die Albedo mit abnehmender Sonnenhöhe zu und ist von der Wellenlänge der Strahlung abhängig. Das Maximum der Albedo liegt im Bereich des sichtbaren Lichts. Für Neuschnee liegen die Werte der Albedo im Bereich von 0.7 - 0.9, für Altschnee bei 0.4 - 0.7 und für Gletschereis bei 0.2 - 0.5. [Kuhn und Hermann 1990]

Der Transport von fühlbarer Wärme benötigt eine Temperaturdifferenz zwischen Gletscheroberfläche und darüber liegender Luftschicht sowie eine turbulente Strömung über der Oberfläche. Im Sommer liegt die Lufttemperatur meist deutlich über 0°C. Da die Temperatur von Eis bzw. Schnee maximal 0°C annehmen kann, ist der Temperaturgradient

[6] Q_m - heat flux from melting $[W/m^2]$
[7] Q_c - heat flux from temperature change $[W/m^2]$
[8] R_s - radiation solar $[W/m^2]$
[9] R_t - radiation terrestrial $[W/m^2]$
[10] R_g - radiation global $[W/m^2]$

gegeben. Gemeinsam mit dem turbulenten Gletscherwind führt der Austausch von fühlbarer Wärme zu nicht unbedeutender Abschmelzung. Mit der Temperaturdifferenz und der Windgeschwindigkeit steigt der turbulente Wärmestrom und damit die für die Schmelze zur Verfügung stehende Energie. [Hynek 2007]

Bei isothermen Schneedecken mit 0°C gibt es keine Temperaturänderung in der Schneedecke, somit ist $Q_c = 0$ W/m^2. Die Zufuhr von fühlbarer Wärme ist dann proportional zur Temperaturdifferenz zwischen Eis und Luft [Paterson 1994]. Wenn die Lufttemperatur über 0°C steigt, nimmt der fühlbare Wärmestrom in Richtung Boden zu, da der Schmelzpunkt fixiert ist und dadurch keine Temperaturzunahme des Schnees bzw. Eises stattfinden kann. Deshalb gibt es an Gletscheroberflächen keinen kompensierenden Effekt, wie beispielsweise auf Erdböden die Zunahme der langwelligen Ausstrahlung, welche mit der vierten Potenz der Temperatur des strahlenden Körpers, wie schon Stefan Boltzmann erkannte, gekoppelt ist. Die gesamte zugeführte Energie wird somit für den Schmelzprozess verwendet. [Kuhn und Hermann 1990]

Für die Verdunstung von Schmelzwasser muss sehr viel Energie aufgewendet werden, für 0°C kaltes Wasser 2500.84kJ/kg. Die Sublimation von Schnee benötigt noch mehr Energie, bei 0°C 2834.5kJ/kg [Reuter u.a. 2001]. Durch diesen hohen Energiebedarf sind Massenverluste durch Verdunstung gering. Im temperierten Schnee (0°C) ist der Anteil der Verdunstung gegenüber dem Schmelzen klein. Im Gegensatz dazu ist der Verlust im kalten Schnee allein von der Verdunstung abhängig. [Kuhn und Hermann 1990]

Die Ablationsperiode kann durch frühsommerliche Kaltlufteinbrüche und die damit verbundenen Neuschneedecken deutlich verkürzt werden. Die Wirkung einer Neuschneedecke ist im Spätsommer am Größten, da die mittlere Albedo der Gletscheroberfläche dann sehr gering ist. Staubstürme (Saharastaub) hingegen verringern die Albedo stark und führen zu starkem Abschmelzen.

Für die Sommerbilanz spielt die Energiebilanz an der Gletscheroberfläche eine entscheidende Rolle. Messungen der Energiebilanz an der Gletscheroberfläche des Goldbergkees haben ergeben, dass die Strahlungsbilanz über 60% der Gesamtenergieflussdichte ausmacht. Damit ist sie die wichtigste Größe des Energiehaushaltes und der bedeutendste Energielieferant für die Ablation. [Hynek 2007]

Der Austausch von latenter Energie und der advektive Energietransport durch Regen sind klein gegenüber der Strahlungsbilanz und dem Transport fühlbarer Wärme und können somit vernachlässigt werden. Bei weiterer Vernachlässigung der Wärmeleitung vereinfacht sich die Energiebilanzgleichung (Gleichung 1.3) zu [Hynek 2007]:

$$(1-a)R_g + R_t + SH + Q_m = 0 \quad [W/m^2] \tag{1.5}$$

1.1.3. Temperaturabhängige Modellierung der Massenbilanz

Hoinkes und Steinacker (1975) versuchten die Nettoablation des Hintereisferners mit der Summe der positiven Gradtage zu beschreiben. Betrachtet wurden die Monate von Mai bis September. Durch unterschiedliche Gewichtung der Zeiten mit und ohne Schneebedeckung des Gletschers wurden ganz gute Ergebnisse erzielt. Die erste Hälfte Mai und die zweite Hälfte September wurden mit 1/3, die jeweils andere Hälfte dieser Monate mit 2/3 gewichtet. In den Monaten Juni, Juli und August, in denen die Schneedecke am geringsten ist, zählte die Summe der Gradtage voll. Die Annahme, dass die Albedo der Gletscheroberfläche auf die Massenbilanz einen deutlichen Einfluss hat, wurde mit den Ergebnissen bestätigt. Ob der Niederschlag als Regen oder Schnee fällt, macht für die Albedo der Gletscheroberfläche einen großen Unterschied. Um 0°C haben schon kleine Änderungen der Temperatur einen beträchtlichen Einfluss auf die Art des Niederschlags. Eine Neuschneedecke während der Ablationsperiode ist durch die Erhöhung der Albedo für die Massenbilanz von größerer Bedeutung als während der Akkumulationsperiode.

Wie in Kapitel 1.1.1 beschrieben hängen Akkumulation c und Ablation a von verschiedenen Einflussgrößen ab. Da die Akkumulation vorwiegend im glaziologischen Winter von Anfang Oktober bis Ende Mai stattfindet und hauptsächlich vom Winterniederschlag P_w[11] beeinflusst wird, ist folgende Vereinfachung möglich:

$$c \approx b_w \approx fP_w \quad [mm/\Delta t] \tag{1.6}$$

Dabei steht b_w[12] für die Winterbilanz. Der Proportionalitätsfaktor f schwankt zwischen 1.0 und 4.5, wobei für niederschlagsreiche Regionen die Schwankungsbreite kleiner wird. [Schöner 2009]

[11] P_w - winter precipitation $[mm/\Delta t]$
[12] b_w - winter balance $[mm/\Delta t]$

Die Ablation a an Alpengletschern wird vorwiegend von der kurzwelligen Strahlungsbilanz an der Gletscheroberfläche bestimmt. Da die Lufttemperatur, vor allem die positive Temperatursumme, die Energiebilanz über Eis- und Schneeflächen sehr gut beschreibt, kann vereinfacht angenommen werden:

$$a \approx b_s \approx gT_s \quad [mm/\Delta t] \tag{1.7}$$

wobei b_s[13] für die Sommerbilanz, T_s[14] für die Sommerlufttemperatur und g mit der Einheit $mm/(\Delta t°\mathrm{C})$ für einen Proportionalitätsfaktor stehen. Da die Sommerbilanz negativ mit der Lufttemperatur korreliert, ist g negativ. Diese Näherung gilt für eine Oberflächentemperatur von 0°C.

Die Massenbilanz b kann also durch die beiden Größen Winterniederschlag und Sommertemperatur beschrieben werden:

$$b \approx fP_w + gT_s + h \quad [mm/\Delta t] \tag{1.8}$$

Dabei beschreibt die Konstante h mit der Einheit $mm/\Delta t$ die topographischen Eigenschaften eines Gletschers. Dieser Zusammenhang setzt stationäre Bedingungen voraus. Wird statt der Sommerlufttemperatur die positive Temperatursumme eingesetzt, stellt g den Gradtagfaktor dar. Dieser Gradtagfaktor nimmt meist Werte zwischen -4 und -8mm pro Gradtag an und kann variiert werden um die von der Jahreszeit abhängigen Einstrahlungsverhältnisse zu erfassen [Kuhn 2004].

Für die Alpengletscher kann Gleichung 1.8 weiter vereinfacht werden:

$$b \approx kT_s + h \quad [mm/\Delta t]. \tag{1.9}$$

Das bedeutet, dass die Jahresbilanz hauptsächlich von der Sommertemperatur abhängt, also eine Funktion der Ablation ist. Hierbei steht k wieder für einen Proportionalitätsfaktor mit der Einheit $mm/(\Delta t°\mathrm{C})$. Gefühlsmäßig sollte die gefallene Schneemenge im Winter die Sommerbilanz beeinflussen. Jedoch ist die zeitliche Variabilität der Winterbilanz deutlich kleiner als die Variabilität der Sommerbilanz und hat dadurch einen geringeren Einfluss auf die Jahresbilanz. Letztere zeigt eine Varianz in der gleichen Größenordnung

[13] b_s - summer balance $[mm/\Delta t]$
[14] T_s - summer temperature [°C]

wie die Sommerbilanz. [Schöner 2009]

Weiters ist für die Massenbilanz eines Gletschers das Verhältnis von Akkumulationsgebiet zur Gesamtfläche des Gletschers von großer Bedeutung. Zu diesem Schluss sind Hoinkes und Steinacker (1975) beim Vergleich der Massenbilanzen der benachbarten Gletscher Hintereisferner und Kesselwandferner gekommen.

1.2. Die Klima-Gletscher Beziehung

Gletscher und Klima sind über die Massenbilanz der Gletscher direkt miteinander verknüpft. Die Massenbilanz ist eine direkte, unverzögerte Antwort auf Klimaänderungen, wohingegen die Längenänderung eine indirekte, verzögerte und gefilterte Reaktion ist. Massenänderungen führen zu Änderungen der Eisdicke, welche das Fließen des Gletschers beeinflusst und damit erst die Längenänderung bewirkt. [Paterson 1994] Wegen dieser engen Kopplung von Klimaschwankungen und Gletschermassenbilanzen können die Massenänderungen der Gletscher als Indikator für eine Veränderung des Klimas verwendet werden [McCabe u.a. 2000].

Umgekehrt beschränkt sich die Wirkung der Gebirgsgletscher auf die Atmosphäre auf die Grenzschicht. Ein Beispiel dafür sind die Gletscherwindsysteme. Erst Schneeflächen, die mindestens so groß sind wie Tiefdruckgebiete, also etwa 1000km Durchmesser haben, können die atmosphärische Zirkulation beeinflussen. [Kuhn und Hermann 1990]

Die Kontinentalität eines Gletschers ist mitverantwortlich für dessen Empfindlichkeit auf Klimaschwankungen. Maritime Gletscher sind stärker von der Menge des Winterniederschlags abhängig als von der Sommertemperatur [Schöner u.a. 2000]. Für kontinentale Gletscher verhält es sich genau umgekehrt, sie sind weniger empfindlich auf Änderungen des mittleren jährlichen Niederschlags als maritime Gletscher. Die Klimaempfindlichkeit für maritime Gletscher ist um bis zu eine Größenordnung höher [Oerlemans u.a. 1998]. Eine einfache Abschätzung der Kontinentalität kann aus dem Unterschied der Lufttemperaturen im Juli und Jänner ($T_{juli} - T_{jänner}$), sowie aus der jährlichen Niederschlagssumme gewonnen werden [Schöner und Böhm 2007]. Wenn sich der maritime bzw. kontinentale Charakter einer Region mit der Zeit verändert, dann verändert sich auch die Empfindlichkeit des Gletschers auf die Klimavariablen. Auch Kuhn (2004) ist der Meinung, dass Gletscher in niederschlagsreichen Regionen stärker auf Klimaveränderungen reagieren als

in niederschlagsarmen.

1.2.1. Nord-Atlantische-Oszillation

Für eine typische Witterung ist nicht nur eine einzelne Wetterlage verantwortlich, sondern eine Gruppe ähnlicher Großwetterlagen, also ähnlicher Druckfelder. Über diese Druckfelder kann die Häufigkeit einer Gruppe von Wetterlagen ermittelt werden.

Wagner (1940) war der Meinung, dass eine abgeschwächte Zirkulation zu kalten Wintern und einer niedrigen Jahresmitteltemperatur und somit zu Gletscherhochständen führt und eine Verstärkung der Zirkulation hingegen einen Rückzug der Gletscher bewirkt. Unter einer verstärkten Zirkulation wird ein stärkerer Wärmetransport von niederen in höhere Breiten verstanden. Diese abgeschwächte und verstärkte Zirkulation ist als Nordatlantische Oszillation (NAO) bekannt. Damit werden die Schwankungen des Druckverhältnisses zwischen Islandtief und Azorenhoch beschrieben. Der NAO-Index ist somit ein Maß für die Stärke der Westwinde.

Ein positiver NAO-Index bedeutet, dass Azorenhoch und Islandtief überdurchschnittlich stark ausgebildet sind. Dadurch kommt es zu starken Westwinden, welche im Winter milde und im Sommer kühle und feuchte Luftmassen nach Europa bringen. Bei einem negativen NAO-Index sind Azorenhoch und Islandtief nur wenig bzw. gar nicht ausgeprägt. Die Westwinde sind schwach, die Meridionalzirkulation stärker ausgeprägt. Dadurch kann es zu Kaltlufteinbrüchen aus dem Norden kommen bzw. zu Warmluftvorstößen aus dem Süden. Ein stark negativer NAO-Index entsteht durch eine High-over-Low-Lage. Dabei liegt über Island ein Hochdruckgebiet, über den Azoren ein Tief. Häufig gelangen dabei kalte polare Luftmassen bis nach Mitteleuropa. Die NAO führt somit entweder zu positiven oder negativen Temperaturabweichungen in den Alpen.

Hoinkes (1966) hat durch Betrachtung der Jahre 1943-1952 herausgefunden, dass Wagners Meinung nicht ganz richtig ist. Eine abgeschwächte Zirkulation ist nicht unbedingt mit niedrigen Jahresmitteltemperaturen verbunden. In den untersuchten Jahren nahmen die Temperatur sowie die Jahresschwankung der Temperatur zu, die Zirkulation jedoch ab. Eine Abschwächung der Zirkulation war in dieser Periode also mit einem Zurückgehen der Gletscher verbunden. Hoinkes untersuchte die Gemeinsamkeiten der Perioden mit Gletschervorstößen in den Alpen. Diese Gemeinsamkeiten beschränkten sich auf kalte

Sommer. Vor allem die Dauer der Ablationsperiode dürfte für die Massenbilanz von großer Bedeutung sein.

Im Rahmen der Studie „Multivariate Techniques to analyze precipitation in Austria“ ist Matulla zu dem Schluss gekommen, dass der NAO-Index kein guter Prädiktor für die Niederschlagssummen in den Monaten Dezember bis Februar für die sogenannte Region 2 ist. Diese Region reicht von Vorarlberg über Nordtirol, Salzburg, Oberösterreich und Niederösterreich bis nach Wien. Untersucht wurde der Niederschlag von 1901 bis 1999. Dabei konnten in den Perioden 1901-1933 und 1967-1999 im Winter im Norden des Alpenhauptkammes deutlich zwei homogene Niederschlagsregionen unterschieden werden, während dies in der mittleren Periode nicht möglich war. Es wurde die Hypothese aufgestellt, dass die NAO für diese unterschiedliche Regionseinteilung verantwortlich ist und die Niederschlagsvariabilität in Region 2 in der mittleren Periode von starker Westströmung geprägt ist. Zur Prüfung dieser Hypothese wurde der Korrelationskoeffizient zwischen dem räumlich aggregierten Winterniederschlag in der betroffenen Region und dem NAO-Index der Monate Dezember bis Februar berechnet: 0.07. Aufgrund dieses Ergebnisses muss die Hypothese verworfen werden, der Winterniederschlag kann nicht durch den NAO-Index beschrieben werden.

Weiters wurde in obiger Studie untersucht wie das Bodendruckfeld im Nordatlantik und über Europa aussehen muss, damit es im Norden des Alpenhauptkammes zu hohen Niederschlagssummen kommt: Ein Tiefdruckgebiet über Europa mit dem Kern über Fennoskandien sorgt für Nordwest- bis Nordanströmung der Alpen. Dadurch kommt es zu Stauniederschlägen an der Alpennordseite und somit zu höheren Niederschlagssummen. Interessant am Muster des Druckfeldes ist, dass bei Island das Bodendruckfeld keine Anomalie zeigt und auch westlich von Spanien ist die Anomalie nur schwach ausgeprägt. Dies stimmt mit obigem Ergebnis überein, dass die NAO für die Variabilität des Winterniederschlags in der Region 2 nicht hauptverantwortlich ist. Der Korrelationskoeffizient zwischen den tatsächlich beobachteten Niederschlagssummen und denen, die mit dem in dieser Studie entwickelten Modell berechnet wurden, beträgt 0.51. Dieses Modell ist somit geeignet um die Beziehung zwischen Bodendruckfeld und Niederschlag zu erklären.

1.2.2. Klimaparameter und Massenbilanz

Hoinkes (1966) betrachtete die Wirkung verschiedener Wetterlagen in der Ablationsperiode auf die Gletschermassenbilanz. Da die Gletscheroberfläche im Frühling noch eine hohe Albedo aufweist und somit nur einen geringen Anteil der solaren Strahlung absorbiert, ist für die Entwicklung der Gletscher erst die Witterung der Sommermonate von Bedeutung. Die wichtigsten für Gletscher günstige Wetterlagen sind niederschlagsreiche Großwetterlagen im Sommer. Die wichtigsten für Gletscher ungünstige Wetterlagen sind sommerliche Hochdrucklagen. Die Häufigkeit bestimmter Wetterlagen über Mitteleuropa hat einen Einfluss auf die Gletscherschwankungen in den Alpen. Jedoch haben die gleichen Klimaänderungen auf verschiedene Gletscher eine unterschiedliche Wirkung. Diese ist zum einen von der topographischen Lage des Gletschers und zum anderen von der Entfernung des Gletscher zu seiner Gleichgewichtsgröße abhängig. In Perioden mit großen Gletschern und langen Gletscherzungen, also großen Ablationsgebieten, genügt schon eine kleine Zunahme der Wärmebilanz im Sommer um die Anzahl der zurückweichenden Zungen deutlich zu erhöhen.

Yarnal (1984) untersuchte den Zusammenhang zwischen der synoptischskaligen atmosphärischen Zirkulation und der Massenbilanz zweier Gletscher in Südwestkanada: Peyto Glacier in Alberta und Sentinel Glacier in British Columbia. Das Geopotential auf 500hPa wurde in zwei verschiedenen Maßstäben analysiert. Der kleinere Maßstab bildet Muster mit hohen Wellenzahlen ab, der größere globalere. Die Ergebnisse bestätigen die vermutete Abhängigkeit der Massenbilanz vom Zirkulationsmuster der 500hPa-Fläche. Zyklonale synoptische Systeme wirken akkumulationsfördernd, antizyklonale hingegen begünstigen die Ablation. Wetterlagen, die Bewölkung und/oder niedrige Temperaturen mit sich bringen, verringern die Ablation. Im Gegensatz dazu steigt die Ablation in Gegenwart von Systemen, welche warme, sonnige Tage verursachen. Weiters zeigen die Ergebnisse, dass die Massenbilanz des Sentinel Glacier vermutlich von kleinskaligen synoptischen Mustern mit hohen Wellenzahlen gesteuert wird. Die Akkumulation am Peyto Glacier wird stärker von großskaligen Mustern geprägt, seine Ablation kann durch beide Maßstäbe nicht gut beschrieben werden. Diese unterschiedliche Abhängigkeit der Massenhaushalte der beiden Gletscher entsteht wahrscheinlich durch die Topographie der kanadischen Kordillere, welche die langwelligen atmosphärischen Strömungen dämpft.

Schöner u.a. (2000) verglichen das Verhalten der österreichischen Gletscher mit der Häufig-

keit verschiedener Wetterlagen. Perioden mit einem Gletschervorstoß sind verbunden mit maritimen und kühleren Wetterlagen, einer verkürzten Sonnenscheindauer, erhöhter Bewölkung und einer erhöhten Niederschlagsmenge während der Ablationsperiode. Zeiträume mit einem Gletscherrückzug sind eher mit kontinentalen Wetterlagen, höheren Temperaturen, einer längeren Sonnenscheindauer, geringerer Bewölkung und geringeren Niederschlagsmengen verbunden. Perioden mit negativerer Massenbilanz weisen eine starke Korrelation mit der Sommerlufttemperatur und eine schwächere Korrelation mit der Winterakkumulation auf. Genau umgekehrt sind Perioden mit positiverer Massenbilanz stark mit der Winterakkumulation und schwach mit den Sommerlufttemperaturen korreliert. In der Periode von 1965 bis 1981 mit überwiegend positiven Massenbilanzen war der Nordatlantische Oszillationsindex negativ. Dieser bewirkte eine verstärkte meridionale Zirkulation über den Alpen, wodurch ein nordwestlich bis nördliches Niederschlagssystem über den Winter für Massenzuwachs der österreichischen Gletscher sorgte.

McCabe u.a. (2000) untersuchten die Schwankungen der Wintermassenbilanz von Gletschern der Nordhemisphäre im Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation. Dazu betrachteten sie die Geopotentialfläche in 700hPa, welche eine gute Näherung für die mittlere troposphärische Zirkulation ist. Mit einer Empirischen Orthogonal Funktions Analyse (Kapitel 3.2) wurden die zwei wichtigsten Komponenten, die 46% der Variabilität der Winterbilanzen erklären, gefunden. Die erste Komponente ist für die Schwankungen der Winterbilanz in Nord- und Zentraleuropa hauptverantwortlich, die zweite Komponente für die Schwankungen im Nordwesten Nordamerikas und auf jeweils einem Gletscher in Europa und Zentralasien. Diese beiden Komponenten sind mit der atmosphärischen Zirkulation eng verknüpft. Sie sind Antriebskräfte für Oberflächentemperatur und Niederschlag. Die erste Komponente ist mit dem arktischen Oszillationsindex stark korreliert, die zweite mit dem südlichen Oszillationsindex und den Anomalien der globalen Wintertemperatur. Dieses Ergebnis lässt darauf schließen, dass eine Verbindung zwischen den globalen Temperaturtrends und der Winterbilanz zumindest für einige Gletscher besteht.

Die Untersuchungen zeigen auch, dass die atmosphärische Zirkulation mit den Anomalien des atmosphärischen Druckes beschrieben werden kann. Diese Anomalien erstrecken sich über hunderte bis tausende Kilometer. Zeitliche und räumliche Schwankungen der Druckanomalien korrelieren mit den Änderungen in Klimaelementen an der Erdoberfläche. Diese Klimaelemente sind zum Beispiel Temperatur und Niederschlagsmenge. Die meisten Untersuchungen zur Klima-Gletscher-Beziehung betrachten den Zusammenhang von lokalem

Klima und Gletschermassenbilanzen. Damit können die physikalischen Prozesse zwischen Klima und Gletscher gut verstanden werden, jedoch haben Untersuchungen auf der regionalen Skala den Vorteil, dass sie die primären Antriebsfaktoren der Gletscheränderungen erfassen. Allerdings vernachlässigen sie die lokalen Klimabesonderheiten.

McCabe u.a. (2000) fanden weiters heraus, dass die Winterbilanz des Hintereisferners mit den Anomalien der Höhe der 700hPa-Fläche erklärt werden kann. Positive Druckanomalien bewirken ein Absinken der Luftmassen, wodurch die Luft wärmer und trockener wird. Dadurch kommt es zu geringerem Niederschlag und höheren Temperaturen und somit zu einem Massenverlust. Negative Druckanomalien der 700hPa-Fläche hingegen führen zu erhöhter Häufigkeit oder gesteigerter Intensität von Niederschlagsereignissen, wodurch der Hintereisferner mehr Niederschlag erhält und dadurch einen Massengewinn erfährt.

Shea und Marshall (2007) haben den Zusammenhang zwischen Gletschermassenbilanzen in den Kanadischen Rocky Mountains und Zirkulationsindizes untersucht. Die Zirkulationsindizes lagen als Tagesmittel auf der 500hPa-Fläche vor. Es wurden meridionale und zonale Windkomponente, relative Vorticity, Windrichtung und das Geopotentialfeld in 500hPa betrachtet. Für die Winterbilanz wurden die Monate November bis Februar, für die Sommerbilanz Juli bis August herangezogen.

Im Rahmen dieser Studie wurde herausgefunden, dass lokale Temperatur- und Niederschlagsanomalien in den kanadischen Rocky Mountains durch Anomalien der atmosphärischen Zirkulationsindizes auf saisonaler Skala zustande kommen. Die Höhe der 500hPa-Fläche und die Stärke der Westwinde sind dabei am bedeutendsten. Durch diese beiden Größen lässt sich der Hauptanteil der Variabilität der Winterbilanz und des Niederschlags erklären. Auf die Sommerbilanz haben vor allem die Höhe der 500hPa-Fläche sowie die Stärke des totalen Strömungsfeldes einen Einfluss, wobei die Beziehung zwischen Winterbilanz und Zirkulationsindizes stärker ausgeprägt ist.

Eine niedrigere 500hPa-Fläche sorgt für eine Zunahme der Anzahl an Tiefdruckzentren, die über die Region des Peyto-Gletschers in den kanadischen Rocky Mountains ziehen. Dadurch kommt es vor allem im Winter zu mehr Niederschlag und somit zu einem Massenzuwachs. Im Sommer verringern die niedrigeren Temperaturen die Ablation. Dies führt zu einer weniger negativen Sommerbilanz.

Die so entwickelten Modelle erzielten bessere Ergebnisse als Modelle mit den lokalen Klimaparametern Temperatur für die Sommerbilanz und Niederschlag für die Winterbilanz. Die Zirkulationsindizes können für jeden Punkt bestimmt werden, die lokalen Klimaparameter hingegen werden von einer nahegelegenen Messstation verwendet. Dabei treten verschiedene Probleme auf, wie zum Beispiel die unterschiedliche Höhe von Station und Gletscher.

Matulla u.a. (2008) entwickelten die Idee von Shea und Marshall (2007) weiter und berechneten Ensembles für die Massenbilanz des Peyto Gletschers aus großskaligen Klimamodellen mittels direktem Downscaling. Der statistische Zusammenhang zwischen den Klimamodellen und der Massenbilanz wurde durch folgende atmosphärische Parameter hergestellt: die Schichtdicke zwischen 500hPa und 850hPa, die spezifische Feuchte auf 850hPa und das Bodendruckfeld. Die Schichtdicke wird als Maß für die Temperatur, das Bodendruckfeld für die atmosphärische Strömung und die Feuchte als Indikator für den Niederschlag herangezogen.

Für die atmosphärischen Parameter wurden die NCEP[15]/NCAR[16]-Reanalysen auf monatlicher Basis verwendet. Diese umfangreichen Datensätze wurden mittels Empirischer Orthogonal Funktions Analyse (Kapitel 3.2) reduziert. Zwischen den so erhaltenen Zeitkoeffizienten (PCs[17]) und der Massenbilanz wurde unter Verwendung einer multiplen linearen Regression (Kapitel 3.3.2) ein statistischer Zusammenhang hergestellt. Dieser Zusammenhang wurde angewandt, um Zukunftsszenarien der Massenbilanz zu berechnen. Dazu wurden die IPCC[18] Emissionsszenarien A1B und B1 des ECHAM5[19]-MPIOM[20] Modells verwendet. Es wurden verschiedene Modelle entwickelt und getestet. Die Modelle variierten in Bezug auf das betrachtete saisonale Zeitfenster, die verwendeten atmosphärischen Parameter sowie die Anzahl der PCs. Das beste Modell beinhaltet die ersten drei PCs der Schichtdicke. Eine gute Simulation der Winterbilanz kann mit den Monaten Dezember bis Februar, November bis März und Oktober bis April erreicht werden. Für die Sommerbilanz sind vor allem Juni, Juli und August von Bedeutung. Die Zukunftsszenarien zeigen einen moderaten Anstieg der Winterbilanz und starke Verluste der Sommerbilanz.

[15]NCEP - National Center for Environmental Prediction
[16]NCAR - National Center for Atmospheric Research
[17]PC - principal component
[18]IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change
[19]ECHAM - ECMWF + HAMburg; ECMWF - European Centre for Medium Range Weather Forecasts
[20]MPIOM - Max Planck Institute ocean model

Insgesamt würde sich der Gletscher immer mehr zurück ziehen.

In vorliegender Arbeit wird der Ansatz von Matulla u.a. (2008) verwendet um die Winter- und Sommerbilanz österreichischer Gletscher bis zum Ende des Jahrhunderts zu simulieren.

2. Datenbasis

2.1. Globale Klimamodelle

Mit globalen Klimamodellen (GCMs[1]) wird die großräumige Variabilität von Klimaparametern abgebildet. Die Klimamodelle tragen zu unserem Verständnis von Klimaprozessen bei und werden vor allem verwendet, um die Klimavariabilität und den Klimawandel zu untersuchen. Beispielsweise wurde mit GCMs die mittlere globale Temperaturänderung des letzten Jahrhunderts simuliert. Dabei wurde gezeigt, dass erst mit natürlichen und anthropogenen Einflussfaktoren die Beobachtungen erfolgreich beschrieben werden können.

GCMs bestehen aus gekoppelten numerischen Modellen, welche jeweils ein Subsystem repräsentieren. Zu diesen Subsystemen zählen Atmosphäre, Ozean, Meereis, sowie Prozesse an Landoberflächen. Die Grundlage für Klimamodelle bilden physikalische Gesetze und eine Vielzahl von Annahmen und Parametrisierungen. Mit den Parametrisierungen wird der Netto-Effekt der nichtauflösbaren Prozesse auf die aufgelösten Prozesse dargestellt. Welche Prozesse aufgelöst werden hängt von der räumlichen und zeitlichen Diskretisierung des Modells ab. In globalen Modellen können zum Beispiel kleinskalige Phänomene wie Kumuluswolken oder steile Topographien nicht aufgelöst werden. GCMs sind imstande die wichtigsten Eigenschaften des globalen Klimas wiederzugeben. Dazu gehören unter anderem die Innertropische Konvergenzzone und die dreidimensionalen atmosphärischen Zirkulationszellen. [Zorita und von Storch 1999]

In Klimaänderungsszenarien werden Annahmen über die zukünftige globale Emission von Treibhausgasen und die sozio-ökonomische Entwicklung getroffen. Mit diesen Modellen werden die Auswirkungen der anthropogenen Treibhausgasemissionen abgeschätzt.

Durch die eingeschränkte Rechenleistung von Computern und Unsicherheiten vor allem im Zusammenhang mit Wolken und ihrer Wechselwirkung mit Strahlung und Aeroso-

[1] GCM - global climate model

len ist die Auflösung der GCMs beschränkt. Typisch ist eine räumliche Auflösung in der Horizontalen von einigen hundert Kilometern und in der Vertikalen zwischen neun und zwanzig Ebenen. Die zeitliche Auflösung hängt hauptsächlich von der räumlichen ab. Bei einer höheren räumlichen Auflösung müssen die Gitterpunktswerte in entsprechend kürzeren Zeitschritten berechnet werden.

Da zwei unabhängige Prozesse die Klimaentwicklung additiv beeinflussen, ist die Interpretation einzelner Jahre nicht zulässig. Diese beiden Prozesse sind interne dynamische Vorgänge und externe Faktoren. Zu den internen Vorgängen zählen Wetterfluktuationen und beispielsweise El Ni˜no. Diese Prozesse sind für die natürliche Klimavariabilität verantwortlich, welche unabhängig von Emissionsszenarien signifikante Schwankungen hervorbringen.

Die externen Faktoren werden durch die Emissionsszenarien vorgegeben. Dazu wird die Entwicklung der Emissionen durch einen glatten Verlauf stilisiert. Ölkrisen und Weltkriege sind in diesem Verlauf nicht enthalten. Zusätzlich kommen noch unvorhersagbare externe Faktoren wie Vulkanismus hinzu. [von Storch u.a. 1999]

Szenarien stellen also eine mögliche Entwicklung dar, die im Detail allerdings nicht eintreffen wird. Die Interpretation der Ergebnisse der GCMs sollte somit auf kontinentaler Skala und für Zeiträume von einigen Jahrzehnten erfolgen. Das bedeutet, dass einzelne Gitterpunktswerte oder Jahre nicht repräsentativ sind. Um trotzdem Ergebnisse für kleinskalige Gebiete zu erhalten, wird der GCM-Output herunterskaliert (Kapitel 3.1). [Matulla u.a. 2002]

2.1.1. NCEP/NCAR Reanalysedaten

Das National Center for Environmental Prediction (NCEP) gehört zum National Weather Service der USA, welches Klima-, Wetter- und hydrologische Modelle anbietet. Gemeinsam mit dem National Center for Atmospheric Research (NCAR) wurden in dem Projekt „NCEP/NCAR Reanalysis“ globale Analysen von atmosphärischen Feldern im Zeitraum von 51 Jahren (1948 bis 1998) entwickelt. Um solche Analysen zu erzeugen, wird ein umfangreiches Datenmaterial benötigt. Dieses wurde von Bodenstationen, Radiosonden, Flugzeugen, Schiffen, stationären Bojen im Meer, Packeisbojen, und Satelliten gewonnen. Die Beobachtungsdaten aus der Vergangenheit werden mit modernen

Analyseprogrammen aufbereitet, auf ein Gitter interpoliert und dann in Kartenform dargestellt. Ziel dieses Reanalysis-Projektes war es, Analysekarten zu erstellen, die keine Sprünge durch die Verwendung unterschiedlicher Modelle enthalten. Dazu wurde ein „Klima-Daten-Assimilations-System“ entwickelt, welches auch auf die aktuellen Daten angewendet werden kann. Dadurch ist es möglich, dass die Reanalysefelder von 1948 immer bis in die Gegenwart zur Verfügung stehen. [Kistler u.a. 1999]

Da in Klimamodellen die Parameter üblicherweise nur an Gitterpunkten berechnet werden, enthalten die Gitterpunktswerte Informationen über eine bestimmte Fläche, stellen also einen Mittelwert dar. Dadurch wird zum Beispiel die Orographie stark geglättet und die Alpen erreichen nur eine Höhe von etwa 1000m.

2.1.2. ECHAM5-MPIOM

ECHAM[2] ist ein globales Atmosphären-Zirkulationsmodell und befindet sich bereits in der fünften Generation. Es wurde Anfang der 90er Jahre am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt um das globale Klima zu simulieren und zu erforschen. Die Grundlage bilden die globalen Prognosemodelle des ECMWF[3], welche an die Anforderungen der Klimamodellierung angepasst wurden. Die horizontale Auflösung beträgt etwa 200 x 200km^2 (T63). Vertikal ist das Modell in 31 Schichten unterteilt, die oberste Schicht befindet sich auf 10hPa. [Max-Planck-Institut]

ECHAM5 wurde mit dem Ozean-Zirkulationsmodell MPIOM[4] des Max-Planck-Institutes gekoppelt. Das ECHAM5-MPIOM Ensemble wird vor allem für die Berechnung von Klimaszenarien genutzt. Der Kern des MPIOM stammt vom Ozeanmodell HOPE[5]. HOPE ist ein allgemeines Ozeanzirkulationsmodell und beinhaltet ein dynamisch-thermodynamisches Meereismodell. Die Gitterpunktsdistanz ist um Grönland minimal mit 15km und maximal mit 184km im Pazifik. [Max-Planck-Institut]

[2]ECHAM - ECMWF + HAMburg; ECMWF - European Centre for Medium Range Weather Forecasts
[3]ECMWF - European Centre for Medium Range Weather Forecasts
[4]MPIOM - Max Planck Institute ocean model
[5]HOPE - Hamburg Ocean Primitive Equation

2.1.2.1. Szenarios

Das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) wurde 1988 von der Weltorganisation für Meteorologie (WMO[6]) und dem Umweltprogramm der Vereinten Nationen (UNEP[7]) gegründet. Die Aufgaben des IPCC sind: Ergebnisse von Szenarienrechnungen aus verschiedenen GCMs zu sammeln und auszuwerten, die Folgen der globalen Erwärmung für Umwelt und Gesellschaft abzuschätzen und Anpassungs- sowie Vermeidungsstrategien zu erarbeiten. [IPCC 2001]

Um den Klimawandel abzuschätzen, wurden vom IPCC verschiedene Entwicklungsszenarien der Menschheit angenommen. Diese wurden dann in Emissionsszenarien umgelegt, welche unter dem Namen SRES[8]-Szenarien zusammengefasst werden. Die SRES-Szenarien zeigen die breite Spanne der möglichen zukünftigen Entwicklung des Klimas. Diese breite Spanne kommt vor allem durch die nicht vorhersagbare Entwicklung der Menschheit (zB.: Wirtschaft und Verkehr) sowie durch die Unsicherheiten bei den Antriebskräften und den Wechselwirkungen zwischen ihnen zustande.

Es gibt vier Szenario-Familien mit je einer „storyline“. In dieser Storyline werden die Einflussfaktoren, die Beziehung zwischen ihnen und ihre Entwicklung beschrieben. Dabei wird zwischen verschiedenen Schwerpunkten unterschieden: Wirtschaftswachstum (A) und umweltpolitische Maßnahmen (B) sowie zwischen globalen (1) und lokalen (2) Lösungsansätzen. Dadurch ergeben sich folgende Szenario-Familien: A1, B1, A2 und B2. Für jede Szenario-Familie werden mehrere Simulationen berechnet, welche als Ensembles ausgegeben werden.

Die Storyline der A1-Familie beschreibt eine Zukunft mit schnellem, anhaltenden Wirtschaftswachstum und intensiven Energie- und Materialeinsätzen. Neue und effizientere Technologien werden rasch eingeführt. Die Weltbevölkerung wächst bis 2050 auf etwa 9 Mrd. an, um dann bis 2100 wieder auf etwa 7 Mrd. zu sinken. Es kommt zur sozialen und kulturellen Vernetzung zwischen den Regionen. Dadurch können die regionalen Unterschiede des pro Kopf Einkommens reduziert werden. Die Gesellschaft wird durch niedrige Energiepreise und hohem Einkommen einen energieintensiven Lebensstil führen. Die PKW-Besitzraten sind hoch, es gibt ein dichtes Verkehrsnetz.

[6]WMO - World Meteorological Organization
[7]UNEP - United Nations Environment Programme
[8]SRES - Special Report on Emission Scenarios

Die A1-Szenario Familie wird nach verschiedenen technologischen Schwerpunkten in drei weitere Untergruppen unterteilt. Das sind A1Fl (vor allem fossile Energiequellen), A1T (nicht fossile Energieträger) und A1B. Beim A1B-Szenario ist die Verwendung der verschiedenen Energiequellen ausgeglichen, man ist nicht zu stark von einer bestimmten Energiequelle abhängig. Eine Optimierung aller Technologien wird angenommen.

Die B1-Familie wird durch globale Nachhaltigkeit geprägt. Die Annahmen sind: gleiche Bevölkerungsentwicklung und ein ähnlich starkes Wirtschaftswachstum wie bei den A1-Szenarien. Der Unterschied zur A1-Szenario-Familie ist das hohe Umwelt- und Sozialbewusstsein, welches durch starke politische Steuerungsmechanismen gestützt wird. Die Rohstoff- und Energiepreise steigen durch Steuern, wodurch die Ressourcen effizienter genutzt werden. Es kommt zu einem schnellen Wandel der wirtschaftlichen Strukturen, zu einer Dienstleistungs- und Informationswirtschaft mit reduzierter Materialintensität und der raschen Einführung von effizienten Technologien. Durch reduzierten Konsum und saubere, erneuerbare Energieformen wird eine Reduktion der Treibhausgasemissionen erreicht. Die Städte werden kompakt und geeignet für Öffentliche Verkehrsmittel geplant, die PKW-Besitzraten sind gesättigt. Die Energienachfrage beträgt im Jahr 2100 etwa ein Viertel der in den A1-Szenarien.

Die A2-Familie geht von regionalen Wirtschaftsentwicklungen aus. Lokales Denken und Handeln führen zu einer heterogenen Welt, in der wirtschaftliche Verbesserung nur lokal orientiert ist. Das Wirtschaftswachstum ist geringer, die Entwicklung neuer Technologien geht langsamer vor sich als in den anderen Szenario-Familien. Die Bevölkerung wächst stark an, bis auf etwa 15 Mrd. im Jahr 2100.

Die B2-Storyline beschreibt eine Zukunft mit lokalen Lösungen für eine nachhaltige Entwicklung. Die Bevölkerung wächst ständig, bis auf etwa 10 Mrd. im Jahr 2100. Die Entwicklung effizienter Technologien sowie das Wirtschaftswachstum sind weniger ausgeprägt als in den A1- und B1-Szenarien.

Um Abschätzungen über die mögliche Entwicklung der Gletscher zu erhalten, werden in vorliegender Arbeit die Emissionsszenarien A1B und B1 verwendet.

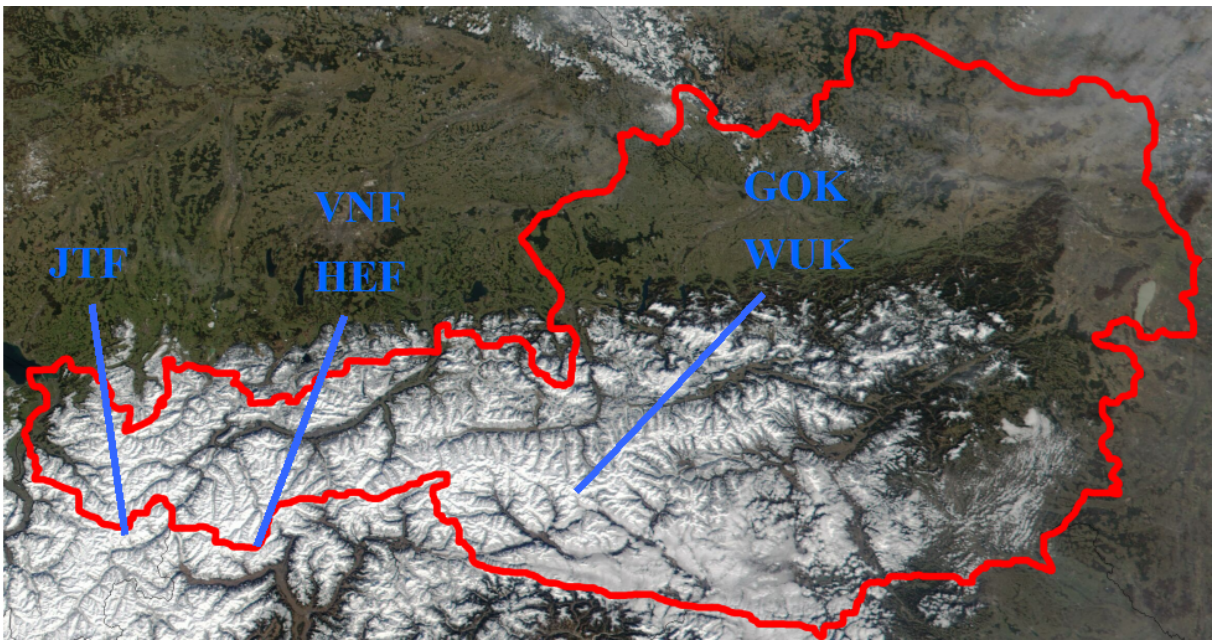


Abbildung 2.1.: Die Lage der betrachteten Gletscher: Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). Das Satellitenbild wurde im März 2002 aufgenommen und stammt von der Internetseite: *http* : *//commons.wikimedia.org/wiki/File* : *Satellite _image_of _Austria_in_March_*2002*.jpg*

2.2. Gletscher

Um die Beziehung zwischen Klima und Gletscher zu untersuchen, werden folgende Gletscher betrachtet: Jamtalferner, Hintereisferner, Vernagtferner, Goldbergkees und Wurtenkees. Abbildung 2.1 und Tabelle 2.1 geben einen Überblick über Lage und Eigenschaften der betrachteten Gletscher.

Die Zeitreihen von Wurtenkees und Goldbergkees wurden dankenswerterweise von Mag. Hynek (ZAMG[9]) zur Verfügung gestellt, die Zeitreihe des Vernagtferners und Jamtalferners von Dr. Schöner (ZAMG). Die Daten für den Hintereisferner wurden aus der Diplomarbeit von Mag. Prinz [Prinz 2007] entnommen. Dr. Fischer (Universität Innsbruck) stellte freundlicherweise die Daten der letzten Jahre für Hintereisferner und Jamtalferner zur Verfügung, wobei sie darauf aufmerksam machte, dass die Messungen der Winter-

[9]ZAMG - Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Gletscher	Koordinaten		Exposition		Höhe $[m]$		Fläche	Länge
	N	O	Ac	Ab	max	min	$[km^2]$	$[km]$
JTF	46.87	10.17	N	N	3120	2370	3.48	2.8
HEF	46.80	10.77	O	NO	3727	2400	7.4	7.1
VNF	46.88	10.82	S	SO	3627	2765	8.359	3.15
GOK	47.03	12.47	SO	NO	3080	2370	1.494	2.8
WUK	47.03	13.01	SW	S	3120	2520	0.972	3

Tabelle 2.1.: Eigenschaften der Gletscher: Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). Die Exposition ist in Akkumulationsgebiet Ac und Ablationsgebiet Ab aufgeteilt. Quelle: Fluctuations of Glaciers 2000-2005, die minimale Höhe bei GOK und WUK sind eine persönliche Mitteilung von Mag. Hynek (ZAMG).

massenbilanz des Hintereisferners nicht sehr genau sind. Dadurch sind natürlich auch die aus Winterbilanz und Jahresbilanz berechneten Sommerbilanzen fehlerhaft. Die Datenerhebung am Goldbergkees und Wurtenkees wird durch die ZAMG durchgeführt, am Vernagtferner durch die Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften und an Hintereis- und Jamtalferner durch das Institut für Meteorologie an der Universität Innsbruck. Die Tabellen mit den Zeitreihen der Massenbilanzen befinden sich im Anhang C.

Für die Größenordnung der Fehler der Messungen gibt es leider keine Angaben. Nach einer Schätzung von Schöner liegt der Fehler der Ablationsmessungen bei ca. ±50mm bis ±100mm. Diese Messungenauigkeit wird allerdings nicht bei jedem Gletscher gleich sein. Dazu kommt noch die Unsicherheit auf Grund von Gletscherbereichen die nicht gemessen werden da diese zum Beispiel zu gefährlich sind. Für Akkumulationsmessungen nimmt Schöner im Sonnblickgebiet einen Fehler von ±100mm an, für Vernagtferner und Hintereisferner ist der Fehler sicher etwas größer. Insgesamt schätzt Schöner die Messunsicherheiten auf etwa ±150mm.

2.2.1. Jamtalferner

Der Jamtalferner liegt nördlich des Alpenhauptkammes in der Silvrettagruppe der Ostalpen, einem niederschlagsreichen Gebiet. Er fließt von der Hinteren Jamspitze (3156m) bis auf 2370m hinunter und hat damit eine Länge von knapp 3km. Seine Fläche beträgt etwa 3.5km^2. Das Akkumulationsgebiet des Jamtalferners besteht aus drei Becken. Zwei sind

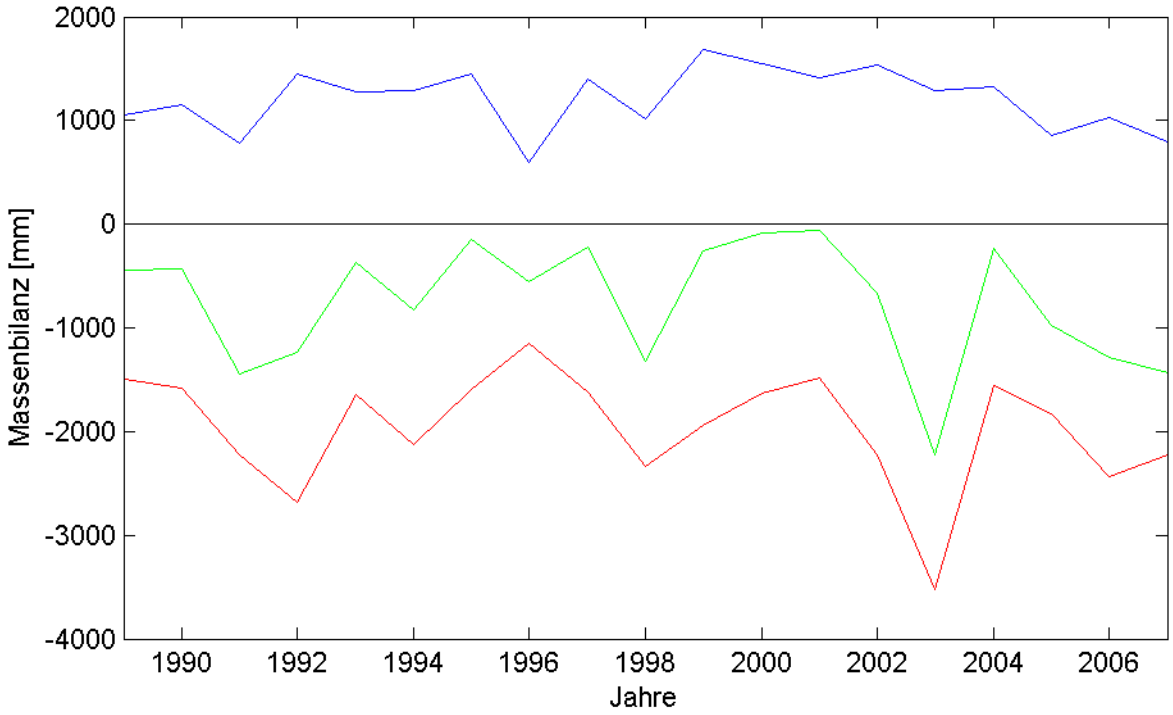


Abbildung 2.2.: Massenbilanz des Jamtalferners. Winterbilanz blau, Sommerbilanz rot und Jahresbilanz grün.

nördlich und eines ist westlich ausgerichtet. Die schwach ausgeprägte Gletscherzunge ist nördlich exponiert.

Abbildung 2.2 zeigt die Massenbilanz des Jamtalferners von 1989 bis 2007. Gut zu erkennen ist die starke Korrelation von Jahresbilanz und Sommerbilanz sowie die schwächere Korrelation der Jahresbilanz mit der Winterbilanz. Der Jamtalferner bilanziert seit Messbeginn negativ, wobei seine Bilanz im Haushaltsjahr 2001 am positivsten ausgefallen ist. In der Silvrettagruppe war 2001 ein etwas feuchteres Jahr mit leicht überdurchschnittlichen Temperaturen, 2002 und 2003 hingegen trockener und noch wärmer.

2.2.2. Hintereisferner

Der Hintereisferner liegt am Alpenhauptkamm in den Ötztaler Alpen, etwas südlich des Vernagtferners zwischen 3727m und 2400m. Die Ötztaler Alpen sind durch ihre inneralpine Lage ein eher trockenes Gebiet. Der ca. 7km lange Gletscher hat eine Fläche von

etwa 7km^2 und eine lange ausgeprägte Zunge. Er fließt von der Weißkugel (3.738m) zuerst östlich, dann nordöstlich ins Rofental.

Den größten Massenzuwachs bekommt der Hintereisferner zwischen 3100m und 3150m. Das Einzugsgebiet von 98km^2 ist zu ca. 70% vergletschert. Die Gleichgewichtslinie liegt auf etwa 3000m mit einer mittleren Jahrestemperatur von -6 bis -7°C.

2.2.3. Vernagtferner

Der Vernagtferner liegt im südlichen Teil der Ötztaler Alpen am Nordrand des Alpenhauptkammes westlich der Wildspitze zwischen 3627m und 2765m. Mit einer Fläche von über 8km^2 gehört der Vernagtferner zu den größten Gletschern der Ostalpen.

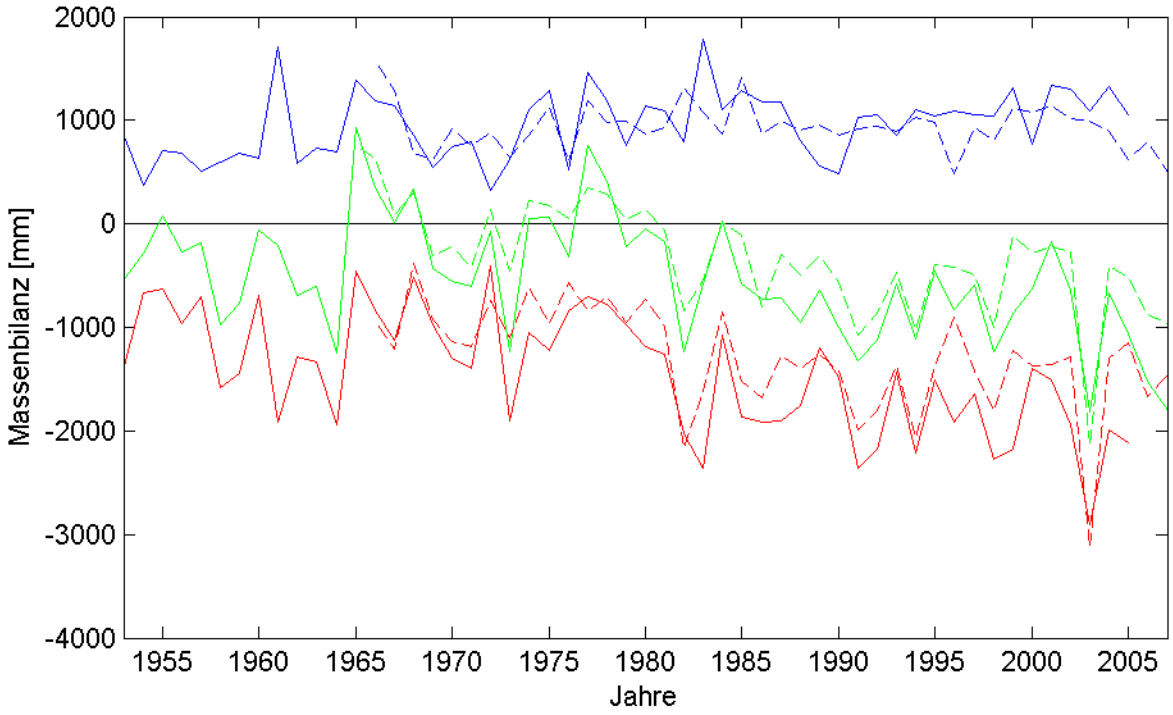
Das Hochplateau des Vernagtferners ist sanft nach Süden geneigt und vom Westen über Norden bis Osten durch einen Gebirgskamm abgeschirmt. Die mittlere Jahrestemperatur an der Gleichgewichtslinie liegt zwischen -3.5 und -4.5°C. Der mittlere jährliche Niederschlag im Einzugsgebiet des Vernagtferners (11.4km^2) beträgt etwa 1550mm, ca. 60% davon fällt in der Akkumulationsperiode.

Abbildung 2.3 vergleicht die Massenbilanzen von Vernagtferner und Hintereisferner. Messungen am Hintereisferner werden seit 1953 durchgeführt. Aufzeichnungen über den Massenhaushalt des Vernagtferners gibt es seit 1965 bis 2007, wobei im ersten Jahr nur die Jahresbilanz gemessen wurde. Für den Hintereisferner liegen Werte bis einschließlich 2005 vor. Sommerbilanz und Jahresbilanz der beiden Gletscher zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf, die Winterbilanz etwas unterschiedliche Entwicklungen.

2.2.4. Goldbergkees

Das Goldbergkees liegt an der Nordseite des Alpenhauptkammes in den östlichen Hohen Tauern und gehört damit zum Nationalpark Hohe Tauern. Der fast 3km lange Gletscher liegt zwischen 3080m und 2310m und hat eine Fläche von 1.5km^2.

Das Goldbergkees ist mit dem Kleinfleißkees an der Kleinfleißscharte verbunden und kann in drei Teilbereiche unterteilt werden: Zungenbereich, oberer Gletscherboden und abgetrennter Gipfelbereich. In den meisten Haushaltsjahren gibt es in allen drei Teilgebieten Akkumulations- u Ablationsgebiete. Die Exposition des Goldbergkees verläuft von



[t]

Abbildung 2.3.: Vergleich der Massenbilanzen von Hintereisferner (durchgezogene Linie) und Vernagtferner (strichliert). Winterbilanz blau, Sommerbilanz rot und Jahresbilanz grün.

südlich im Gipfelbereich über südöstlich und östlich bis nordöstlich im Zungenbereich. [Hynek 2007]

2.2.5. Wurtenkees

Das Wurtenkees liegt in den Hohen Tauern südlich des Alpenhauptkammes, einem niederschlagsreichen Gebiet. Das Skigebiet Mölltaler Gletscher befindet sich zum Teil auf dem Wurtenkees, wodurch der Gletscher vom Skibetrieb (Kunstschnee, Pistenraupen) beeinflusst wird. Die Fläche des Wurtenkees beträgt nicht mehr ganz $1km^2$, seine Zunge reicht bis auf 2380m herunter.

Der obere Teil des Wurtenkees ist seit einiger Zeit vom unteren getrennt. Durch die Orographie des Einzugsgebietes erhält der Gletscher im oberen Teil weniger Niederschlag als im unteren. Deshalb ist der obere Bereich unter dem Scharek mit maximal 30m Dicke nur mehr relativ dünn. Die größte Eisdicke mit 80m befindet sich im Zungenbereich.

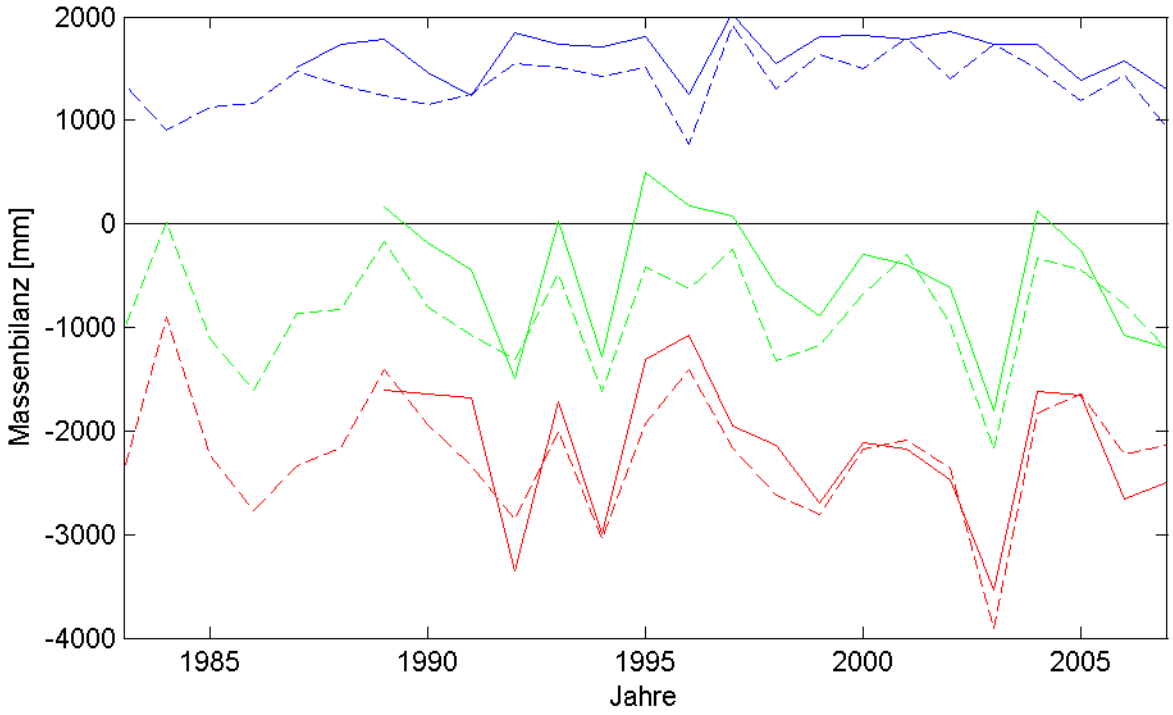


Abbildung 2.4.: Vergleich der Massenbilanzen von Goldbergkees (durchgezogene Linie) und Wurtenkees (strichliert). Winterbilanz blau, Sommerbilanz rot und Jahresbilanz grün.

Da das Wurtenkees weniger gut abgeschattet liegt, verliert es pro Jahr mehr Masse als das Goldbergkees. Abbildung 2.4 zeigt den Vergleich der Massenbilanz von Wurtenkees und Goldbergkees. Am Wurtenkees werden Messungen der Massenbilanz seit 1983 durchgeführt. Für das Goldbergkees gibt es seit 1987 Aufzeichnungen, die ersten beiden Jahre wurde allerdings nur die Winterbilanz gemessen. Beide Zeitreihen sind bis einschließlich 2007 vorhanden und zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf.

3. Methodik

3.1. Downscaling

Mit Downscaling wird der Informationstransfer von einer grob aufgelösten Skala auf eine feiner aufgelöste Skala bezeichnet, meist von der globalen Skala der Klimamodelle auf eine regionale Skala, zum Beispiel unregelmäßig verteilte Stationen [von Storch u.a. 1993]. Dieser Informationstransfer ist physikalisch konsistent und notwendig, da aus den GCMs direkt keine aussagekräftigen Ergebnisse für kleinräumige Gebiete gewonnen werden können (Kapitel 2.1). Downscaling kann auf unterschiedliche Weise erfolgen:
[Matulla u.a. 2002, Bissolli und Dittmann 2002]

- **dynamisches Downscaling:**
  Der Zusammenhang zwischen grober und feiner Skala wird mit einem physikalischen Modell simuliert, welches das lokale Wettergeschehen in Abhängigkeit von den Anfangs- und Randbedingungen des GCMs simuliert. Dabei wird der GCM-Output als zeitabhängiger Antrieb verwendet. Regionale Klimamodelle rechnen auf einer deutlich höher aufgelösten Skala als GCMs und können so regionale Bedingungen wie etwa komplexes Gelände und damit in Zusammenhang stehende meteorologische Prozesse wie orographische Hebung besser abbilden. Dynamisches Downscaling liefert zwar die besseren regionalen Ergebnisse als empirisches Downscaling, aber es ist abhängig von detaillierten Oberflächeninformationen und benötigt eine um einiges größere Rechenleistung.

- **empirisches Downscaling:**
  Für das empirische/statistische Downscaling sind Datenreihen auf beiden Skalen notwendig. Zwischen diesen Zeitreihen wird ein statistischer Zusammenhang aufgestellt. Mit diesem Zusammenhang werden aus den grob aufgelösten Klimadaten hoch aufgelöste abgeleitet. Diese Technik ist allerdings von der Stabilität der statistischen Beziehung zwischen Prädiktoren und Prädiktand abhängig, welche in einem sich ändernden Klima nicht unbedingt gegeben ist. Vorraussetzungen für empirisches

Downscaling sind:

- Zwischen den Datenreihen auf den unterschiedlich aufgelösten Skalen besteht ein Zusammenhang.
- Der Zusammenhang gilt auch unter geänderten Klimabedingungen.
- Die ausgewählten Prädiktoren sind für die lokalen Schwankungen des Klimas verantwortlich und werden von den GCMs richtig dargestellt.

Beide Downscalingverfahren hängen stark von den GCMs ab. Bilden die GCMs das Klima nicht brauchbar ab, kann auch die Regionalisierung keine brauchbaren Ergebnisse produzieren.

Empirisches Downscaling kann unterteilt werden in Wettergeneratoren, Klassifikationsverfahren und Transferfunktionen [Matulla u.a. 2002]. In vorliegender Arbeit werden multiple lineare Regressionsmodelle (MLR) als Transferfunktionen verwendet. Die Datenreihen auf der lokalen Skala sind durch die Zeitreihen der Massenbilanz gegeben. Die global-skaligen Variablen zur Ableitung der Transferfunktionen bilden die NCEP/NCAR Reanalysen [NOAA]. Diese liegen als Zeitreihen an einem die Atmosphäre durchsetzenden Gitternetz vor. Betrachtet werden folgende drei atmosphärische Parameter: die Schichtdicke (500hPa - 850hPa), die spezifische Feuchte (über 850hPa und 700hPa gemittelt) und das Bodendruckfeld.

Schichtdicke und Bodendruckfeld werden als Indikatoren für Änderungen im thermodynamischen Zustand und der atmosphärischen Zirkulation verwendet. Die Schichtdicke kann als Maß für die Temperatur herangezogen werden, da eine größere Schichtdicke mit einer höheren Temperatur ebendort verbunden ist. Die spezifische Feuchte wird über 700hPa und 850hPa gemittelt, um den atmosphärischen Zustand im Gipfelbereich, in dem sich die Gletscher befinden, besser wiederzugeben. Mit diesen Einflussgrößen wird der Zusammenhang zwischen Temperatur, Feuchtetransport und Massenbilanz gesucht.

Da das Klima der Alpen von Prozessen über dem Nordatlantik, dem Mittelmeerraum und dem Kontinent beeinflusst wird, wird der geographische Ausschnitt von 50°W bis 40°O und 30°N bis 70°N betrachtet (Abbildung 3.1).

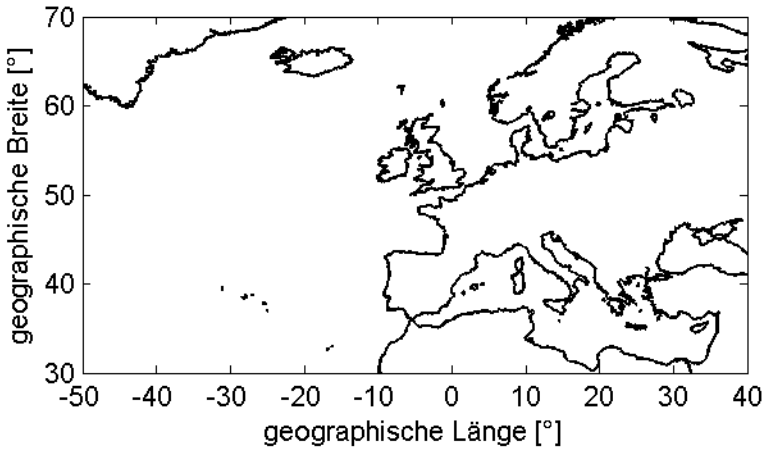


Abbildung 3.1.: Geographischer Ausschnitt in dem die atmosphärischen Parameter betrachtet werden.

3.2. EOF-Analyse

Um die für die Massenbilanzen relevanten Prozesse erfassen zu können, werden die Prädiktorfelder in einem relativ großen geographischen Fenster betrachtet. Dadurch erhält man einen sehr umfangreichen Datensatz. Im gegenwärtigen Fall wären das pro Feld Zeitreihen an 629 Gitterpunkten. Das würde zu einer Überanpassung (engl. overfitting) der MLR Transferfunktionen führen. Daher ist es sinnvoll, den wichtigsten Anteil der Variabilität der atmosphärischen Parameter herauszufiltern. Dies kann mit der sogenannten Empirischen Orthogonal Funktions (EOF) Analyse geschehen.
[Zorita und von Storch 1999]

Dabei wird der ursprünglich sehr umfangreiche Datensatz auf einen neuen wesentlich reduzierteren Datensatz übergeführt. Der neue Datensatz besteht aus wenigen Zeitreihen, beschreibt aber dennoch den Großteil der Variabilität der Originaldaten.

Liegen M zeitlich aufeinander folgende Beobachtungswerte ($m = 1, 2, ...M$) auf N Gitterpunkten vor, dann können die Beobachtungswerte am Gitterpunkt n mit einem eindi-

mensionalen Vektor wiedergegeben werden:

$$\mathbf{d}_n = \begin{pmatrix} d_{1n} \\ d_{2n} \\ \vdots \\ d_{Mn} \end{pmatrix}, \qquad n = 1, 2, \ldots N \tag{3.1}$$

Diese N Vektoren bilden die Spaltenvektoren der Matrix der Beobachtungswerte bzw. des Datensatzes $\mathbf{D}$ und stellen die Zeitreihen der betrachteten Größe an den N Gitterpunkten dar. Man erhält also eine M x N Matrix. Die Komponente d_{mn} ist die Beobachtung zur Zeit m am Gitterpunkt n. [Peixoto und Oort 1992]

Es werden nicht die Beobachtungswerte selbst, sondern deren Anomalien betrachtet. Um die Zeitkoeffizienten (Principal Components, PCs) zu berechnen, werden zuerst die Eigenvektoren der Kovarianzmatrix benötigt. Die Kovarianzmatrix ergibt sich zu:

$$\mathbf{C} = \begin{pmatrix} c_{11}^2 & c_{12} & \ldots & c_{1M} \\ c_{21} & c_{22}^2 & \ldots & c_{2M} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ c_{M1} & c_{M2} & \ldots & c_{MM}^2 \end{pmatrix}. \tag{3.2}$$

Die Komponenten c_{xy} der Kovarianzmatrix berechnen sich wie folgt:

$$c_{xy} = \frac{1}{M-1} \sum_{i=1}^{M} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}), \tag{3.3}$$

wobei x_i und y_i für die jeweiligen Komponenten der Spaltenvektoren der Datenmatrix stehen und $\bar{x}$ und $\bar{y}$ für die zugehörigen Mittelwerte. Da die Kovarianzmatrix symmetrisch ($c_{xy} = c_{yx}$) ist, stehen ihre Eigenvektoren orthogonal aufeinander und ihre Eigenwerte sind reell. Die Eigenvektoren bilden die Empirischen Orthogonal Funktionen (EOFs). Empirisch deshalb, weil die Eigenvektoren nur auf statistischen Messreihen beruhen und somit nicht theoretisch berechnet werden können. Dadurch erhält man für jede Stichprobe eigene EOFs, welche über die allgemein gültige Gleichung:

$$(\mathbf{C} - \lambda_m \mathbf{I})\mathbf{e}_m = 0, \qquad m = 1, 2, \ldots M \tag{3.4}$$

ermittelt werden. Dabei sind $\mathbf{e}_m$ die Eigenvektoren (EOFs), λ_m die Eigenwerte der Kovarianzmatrix $\mathbf{C}$ und $\mathbf{I}$ die Einheitsmatrix der Größe M.

Gleichung 3.4 führt zu einem Gleichungssystem mit M linearen Gleichungen für M Unbekannte. Dieses System besitzt nichttriviale Lösungen wenn und nur wenn die Determinante der Koeffizienten der Matrix $\mathbf{C}$ verschwindet:

$$|\mathbf{C} - \lambda\mathbf{I}| \equiv \begin{vmatrix} c_{11} - \lambda & c_{12} & \cdots & c_{1M} \\ c_{21} & c_{22} - \lambda & \cdots & c_{2M} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ c_{M1} & c_{M2} & \cdots & c_{MM} - \lambda \end{vmatrix} = 0 \tag{3.5}$$

Die M Ergebnisse aus Gleichung 3.5 $\lambda_1, \lambda_2, \ldots, \lambda_M$ sind reell und positiv, da $\mathbf{C}$ symmetrisch und positiv definit ist. Die Spur einer symmetrischen Matrix ist gleich der Summe ihrer Eigenwerte. Dies bedeutet, dass jeder Eigenwert λ_m einen Anteil der gesamten Varianz darstellt:

$$\text{Gesamte Varianz} = \sum_{m=1}^{M} \frac{\lambda_m}{\sum_{k=1}^{M} \lambda_k} \tag{3.6}$$

Weiters werden die Eigenvektoren normiert, sie stehen also nicht nur normal aufeinander sondern haben auch die Länge eins.

Die Eigenwerte werden in absteigender Reihenfolge sortiert, sodass gilt: $\widetilde{\lambda}_1 \geq \widetilde{\lambda}_2 \geq \cdots \geq \widetilde{\lambda}_m$. Die Eigenvektoren werden ebenfalls in diese Reihenfolge gebracht. Somit beinhaltet der erste Eigenvektor zugehörig zu dem ersten Eigenwert $\widetilde{\lambda}_1$ den größten Anteil der gesamten Varianz der Daten, der zweite Eigenvektor den zweitgrößten Anteil der Varianz usw.

Die Menge der M unabhängigen orthonormalen Eigenvektoren stellt eine orthonormale Basis im M-dimensionalen Vektorraum dar. Ein Beobachtungsvektor $\mathbf{d}_n$ kann als Linearkombination der M Eigenvektoren dargestellt werden:

$$\mathbf{d}_n = \sum_{m=1}^{M} p_{mn}\mathbf{e}_m, \tag{3.7}$$

wobei die Koeffizienten p_{mn} die Projektionen der Beobachtungsvektoren $\mathbf{d}_n$ auf die Eigenvektoren $\mathbf{e}_m$ darstellen:

$$p_{mn} = \mathbf{e}_m^t \mathbf{d}_n, \tag{3.8}$$

mit t für transponiert. Die Koeffizienten p_{mn} repräsentieren die Gewichtung der einzelnen Eigenvektoren $\mathbf{e}_m$ für die Beschreibung der Beobachtungen $\mathbf{d}_n$. Sie bilden eine M x N Matrix $\mathbf{P}$, sodass:

$$\mathbf{P} = \mathbf{E}^t\mathbf{D} = \begin{pmatrix} \mathbf{e}_1 \\ \mathbf{e}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{e}_M \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{d}_1\mathbf{d}_2 \ldots \mathbf{d}_M \end{pmatrix} \tag{3.9}$$

Die zu den Eigenvektoren $\mathbf{e}_m$ gehörigen Zeilenvektoren $\mathbf{p}_m$ stehen orthogonal aufeinander und bilden die PCs.

Geometrisch betrachtet ist die EOF-Analyse eine Drehung des Koordinatensystems im k-dimensionalen Raum. Die Rotation wird durch die orthogonale Eigenvektormatrix $\mathbf{E}$ definiert. Das neue Koordinatensystem wird durch die Eigenvektoren $\mathbf{e}_m$ beschrieben und ist so ausgerichtet, dass die Achsen in die Richtungen der größten Varianzen der Daten zeigen und immer orthogonal zu allen vorhergehenden Achsen stehen. Der erste Eigenvektor zeigt in die Richtung der größten Varianz des analysierten Datensatzes und hat den größten Eigenwert. Im zweidimensionalen Fall und im ursprünglichen Koordinatensystem betrachtet, hat der erste Eigenvektor die gleiche Steigung wie die Punktwolke der Daten, verhält sich also wie eine Regressionsgerade. Der zweite Eigenvektor zeigt in die Richtung der zweitgrößten Varianz, unter Beachtung der Orthogonalität. Er steht normal auf den ersten und zeigt in die Richtung der Abweichungen von der Regressionsgeraden. Die weiteren Eigenvektoren zeigen immer in Richtung der nächstgrößten Varianz, mit Berücksichtigung der Orthogonalitätsbedingung. Der letzte Eigenvektor zeigt in die Richtung, in der die Daten die geringste Variabilität aufweisen. [Wilks 2006]

Wenn die ursprünglichen Daten untereinander stark korrelieren, nimmt die Varianz der PCs rasch ab. In den ersten PCs steckt dann schon der Großteil der Gesamtvarianz. Dieser Effekt wird bei der EOF-Analyse genutzt, der Datensatz wird in zwei Teile zerlegt: Signal und Rauschen. Das Signal ist der zu interpretierende bzw. zu analysierende Teil, als Rauschen wird der Rest bezeichnet und soll entfernt werden. Die physikalische Interpretation der EOF-Moden ist durch die Orthogonalitätsbedingung eingeschränkt. Das hat zur

Folge, dass sich die erste Komponente sinnvoll interpretieren lässt, die Wahrscheinlichkeit die weiteren sinnvoll zu interpretieren jedoch schnell abnimmt. Die EOFs erzeugen voneinander unabhängige Moden, die in der Atmosphäre ablaufenden Prozesse sind jedoch voneinander abhängig. [Janssen 2002]

Die PCs der atmosphärischen Parameter (Schichtdicke, spezifische Feuchte und Bodendruck) werden als unabhängige Variablen in multiplen linearen Regressionsmodellen verwendet, um die Massenbilanz zu simulieren.

3.3. Regressionsanalyse

3.3.1. Lineare Regression

Die Regressionsanalyse ist ein statistisches Analyseverfahren, wobei die Beziehungen zwischen einer abhängigen und einer oder mehreren unabhängigen Variablen festgestellt werden sollen. In einem linearen System hängt eine Größe y von einer Größe x folgendermaßen ab:

$$y = a + bx \tag{3.10}$$

Hier stehen die Regressionskoeffizienten a für den Achsenabschnitt (Offset) und b für den Anstieg. Diese Beziehung kann graphisch als Punktwolke dargestellt werden. Bei der linearen Regression wird eine Gerade durch die Punktwolke gelegt, welche den kleinsten Fehler für y ergibt. Um den kleinsten Fehler zu berechnen, gibt es mehrere Möglichkeiten, meistens wird die minimale Summe der quadratischen Fehler verwendet. Diese Methode ist beim Anpassen der Regressionsgeraden zu kleinen Abweichungen sehr tolerant, hingegen zu großen Störungen (Ausreißern) intolerant.

Die Regressionsanalyse wird eingesetzt um herauszufinden wie stark die Beziehung zwischen zwei Variablen ist und welche Richtung dieser Zusammenhang hat. Weiters kann untersucht werden wie gut sich die Werte der einen Variablen durch eine andere oder mehrere andere Variablen vorhersagen lassen, welche Modelle die Zusammenhänge zwischen mehreren Variablen am besten beschreiben und wie gut das theoretische Modell der Beziehung zwischen zwei oder mehreren Variablen mit den Daten übereinstimmt.

3.3.2. Multiple lineare Regression

Es gibt weiterhin nur eine vorhergesagte, abhängige Variable y, aber mehrere Einflusswerte x_i mit den zugehörigen Regressionskoeffizienten a_i und b_i $(i = 1, 2, \ldots k)$:

$$\begin{aligned} y &= (a_1 + b_1 x_1) + (a_2 + b_2 x_2) + \cdots + (a_k + b_k x_k) \\ &= \sum_{i=1}^{k} a_i + \sum_{i=1}^{k} b_i x_i \\ &= a + \sum_{i=1}^{k} b_i x_i \\ &= a + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \ldots + b_k x_k \end{aligned} \tag{3.11}$$

Dabei steht a wie bei der linearen Regression wieder für das Offset. Für eine Stichprobe mit dem Umfang n erhält man somit ein Gleichungssystem mit n Gleichungen dieser Form. Die Regressionskoeffizienten werden wie in der einfachen Regression über die Methode der kleinsten Quadrate bestimmt. Dazu müssen $i + 1$ Gleichungen gelöst werden. [Deutschländer 2003]

Geometrisch kann man sich die multiple lineare Regression mit $i = 2$ als Ebene anstelle der Geraden vorstellen. Die „Störungen“ sind dann die Abstände zwischen der tatsächlichen Größe und der Regressionsebene, also die Abweichungen nach oben und unten von dieser Ebene.

Mit der multiplen linearen Regression hat man die Möglichkeit unbeschränkt viele potentielle Einflussgrößen zu betrachten. Die Form des Einflusses bestimmter Größen ist entweder schon physikalisch oder empirisch bekannt oder wird durch probieren herausgefunden.

Die geschätzte Größe hat eine geringere Varianz als die tatsächlich beobachtete, da die geschätzte Größe vom ausgewählten Prädiktor nicht vollständig beschrieben werden kann. Daraus ergibt sich eine Varianzreduktion von den Beobachtungen zu den Modellergebnissen, welche bei jedem Modell unterschiedlich stark auftritt. [von Storch 1999]

Für die Simulation der Gletschermassenbilanz erhalten wir eine abhängige Variable, die Zeitreihe der Massenbilanz, und als mögliche Einflussgrößen die PCs der atmosphärischen

Parameter. Für die Winterbilanz b_w bzw. Sommerbilanz b_s sieht die MLR wie folgt aus:

$$b_{w,s}(t) = a + \sum_{f=1}^{F} \sum_{i=1}^{n} b_{fi} \mathbf{p}_{fi}(t), \tag{3.12}$$

wobei F für die Anzahl der verwendeten atmosphärischen Parameter, n für die Anzahl der verwendeten PCs ($\mathbf{p}_i$) des Parameters f, und t für den Zeitraum im jeweiligen Jahr steht. Zur Winterbilanz zählen die Monate Oktober bis April, zur Sommerbilanz Mai bis September. Um das beste Modell zu finden, wurden die betrachteten Monate, die Kombinationsmöglichkeiten der Klimaparameter sowie die Anzahl der PCs variiert. Alle Modelle enthalten für die Winterbilanz die Monate Dezember bis Februar und für die Sommerbilanz die Monate Juni bis August, da vor allem diese Monate von Bedeutung für die jeweilige Massenbilanz sind (Kapitel 1.2). Um zu testen ob noch weitere Monate einen bedeutenden Einfluss auf die Massenbilanz haben, wurden die betrachteten Monate für die Winter- bzw. Sommerbilanz monatsweise erweitert bis die gesamten zur jeweiligen Bilanz gehörigen Monate berücksichtigt waren.

Die atmosphärischen Parameter (Schichtdicke, spezifische Feuchte und Bodendruck) wurden in verschiedenster Weise miteinander kombiniert. Die Anzahl der PCs n wurde pro Parameter variiert. Für Schichtdicke und Bodendruckfeld wurde der erste bis maximal die ersten drei PCs verwendet. Da die Feuchte räumlich und zeitlich eine größere Variabilität aufweist, wurden vier PCs erlaubt.

Die betrachteten Felder wurden über die ausgewählten Monate gemittelt. Dadurch enthält jeder PC-Vektor, statt für jedes Monat, für jede Saison eine Komponente. Somit erhält man für jeden Winter bzw. Sommer eine Gleichung mit der die Regressionskoeffizienten a und b_i bestimmt werden können.

Für die MLR wurden sowohl die Zeitreihen der Massenbilanzen als auch die Zeitreihen der atmosphärischen Parameter standardisiert:

$$z = \frac{x - \overline{x}}{\sigma}, \tag{3.13}$$

wobei z für die standardisierte Variable x steht, $\overline{x}$ für den Mittelwert und σ für die Standardabweichung der Variablen x. Standardisierte Variablen haben den Erwartungswert Null und die Varianz Eins. Durch das Standardisieren können unterschiedlich verteilte

Variablen miteinander verglichen werden.

Zu beachten ist, dass die Klimaparameter monatsweise standardisiert wurden. Es wurde zB. der Mittelwert sowie die Standardabweichung aller Monate März gebildet und die Zeitreihe der Monate März dann mit diesen Werten standardisiert. Dies wurde für jeden Monat durchgeführt. Wenn die Monate nicht einzeln betrachtet werden, dann würde der Jahresgang in den Anomalien erhalten bleiben. Für unsere Betrachtung wollen wir aber wissen, ob der Juli eines Jahres wärmer oder kälter war als der Durchschnitt der Monate Juli und nicht zeigen, dass der Sommer wärmer ist als der Winter.

Weiters wurde der Trend aus der Zeitreihe der Massenbilanzen entfernt. Dies geschieht um eine Scheinkorrelation auszuschließen, die lediglich auf dem gleichen Vorzeichen der ersten Ableitung der Zeitreihen der Massenbilanzen und der atmosphärischen Parameter beruhen würde. Um eine derartige Überbewertung des statistischen Zusammenhanges zu vermeiden, ist es ausreichend aus einer der beiden Zeitreihen den Trend zu eliminieren. [persönliche Mitteilung von Dr. Matulla]

Da die Klimaelemente in einem Raster von 2.5° vorliegen, sind die Flächen im Norden und Süden des gewählten geographischen Ausschnittes nicht gleich groß. Deshalb wurden die Gitterpunktswerte mit dem cos der geographischen Breite gewichtet.

Da die Eingangsgrößen der MLR standardisiert sind, sind die mit dem Modell geschätzten Massenbilanzen auch standardisiert. Um nun wieder in mm Wasseräquivalent umzurechnen, wird der Mittelwert der gemessenen Massenbilanz addiert und mit der Standardabweichung multipliziert. Es werden also genau jene Werte verwendet mit denen vorhin die Zeitreihen der Massenbilanz standardisiert wurden.

3.4. Modell-Validierung

Ein statistisches Modell kann auf unterschiedliche Weise verifiziert werden:

- Bei Messreihen, die lang genug sind, wird der Zeitraum in zwei oder mehr Teile geteilt. Das statistische Modell wird mit der Information eines Teils des Zeitraums entwickelt. Dann wird das Modell auf den anderen bzw. die anderen Teile des Zeitraums angewendet und das Ergebnis mit der Beobachtung verglichen. Dieser Vor-

gang kann für alle Teile durchgeführt werden, um zu zeigen dass das Modell die Beobachtungen hinreichend reproduzieren kann.

- Für kürzere Messreihen wird die temporäre Kreuzvalidierung verwendet. Dabei wird ein statistisches Modell mit der Information der gesamten Zeitreihe bis auf ein Jahr entwickelt. Dieses eine Jahr wird dann mit dem Modell geschätzt. Der Vorgang wird für alle Jahre wiederholt und die gemessene Zeitreihe mit der geschätzten verglichen.

Da die Zeitreihen der Massenbilanz für die betrachteten Gletscher nur für knapp 20 bis maximal 54 Jahre vorhanden sind, wird in vorliegender Arbeit die temporäre Kreuzvalidierung angewendet. Dazu wurde ein Jahr aus der Zeitreihe ausgeschnitten und vom verbleibenden Zeitraum eine EOF-Analyse aller Klimafelder durchgeführt. Mit den PCs und der gemessenen Massenbilanz wurden die Regressionskoeffizienten bestimmt. Weiters wurde eine EOF-Analyse des gesamten Zeitraumes durchgeführt. Mit den PCs des gesamten Zeitraumes und den vorher berechneten Regressionskoeffizienten wurde das ausgeschnittene Jahr geschätzt. Dies wurde für alle Jahre durchgeführt. Die geschätzte Zeitreihe wurde mit der gemessenen verglichen und das beste Modell ausgewählt. Als Auswahlkriterien dienten die erklärte Varianz R^2 sowie die Verminderung des Fehlers (reduction of error) RE:

$$\begin{aligned} R^2 &= \frac{cov(y, y_r)}{\sqrt{var(y)}\sqrt{var(y_r)}} \\ &= \frac{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(y_i - \overline{y})(y_{r_i} - \overline{y_r})}{\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(y_i - \overline{y})^2}\sqrt{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(y_{r_i} - \overline{y_r})^2}} \end{aligned} \tag{3.14}$$

$$RE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(y_i - y_{r_i})^2}{\sum_{i=1}^{n}(y_i - \overline{y})^2}$$

Dabei bedeuten y die gemessene, y_r die geschätzte Massenbilanz und $\overline{y}$ bzw. $\overline{y_r}$ die jeweiligen Mittelwerte. Der Wertebereich von RE reicht von $-\infty$ bis $+1$, wobei $+1$ für eine perfekte Rekonstruktion steht.

3.5. Einschränkungen des Modells

Modelle bilden Teile der Realität nach und sind dadurch im Gegensatz zur Realität unvollkommen. Prozesse von denen angenommen wird, dass sie für dieses Modell keine entscheidende Rolle spielen, werden vernachlässigt. Das ist notwendig, da das Modell sonst zu komplex werden würde. Weitere unzureichend bekannte Prozesse können in Modellen

nicht nachgebildet werden. Durch die begrenzte räumliche und zeitliche Auflösung eines Modells können Prozesse, die auf kleineren Skalen stattfinden, nicht erfasst werden. Diese Prozesse werden parametrisiert, wodurch Ungenauigkeiten entstehen.

Atmosphärische Prozesse finden in den unterschiedlichen Jahreszeiten auf verschiedenen Skalen statt. Im Winter haben die Prozesse in den mittleren Breiten eine größere räumliche Ausdehnung und werden dadurch leichter auf dem groben Gitternetz der Klimamodelle identifiziert. Im Sommer hingegen laufen die Prozesse auf kleineren Skalen ab. Dadurch und zusätzlich durch den Einfluss der Winterschneedecke entstehen Schwierigkeiten bei der Modellierung der Sommerbilanz. Die Menge der Winterakkumulation beeinflusst die Dauer bis das Gletschereis frei liegt auf doppelte Weise (Kapitel 1.1).

Für die Modellierung der Winterbilanz entstehen Schwierigkeiten vor allem durch die starke Abhängigkeit vom Winterniederschlag. Da die Feuchte und somit auch der Niederschlag eine räumlich und zeitlich stark variable Größe ist, gibt es Probleme den Niederschlag für kleinräumige Gebiete aus der Großwetterlage abzuleiten.

Ein weiteres Problem entsteht bei der Mittelung über mehrere Monate. Diese Mittelung ist notwendig um nicht zu viele Prädiktoren zu erhalten. Der Nachteil an der Mittelung über diesen recht langen Zeitraum ist der Verlust an Informationen. Dies wirkt sich vor allem bei entgegengesetzten Extremen aus. Wenn beispielsweise die erste Hälfte einer Saison von starken Nordströmungen dominiert wird und die zweite Hälfte von starken Südströmungen, heben sich diese Strömungen im Mittel auf. Die übrigbleibende Information gleicht einer gradientschwachen Lage. Die Wirkung einer gradientschwachen Lage ist allerdings nicht die gleiche.

Die entwickelten Modelle setzten stationäre Gletscher voraus. Das bedeutet, dass sich die Fläche und Dicke der Gletscher nicht verändert und die Fließgeschwindigkeiten der Eismassen konstant bleiben. Die Gletscher befinden sich somit in einem Gleichgewichtszustand, ihre Nettomassenbilanz ist Null. Dies ist natürlich nicht der Fall. Die Gletscher bilanzieren in den letzten Jahren negativ. Ein Rückzug der Gletscher bedeutet ein Schrumpfen der Fläche an welcher die solare Einstrahlung die nötige Energie für den Schmelzprozess liefern kann. Bei einer kleineren Fläche bedeutet dies, dass in Wirklichkeit weniger abgeschmolzen werden kann als von den Modellen berechnet. Angenommen die Szenarios würden zutreffen, dann würde eine Massenbilanz von beispielsweise -500mm

am Ende des Jahrhunderts für den heutigen Gletscher gelten. Am Ende des Jahrhunderts würde der Gletscher allerdings schon eine deutlich geringere Masse haben. Dementsprechend geringer negativ müsste somit die Massenbilanz ausfallen.

Weiters verändert sich die Schuttbedeckung der Gletscher in Fläche und Mächtigkeit. Schuttschichten schützen ab einer gewissen Dicke vor solarer Einstrahlung und verringern somit die Energiebilanz an der Gletscheroberfläche. Dies hat zur Folge, dass schuttbedeckte Teile des Gletschers langsamer abschmelzen. Durch die Bewegungen des Gletschers sowie Felsstürze und Lawinen nimmt mit der Zeit die Schuttbedeckung zu und verringert die Ablation.

4. Ergebnisse

4.1. Vergleich der Gletschermassenbilanzen

Um die Unterschiede der Gletscher diskutieren zu können, wurden zuerst die Messungen der Massenbilanz miteinander verglichen. Für jeden Gletscher wurde die Korrelation der Jahresbilanz mit der Sommerbilanz, die Korrelation der Jahresbilanz mit der Winterbilanz und die Korrelation der Winterbilanz mit der Sommerbilanz berechnet (Tabelle 4.1).

Bei allen Gletschern fällt die starke positive Korrelation der Jahresbilanz mit der Sommerbilanz auf. Die Korrelation der Jahresbilanz mit der Winterbilanz ist allgemein schwach ausgeprägt. Dieses Ergebnis stimmt mit der in Kapitel 1.1 diskutierten stärkeren Abhängigkeit der Jahresbilanz von der Sommerbilanz überein. Interessant ist die negative Korrelation von Sommer- und Winterbilanz. Die Korrelationskoeffizienten sind jedoch statistisch nicht aussagekräftig. Die Sommerbilanz wird vor allem von der Sommertemperatur beeinflusst, die Winterbilanz vor allem vom Winterniederschlag. Diese beiden Größen - Sommertemperatur und Winterniederschlag - sind negativ miteinander korreliert [persönliche Mitteilung von Dr. Schöner]. Zum Vergleich wurde auch die Korrelation der Sommerbilanz mit der darauffolgenden Winterbilanz berechnet. Bis auf den Vernagtferner erhält man wieder einen negativen Zusammenhang, der allerdings statistisch nicht signifikant ist.

Weiters wurde die Jahres-, Winter- und Sommerbilanz von jedem Gletscher mit denen der anderen Gletscher korreliert. In Tabelle 4.2 sind die Ergebnisse dargestellt (vergleiche auch die Abbildungen 2.3 und 2.4). Da die Zeitreihen unterschiedlich lang sind, wurden die Korrelationskoeffizienten für unterschiedliche Zeiträume berechnet. Die betrachteten Jahre sind jeweils angegeben. Die Jahres- und Sommerbilanzen der Gletscher korrelieren gut. Auffallend ist die geringe Korrelation der Winterbilanz des Hintereisferners mit denen der übrigen Gletscher. Erwartungsgemäß stimmt die Winterbilanz des Hintereisferners noch am Besten mit der des benachbarten Vernagtferners überein. Diese doch deutlich niedrigere Korrelation der Winterbilanz des Hintereisferners mit denen der übrigen Gletscher

Gletscher	$R(b,b_s)$	$R(b,b_w)$	$R(b_s,b_w)$	$R(b_s,b_w*)$
Jamtalferner	0.87	0.43	-0.07	-0.20
Hintereisferner	0.83	0.19	-0.38	-0.23
Vernagtferner	0.90	0.19	-0.26	0.05
Goldbergkes	0.94	0.02	-0.32	-0.22
Wurtenkees	0.89	-0.05	-0.50	-0.24

Tabelle 4.1.: Korrelationskoeffizienten (R) für Jahres- (b) und Sommerbilanz (b_s), Jahres - und Winterbilanz (b_w) sowie Winter- und Sommerbilanz. Vergleichsweise wurde auch die Sommerbilanz mit dem darauffolgenden Winter korreliert (mit * gekennzeichnet).

Gletscher	$R(b)$	Jahre	$R(b_w)$	Jahre	$R(b_s)$	Jahre
JTF - HEF	0.91	89-07	0.26	89-07	0.80	89-07
JTF - VNF	0.90	89-07	0.85	89-07	0.86	89-07
JTF - GOK	0.74	89-07	0.89	89-07	0.83	89-07
JTF - WUK	0.76	89-07	0.79	89-07	0.85	89-07
HEF - VNF	0.90	65-07	0.40	66-05	0.83	66-05
HEF - GOK	0.73	89-07	0.11	87-05	0.59	89-05
HEF - WUK	0.67	83-07	0.16	83-05	0.76	83-05
VNF - GOK	0.68	89-07	0.72	87-07	0.68	89-07
VNF - WUK	0.73	83-07	0.50	83-07	0.85	83-07
GOK - WUK	0.86	89-07	0.80	87-07	0.87	89-07

Tabelle 4.2.: Korrelationskoeffizienten (R) der Jahres- (b), Winter- (b_w) und Sommerbilanzen (b_s) der Gletscher Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). Die zur Berechnung der Korrelation betrachteten Jahre sind jeweils angegeben.

bestätigt die Mitteilung von Fischer (Meteorologisches Institut der Universität Innsbruck), dass die Messungen der Winterbilanz des Hintereisferners nicht sehr genau sind.

In den Abbildungen 4.1 und 4.2 sind die spezifischen Winter- und Sommerbilanzen der Gletscher dargestellt. Gut erkennbar ist der negative Trend in der Zeitreihe der Sommerbilanz des Hintereisferner. Weiters auffallend ist der heiße und trockene Sommer 2003. In den Zeitreihen aller Gletscher hat dieser Sommer zu einer stark negativen Bilanz geführt. Goldbergkees und Wurtenkees erhalten im Winter am meisten Masse. Die beiden Gletscher liegen in einem niederschlagsreichen Gebiet. Im Gegensatz dazu befinden sich Hintereis- und Vernagtferner in einer trockenen inneralpinen Lage (Kapitel 2.2).

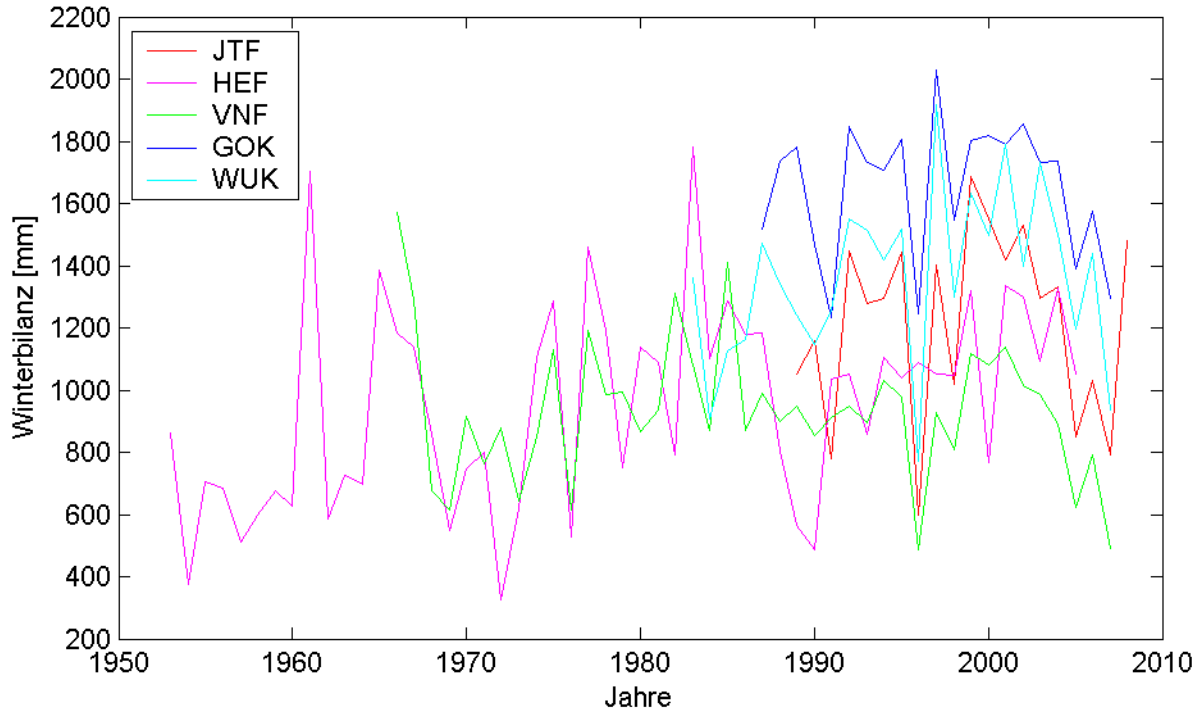


Abbildung 4.1.: Die Winterbilanzen der Gletscher Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK).

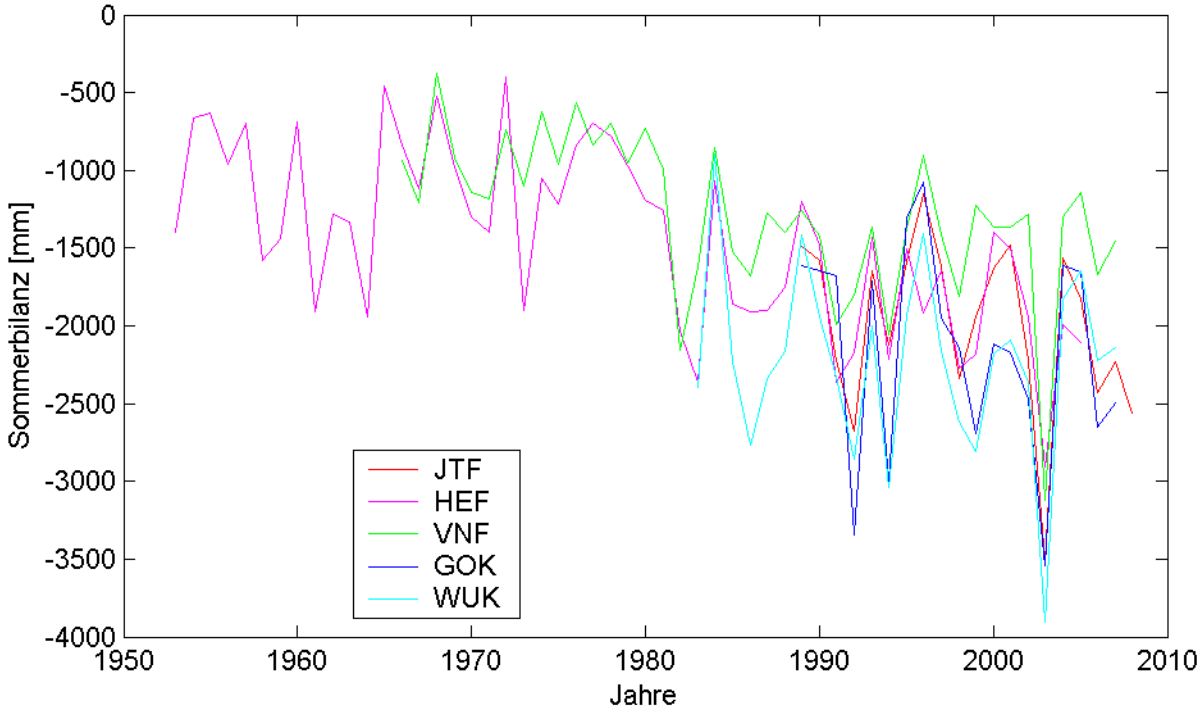


Abbildung 4.2.: Die Sommerbilanzen der Gletscher Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK).

Parameter	1.PC	2.PC	3.PC	4.PC
Bodendruck	0.9977	0.9994	0.9906	0.994
Schichtdicke	0.9992	0.9722	0.6921	0.6872
spezifische Feuchte	0.9906	0.8492	0.7085	0.6751

Tabelle 4.3.: Korrelationskoeffizienten der ersten vier PCs des jeweiligen atmosphärischen Parameters der Reanalysedaten ERA40 und NCEP/NCAR.

4.2. Vergleich ERA40 mit NCEP/NCAR

Die Zeitreihen der Gletschermassenbilanzen sind relativ kurz. Deshalb ist es sehr wichtig alle Bilanzjahre in die Entwicklung des multiplen linearen Regressionsmodells einfließen zu lassen. Ursprünglich war geplant die ERA40 Reanalysedaten des ECMWF[1] zu verwenden. Diese Datensätze stehen allerdings nur von September 1957 bis August 2002 zur Verfügung. Deshalb wurden die NCEP/NCAR Reanalysedaten verwendet, welche von Jänner 1948 bis in die Gegenwart verfügbar sind. Es wurde überprüft, ob die beiden Datensätze hinreichend ähnlich sind. Dazu wurden die Monatsmittel der verwendeten atmosphärischen Parameter Schichtdicke (500-850hPa), spezifische Feuchte (über 700hPa und 850hPa gemittelt) und Bodendruck im Zeitraum 1958 bis 2001 mittels EOF-Analyse miteinander verglichen.

Da die ersten vier PCs schon einen großen Anteil der Gesamtvarianz darstellen und in den Modellen der Massenbilanzen maximal die ersten vier PCs enthalten sind, wurden für den Vergleich der Datensätze jeweils nur die ersten vier EOFs bzw. PCs verwendet. Erwartungsgemäß zeigen die EOFs für alle Parameter gleiche Muster. Abbildung 4.3 zeigt die ersten vier PCs des Bodendruckfeldes und den ersten und vierten PC der Schichtdicke von ERA40 und NCEP. Der Anteil der durch den n-ten PC dargestellten Varianz an der Gesamtvarianz nimmt bei beiden Modellen gleichermaßen rasch mit n ab (Kapitel 3.2). Beim Bodendruck stimmt der zeitliche Verlauf der vierten PC besser überein als bei der Schichtdicke. Die vierte EOF der Schichtdicke stellt auch einen geringeren Anteil an der Gesamtvarianz dar, da in der ersten schon sehr viel Variabilität enthalten ist.

In Tabelle 4.2 sind die Korrelationskoeffizienten der PC-Vektoren für die genannten Felder aufgelistet. Die Übereinstimmung der Datensätze ist statistisch hoch signifikant und die NCEP/NCAR Reanalysedaten können somit anstatt der ERA40 verwendet werden.

[1]European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

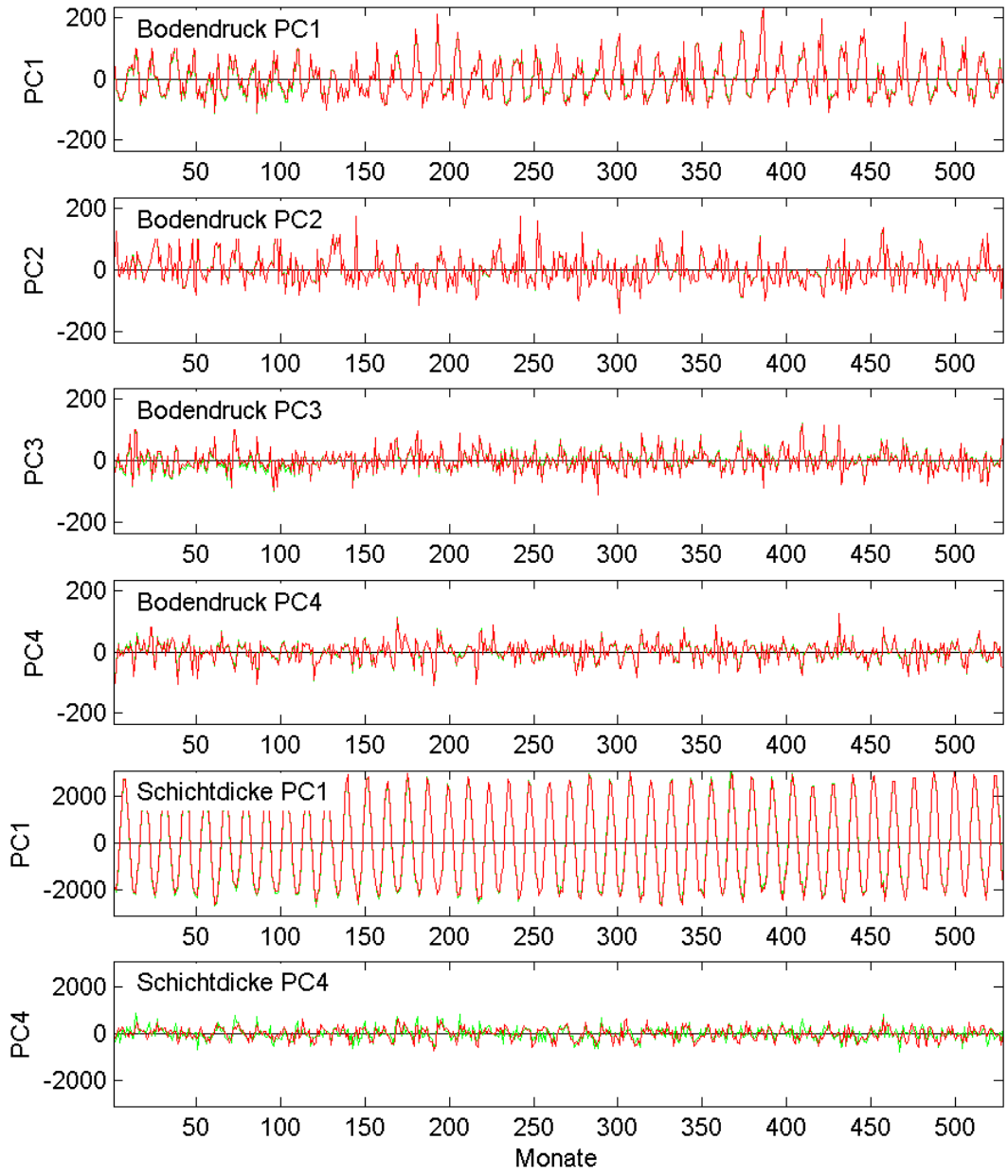


Abbildung 4.3.: Vergleich des zeitlichen Verlaufs der ersten vier PCs des Bodendruckfeldes (oben) und der ersten und vierten PC der Schichtdicke (unten) der Reanalysedaten NCEP/NCAR (grün - teilweise kaum erkennbar) und ERA40 (rot) von Jänner 1958 bis Dezember 2001.

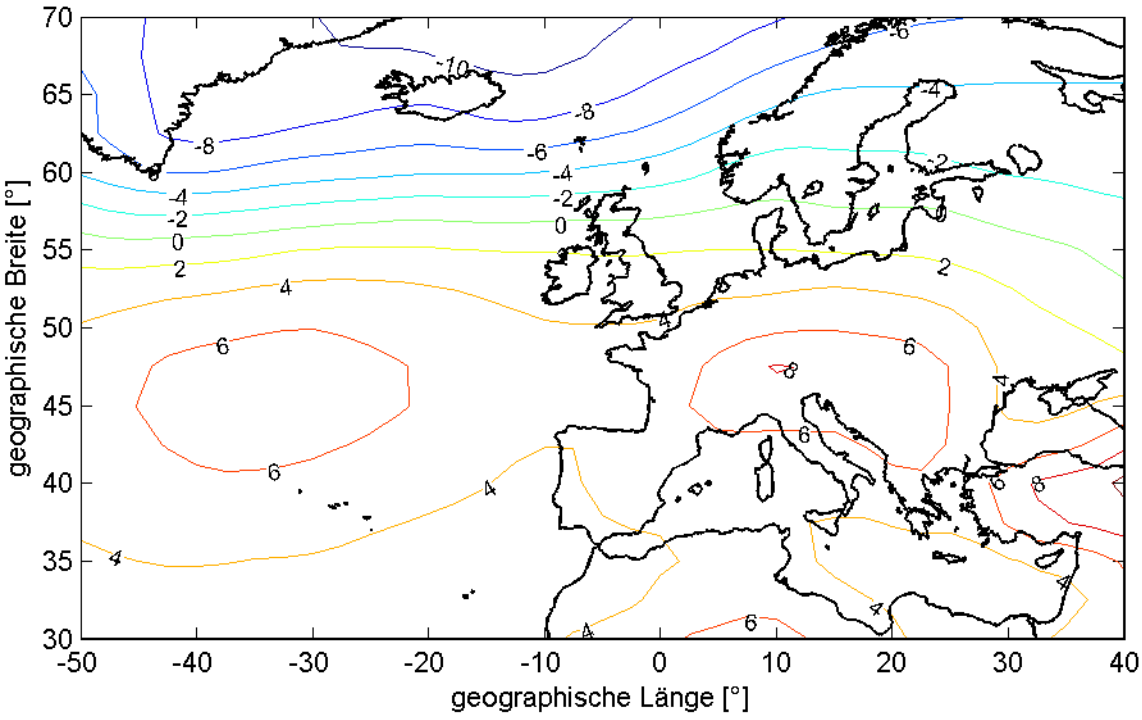


Abbildung 4.4.: Erste EOF des Bodendruckfeldes für die Monate Jänner bis Dezember.

4.3. EOF-Analyse

Als Ergebnis der EOF-Analyse (Kapitel 3.2) der NCEP/NCAR Reanalysedaten werden hier auszugsweise ein paar EOFs diskutiert.

Abbildung 4.4 zeigt das Muster der ersten EOF des Bodendruckfeldes für die Monate Jänner bis Dezember des Zeitraumes 1953 bis 2007. Um Island herrscht eine negative, vor Spanien eine positive Druckanomalie. Dieses Muster ist als NAO bekannt. Die Ausprägung der Druckdifferenz zwischen Island und Spanien steuert die Stärke der Westwinde (Kapitel 1.2.1). Über den Alpen befindet sich eine gradientschwache Lage, über Skandinavien ist der Druckgradient stärker ausgeprägt. Ein Hochdruckgebiet erstreckt sich vom Atlantik vor Spanien und Frankreich über die Alpen bis zum Schwarzen Meer.

Eine Hochdrucklage bedeutet großräumiges Absinken der Luftmassen. Damit verbunden sind: ein Austrocknen der Luftmassen, geringe Bewölkung, geringer Niederschlag, star-

ke solare Einstrahlung und hohe Temperaturen. Für die Gletschermassenbilanz zählen Hochdrucklagen zu den ungünstigen Wetterlagen. Vor allem im späten Sommer, wenn im Ablationsgebiet das Eis frei liegt und der Schnee im Akkumulationsgebiet alt und schon etwas verschmutzt ist, weist die Gletscheroberfläche eine geringe Albedo auf und absorbiert viel kurzwellige Strahlung. Somit steht viel Energie für den Schmelzprozess zur Verfügung.

Da die EOFs orthonormal aufeinander stehen ist die Interpretation der ersten EOF physikalisch sinnvoll, ab der zweiten EOF muss das nicht mehr der Fall sein (Kapitel 3.2). Auch wenn die weiteren EOFs nur mit Einschränkungen interpretierbar sind, scheinen die Muster Sinn zu machen. Weiters ist zu beachten, dass die EOFs zwar in eine bestimmte Richtung zeigen, aber ihr Vorzeichen beliebig wählen können. Deshalb kann aus dem Muster der EOFs nicht abgeleitet werden ob es sich um ein Tief- oder Hochdruckgebiet handelt. Da sich - bedingt durch die unterschiedliche solare Einstrahlung und die sich daraus ergebende globale Zirkulation - im Norden eher Tief- und im Süden Hochdrucksysteme ausbilden, werden die Anomalien hier trotzdem mit Tief- und Hochdruckgebiet bezeichnet.

Weiters zu beachten ist, dass die EOFs orthonormal sind und daher die Länge Eins haben. Dies bedeutet, dass jede Komponente maximal den Wert Eins haben kann. Für die hier gezeigten Grafiken wurden die EOFs mit einem frei gewählten Faktor multipliziert, um die Zahlen anschaulicher zu machen.

Die zweite EOF des Bodendruckfeldes (Abbildung 4.5) zeigt ein Tiefdrucksystem mit Kern südlich von Island, welches sich bis nach Mitteleuropa erstreckt. Ein Hochdruckgebiet liegt im Atlantik etwas westlich der Azoren. Dieses Muster erinnert wieder an die NAO. Der Druckgradient über dem Atlantik ist gut ausgeprägt, über Mitteleuropa herrscht eine gradientschwächere Lage. Die Nordwestströmung über dem Atlantik transportiert feuchte Luft an die Küste von Spanien und Frankreich.

Tiefdrucklagen bedeuten großräumiges Aufsteigen von Luftmassen und somit Bewölkung mit Niederschlag und damit verbunden geringe solare Einstrahlung und niedrige Temperaturen. Dadurch sind diese Wetterlagen für die Gletscher günstig. Sie bringen nicht nur Niederschlag, vor allem im Winter in Form von Schnee und somit Massenzuwachs sowie eine höhere Albedo, sondern es steht durch die verminderte Einstrahlung auch weniger

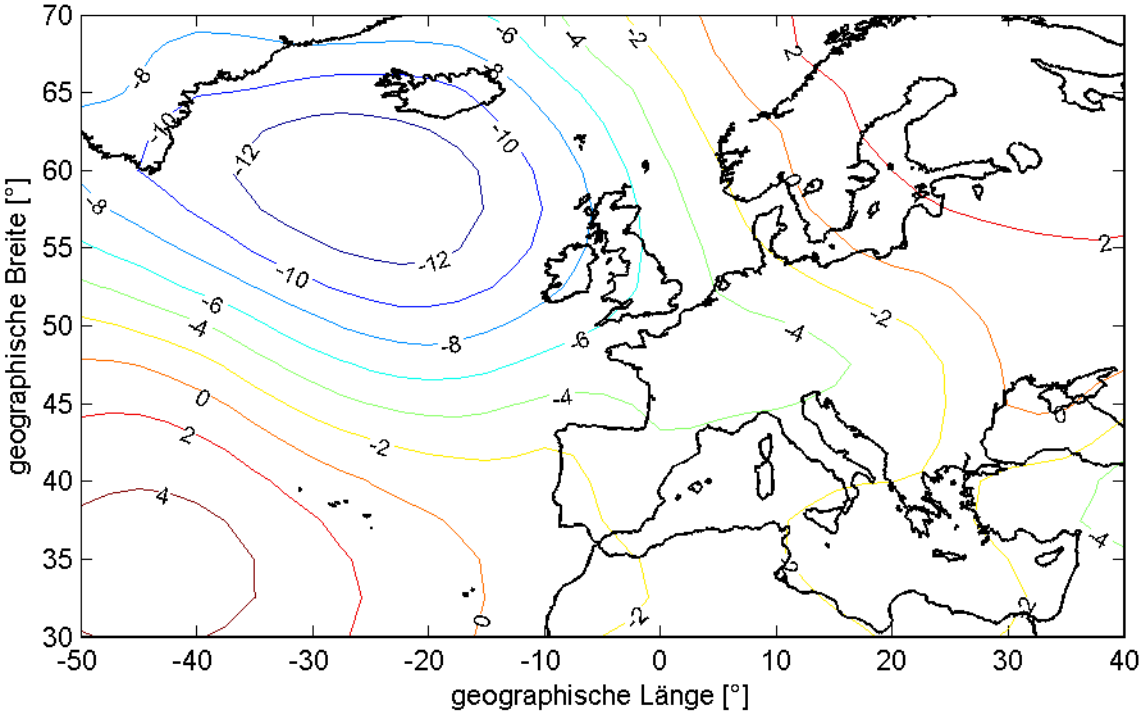


Abbildung 4.5.: Zweite EOF des Bodendruckfeldes für die Monate Jänner bis Dezember.

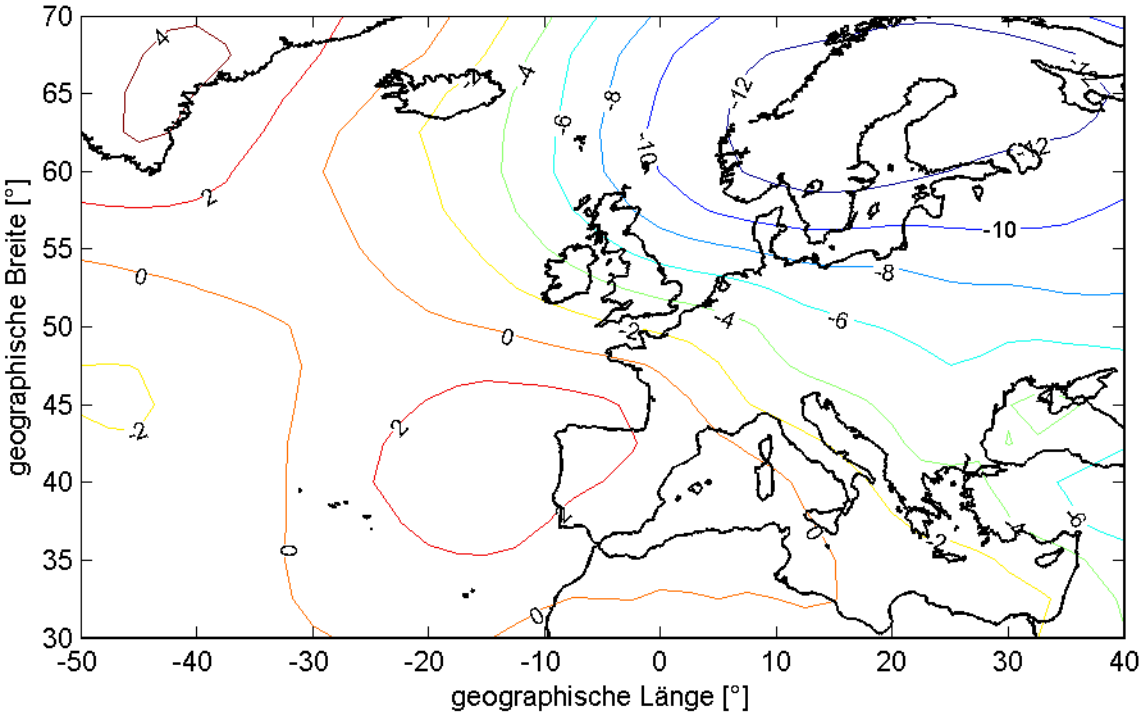


Abbildung 4.6.: Dritte EOF des Bodendruckfeldes für die Monate Jänner bis Dezember.

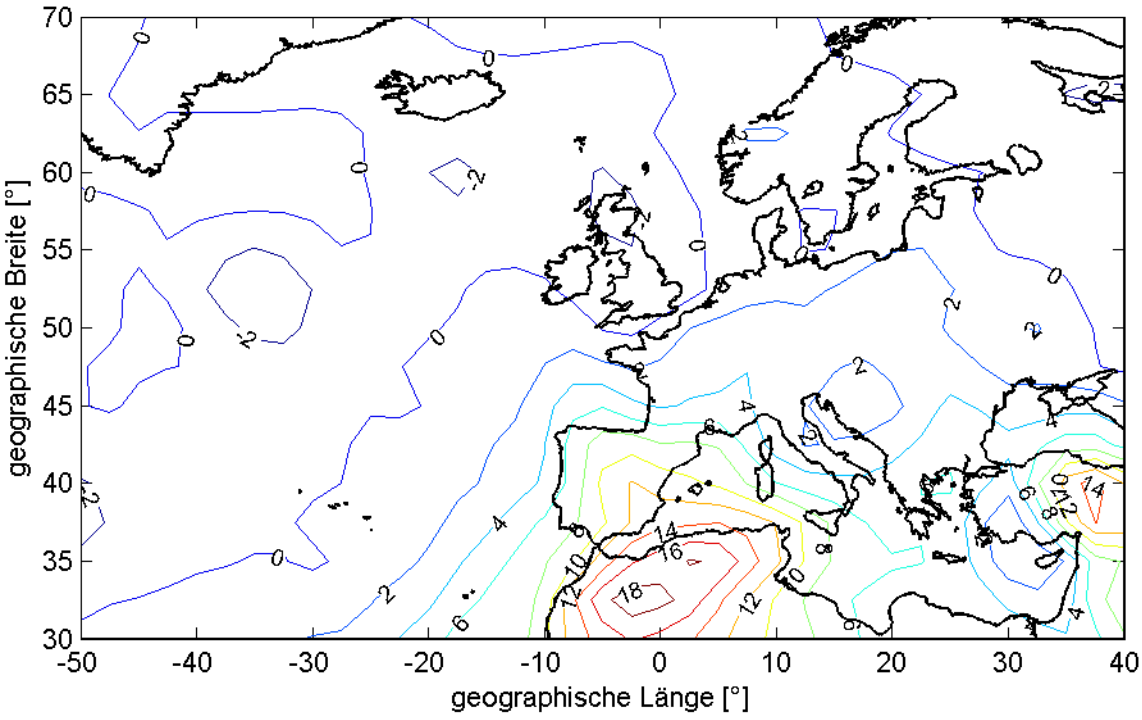


Abbildung 4.7.: Erste EOF der spezifischen Feuchte gemittelt über 700hPa und 850hPa für die Monate Jänner bis Dezember.

Energie für die Gletscherschmelze zur Verfügung.

Die dritte EOF des Bodendruckfeldes (Abbildung 4.6) zeigt einen Trog über Skandinavien, der bis nach Island und weit in den Südosten Europas reicht. Im Atlantik vor Spanien liegt ein schwach ausgebildetes Hochdruckgebiet. Über dem Atlantik herrscht eine gradientschwache Lage. Die Luftmassen werden vom feuchten Atlantik aus Nordwesten über die Britischen Inseln auf den Kontinent transportiert. Durch diese Anströmung von feuchter Luft an die Alpen kommt es zu Stauniederschlägen an der Alpennordseite. Dies bedeutet für die Gletscher Jamtalferner, Vernagtferner, Hintereisferner und Goldbergkees einen Massengewinn.

Die erste EOF der spezifischen Feuchte (Abbildung 4.7) zeigt ein hohes Feuchteangebot im Süden, welches gegen Norden abnimmt. Der höhere Feuchtegehalt im Süden im Gegensatz zum Norden ist auf die dort höheren Temperaturen und die damit verbundene

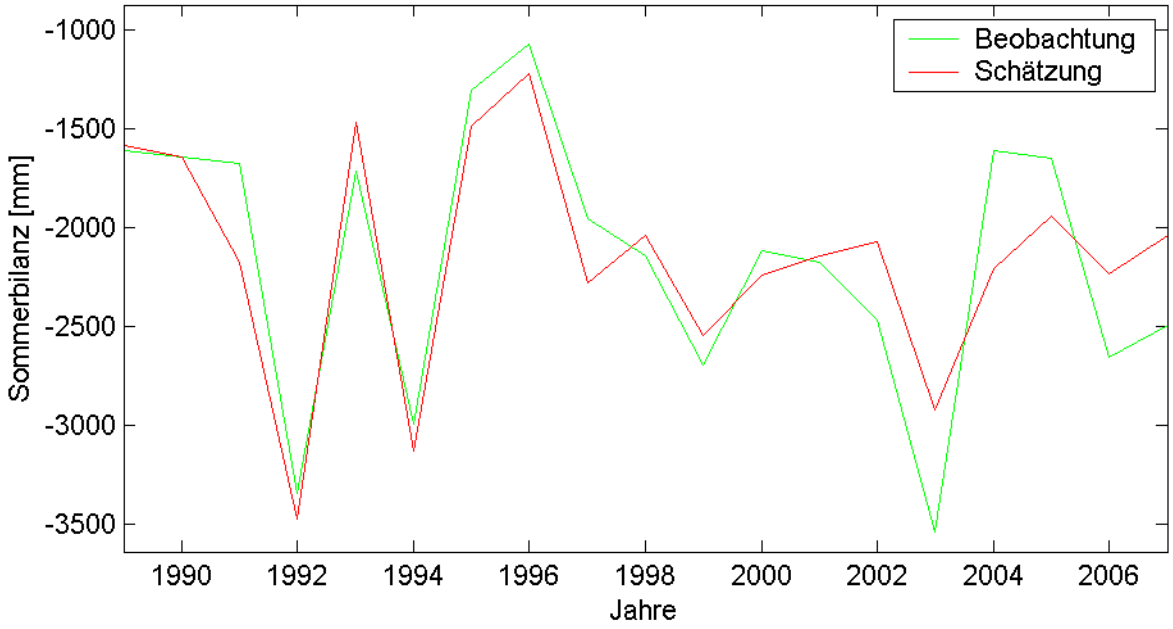


Abbildung 4.8.: Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Sommerbilanz des Goldbergkees.

Möglichkeit der Luft mehr Feuchte aufzunehmen zurückzuführen. Da die Feuchte eine sehr inhomogen verteilte Größe mit einer starken räumlichen und zeitlichen Variabilität ist, entstehen diese stark strukturierten Isolinien.

4.4. Validierung des Modells

Wie in Kapitel 3.3.2 beschrieben, wurden verschiedene Modelle für jeden Gletscher entwickelt und getestet. Dabei variierten die betrachteten Monate sowie die atmosphärischen Parameter und die Anzahl der verwendeten PCs. Mit dem Verfahren der temporären Kreuzvalidierung (Kapitel 3.4) wurde für jeden Gletscher sowohl für die Winterbilanz als auch für die Sommerbilanz das beste Modell ausgewählt. Als Auswahlkriterium dienten die Reduzierung des Fehlers (reduction of error) und die erklärte Varianz bzw. der Korrelationskoeffizient zwischen geschätzter und gemessener Massenbilanz. In den Tabellen 4.4 und 4.5 sind die Einflussgrößen der ausgewählten Modelle für die Winter- und Sommerbilanz aufgelistet. Tabelle 4.6 gibt die statistischen Gütemaße der entwickelten Modelle wieder und zwar für die Kreuzvalidierung und die Validierung unter Verwendung aller

Gletscher	Monate	PCs		
		thick	spch	mslp
JTF	10-3	0	1	3
HEF	10-2	1	1	3
VNF	11-4	0	3	2
GOK	12-3	0	3	0
WUK	10-4	0	1	0

Tabelle 4.4.: Verwendete Monate, atmosphärische Parameter und Anzahl der PCs für die Modelle der Winterbilanz der Gletscher: Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). Die Abkürzungen der atmosphärischen Parameter stehen für: thick - Schichtdicke, spch - spezifische Feuchte (über 850hPa und 700hPa gemittelt), mslp - Bodendruck. Die Anzahl der PCs sind folgendermaßen verschlüsselt: 0 - atmosphärischer Parameter wurde nicht verwendet, 1 - nur erster EOF (PC) wurde verwendet, 2 - erster und zweiter EOF (PC) wurden verwendet, 3 - erster, zweiter und dritter EOF (PC) wurden verwendet.

Jahre. Für die Validierung mit der Information aller Jahre sind die Gütemaße für den Zeitraum der Massenbilanzmessungen am jeweiligen Gletscher sowie für den Zeitraum 1989 bis 2005 angegeben. Für letztere Periode sind für alle Gletscher Daten vorhanden.

Die Modelle der Sommerbilanz enthalten für alle Gletscher außer für den Hintereisferner den Monat September. Dafür ist für die Sommerbilanz des Hintereisferners der Monat Mai von Bedeutung. Die Schichtdicke als Maß für die Temperatur spielt für die Sommerbilanz bei allen betrachteten Gletschern eine wichtige Rolle. Die Sommerbilanz von Jamtalferner und Wurtenkees wird nur über die ersten drei PCs der Schichtdicke dargestellt. Die Modelle von Hintereisferner und Vernagtferner enthalten zusätzlich zur Schichtdicke noch Informationen über das Bodendruckfeld und die Modelle für Vernagtferner und Goldbergkees ist auch die spezifische Feuchte von Bedeutung.

Des Weiteren ist bemerkenswert, dass für die Winterbilanz die spezifische Feuchte in allen Modellen vorhanden ist. Da der Niederschlag für die Winterbilanz die bedeutendste Rolle spielt (Kapitel 1.1), ist dieses Ergebnis aber nicht weiter überraschend. Nur im Modell für die Winterbilanz des Hintereisferners ist die Schichtdicke vertreten. Dies ist darauf zurückzuführen, dass im Winter die Temperatur in Gletscherhöhe unter Null Grad liegt und somit nicht zum Schmelzen beiträgt. Für den Hintereisferner ist die Schichtdicke, möglicherweise als Information wie viel Wasserdampf die Luft maximal aufnehmen kann,

Gletscher	Monate	PCs		
		thick	spch	mslp
JTF	6-9	3	0	0
HEF	5-8	2	0	1
VNF	6-9	2	4	2
GOK	6-9	3	2	0
WUK	6-9	3	0	0

Tabelle 4.5.: Verwendete Monate, atmosphärische Parameter und Anzahl der PCs für die Modelle der Sommerbilanz. Für eine nähere Beschreibung siehe Tabelle 4.4.

dennoch vorhanden. Weiters spielt das Bodendruckfeld für Jamtalferner, Hintereisferner und Vernagtferner, also die drei westlich gelegenen Gletscher, eine wichtige Rolle.

Der Unterschied in den Modellen der benachbarten Gletscher Hintereisferner und Vernagtferner kommt vor allem durch den Einfluss aus Süden auf den Hintereisferner zustande. Der Hintereisferner erhält, vor allem im oberen Bereich, einen bedeutenden Teil des Niederschlags aus dem Süden, wohingegen dem Vernagtferner hauptsächlich Niederschlag aus Norden zugute kommt [persönliche Mitteilung von Dr. Schöner]. Außerdem haben die Akkumulations- und Ablationsgebiete der beiden Gletscher unterschiedliche Exposition und der Hintereisferner fließt etwa 300 bis 400m tiefer ins Tal.

Die Abbildungen 4.8 und 4.9 zeigen die Ergebnisse der Validierung für die Sommerbilanz des Goldbergkees und die Winterbilanz des Vernagtferners. Hier dargestellt sind die Ergebnisse der ausgewählten Modelle, allerdings wurden die Modelle - anders als bei der Kreuzvalidierung - nun mit der Information aller Jahre entwickelt. Die Grafiken für die hier nicht gezeigten Winter- und Sommerbilanzen befinden sich im Anhang A.

Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung zeigen für die Gletscher Hintereisferner, Goldbergkees und Wurtenkees eine bessere Übereinstimmung für die Sommerbilanz als für die Winterbilanz. Der Grund ist die leichtere Modellierbarkeit der Temperatur. Im Gegensatz zur Temperatur wird der Niederschlag von den Modellen weniger gut erfasst, da er eine räumlich und zeitlich stark variierende Größe ist. Die Modelle des Vernagtferners zeigen für die Winterbilanz deutlich bessere Ergebnisse als für die Sommerbilanz. Da im Sommer die atmosphärischen Prozesse auf kleineren Skalen stattfinden als im Winter, werden möglicherweise für die Sommerbilanz des Vernagtferners wichtige kleinskalige Phänome-

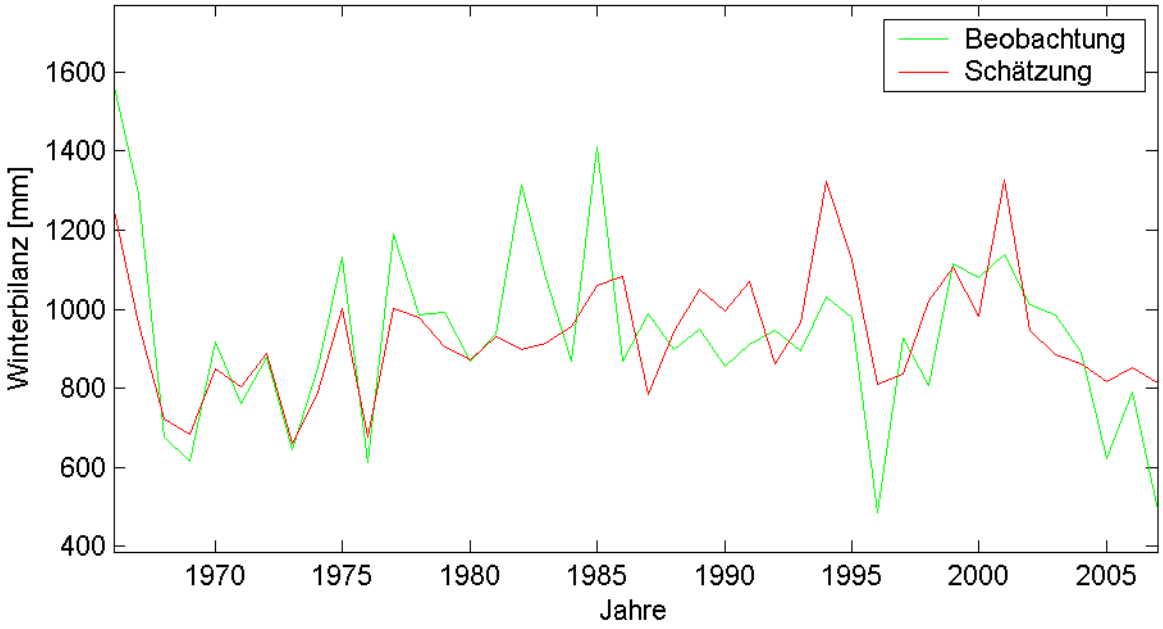


Abbildung 4.9.: Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Winterbilanz des Vernagtferners.

ne von den grob aufgelösten Modellen nicht erfasst. Die Modelle der Winterbilanz und Sommerbilanz des Jamtalferners geben die Entwicklung der Massenbilanz in etwa gleich gut wieder.

Mit Verwendung der Information aller Jahre werden die statistischen Gütemaße der Validierung erwartungsgemäß deutlich besser. Das beste Modell finden wir mit einer Reduzierung des Fehlers (reduction of error) von 0.77 für die Sommerbilanz des Goldbergkees. Mit diesem Modell können bereits 77% der Varianz der Beobachtungen dargestellt werden.

Die Güte der Modelle für Goldbergkees und Wurtenkees sind ähnlich gut. Die Winterbilanz des Goldbergkees kann jedoch etwas besser dargestellt werden, da durch die besseren Messungen am Goldbergkees weniger Unsicherheiten entstehen als für die Messungen der Winterbilanz des Wurtenkees. [persönliche Mitteilung von Dr. Schöner]

Gletscher	Bilanz	Kreuzvalidierung			Validierung alle Jahre				
		R	R^2	RE	R	R^2	RE	R^*	R^{2*}
JTF	b_w	0.58	0.34	0.33	0.75	0.56	0.56	0.84	0.71
JTF	b_s	0.55	0.30	0.29	0.74	0.55	0.54	0.73	0.54
HEF	b_w	0.34	0.12	0.10	0.47	0.22	0.21	0.43	0.19
HEF	b_s	0.53	0.28	0.23	0.63	0.40	0.30	0.49	0.24
VNF	b_w	0.53	0.28	0.23	0.64	0.41	0.41	0.56	0.32
VNF	b_s	0.32	0.10	0.09	0.48	0.23	0.22	0.69	0.48
GOK	b_w	0.34	0.11	0.09	0.56	0.32	0.32	0.57	0.33
GOK	b_s	0.71	0.50	0.48	0.88	0.77	0.77	0.90	0.81
WUK	b_w	0.28	0.08	0.07	0.46	0.21	0.20	0.50	0.25
WUK	b_s	0.64	0.41	0.41	0.75	0.56	0.55	0.75	0.56

Tabelle 4.6.: Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s) der betrachteten Gletscher für die Kreuzvalidierung und die Validierung unter Verwendung aller Jahre für den Zeitraum der Massenbilanzmessungen am jeweiligen Gletscher sowie für den Zeitraum 1989 bis 2005 (mit * gekennzeichnet). In letzterem Zeitraum sind für alle Gletscher Daten vorhanden.

4.5. Szenarien der Gletschermassenbilanzen bis 2100

Mit den in Kapitel 4.4 diskutierten Modellen wurden die Winter- und Sommerbilanzen der betrachteten Gletscher bis zum Ende des Jahrhunderts simuliert. Dafür wurden von den Klimaszenarien A1B und B1 des ECHAM5-MPIOM Modells (Kapitel 2.1.2) jeweils drei Ensembleläufe sowie der Kontrolllauf verwendet. Die Verwendung mehrerer Modelläufe ermöglicht eine Abschätzung in welchem Bereich sich die Entwicklung der Massenbilanz abspielen wird und wie groß die Unsicherheiten sind. Da das Klima unabhängig von externen Faktoren variiert, führen verschiedene Anfangszustände bei gleichen Konzentrationsszenarios zu unterschiedlichen Klimaänderungsszenarien. Die Trends der Ensembles eines Emissionsszenarios sind sehr ähnlich, während sich die Detailentwicklungen stark unterscheiden. [von Storch u.a. 1999] Die Datensätze der Szenarien hat freundlicherweise Dr. Sebastian Wagner (GKSS[2]) zur Verfügung gestellt.

Zunächst wurde, wie für die Klimadaten der Vergangenheit, für jedes Monat das räumliche und zeitliche Mittel des Kontrolllaufs gebildet sowie die Standardabweichung berechnet. Mit diesen Werten wurden dann die Szenarioläufe standardisiert. Um die Szenario-PCs

[2]GKSS - Gesellschaft für Kernenergieverwertung in Schiffbau und Schifffahrt

zu erhalten, wurden die EOFs der Reanalysedaten, also die EOFs der Vergangenheit, auf die standardisierten Szenarioläufe der Zukunft projiziert. Aus den Modellen für die Vergangenheit, sind die Regressionskoeffizienten für die Winter- und Sommerbilanz für jeden Gletscher bekannt. Mit den 'neuen' PCs und den 'alten' Regressionskoeffizienten wurde in die Zukunft extrapoliert.

Für die Extrapolation wurde angenommen, dass die Regressionskoeffizienten für die Zukunft gleich bleiben und die verwendeten EOFs auch in Zukunft den größten Anteil der Varianz beinhalten und sich somit die Zentren der Variabilität nicht verändern.

Um den Sprung zwischen den Messungen und den Szenarios größtenteils zu entfernen, wurde die Differenz zwischen dem Mittelwert der letzten fünf Jahre der Messungen und dem Mittelwert der ersten fünf Jahre der Szenarios von den Szenarioläufen abgezogen. Die Szenarios wurden somit um einen konstanten Faktor verschoben.

Abbildung 4.10 gibt einen Überblick über die Zukunftsszenarien für Winter- und Sommerbilanzen der betrachteten Gletscher. Die einzelnen Grafiken sind im Anhang B größer dargestellt. Insgesamt zeigen sowohl die Szenarien für die Winterbilanz als auch für die Sommerbilanz einen abnehmenden Trend. Ab etwa der Hälfte des Jahrhunderts führt das Szenario B1 zu einer etwas schwächeren Abnahme der Massenbilanzen als das Szenario A1B. Der Grund hierfür könnte, zumindest für die Sommerbilanz, die stärkere Zunahme der Temperatur im Szenario A1B sein.

Auffallend ist die unterschiedliche Varianz der Szenarien für die Winter- bzw. Sommerbilanz. Die Ursache dafür ist die unterschiedliche Varianz der Messungen. Die Zeitreihen der Winterbilanz weisen eine um eine Größenordnung geringere Varianz auf als jene für die Sommerbilanz (Kapitel 1.1.3 und Schöner 2009). Dies ist auf die geringere Variabilität des Winterniederschlags im Gegensatz zur Sommerlufttemperatur zurückzuführen. Nur die Winterbilanz des Hintereisferners zeigt eine Variabilität der gleichen Dimension wie die Jahresbilanz. Weiters ist die Varianzreduktion zwischen Beobachtung und Modellergebnis, wie in Kapitel 3.3.2 erwähnt, in den meisten Modellen sehr deutlich zu erkennen.

In der Zeitreihe der Sommerbilanz des Vernagtferners ist um das Jahr 1980 eine Inhomogenität zu erkennen, wahrscheinlich durch die Umstellung auf eine andere Messmethode verursacht. Bis auf diesen Sprung und die jährlichen Schwankungen wirkt die Zeitreihe

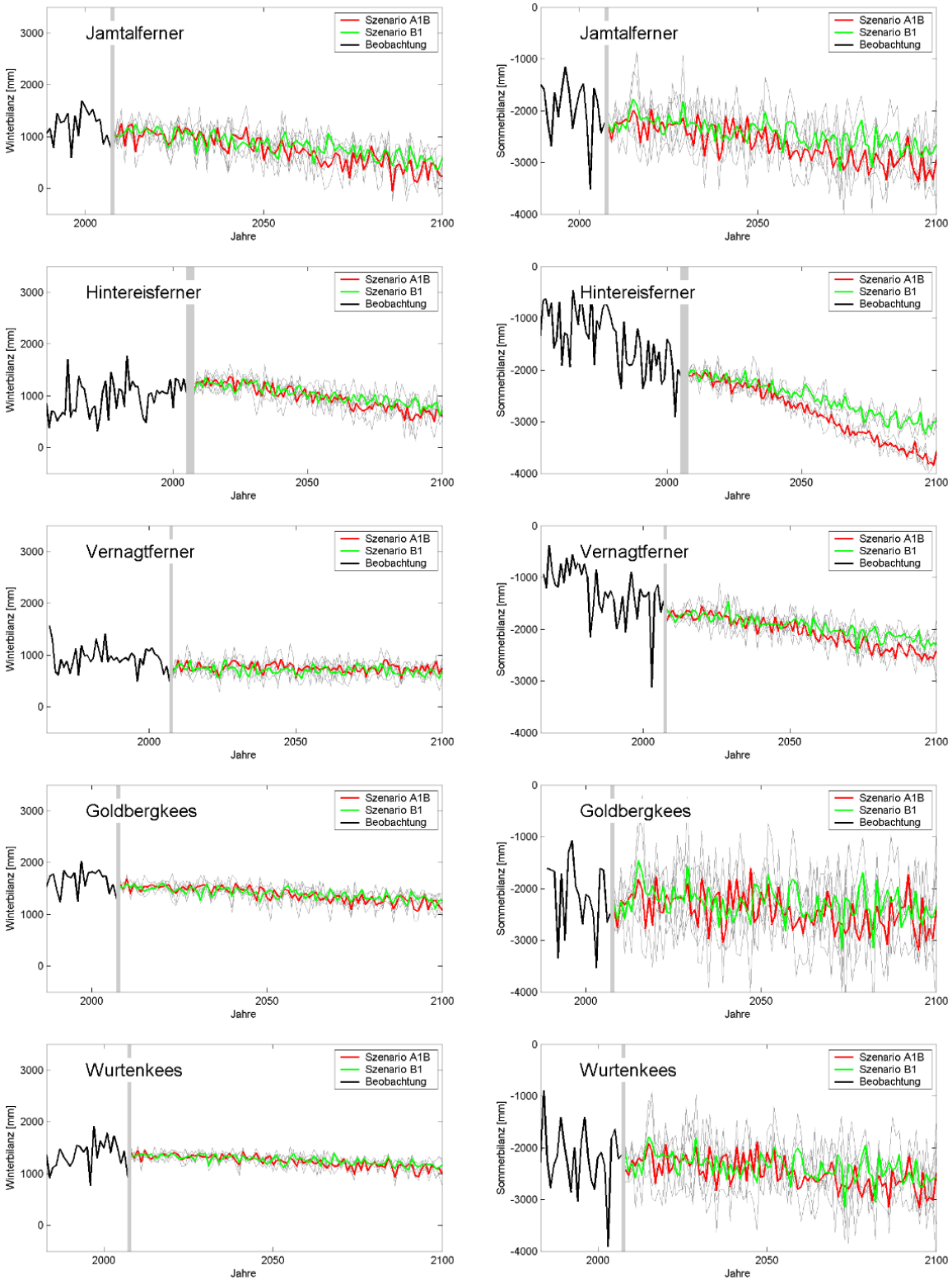


Abbildung 4.10.: Überblick über die Szenarios der Winter- (linke Spalte) und Sommerbilanzen (rechte Spalte) der betrachteten Gletscher.

relativ konstant. Im Gegensatz dazu zeigen die Messungen der Sommerbilanz des Hintereisferners einen deutlich negativen Trend, welcher sich auch im Szenario fortsetzt. Diese unterschiedliche Reaktion in der Vergangenheit könnte der Grund für die verschiedene Stärke des negativen Trends in den Zukunftsszenarien der beiden benachbarten Gletscher sein.

Die Szenarien der Winterbilanz des Vernagtferners zeigen keine wesentlichen Änderungen bis zum Ende des Jahrhunderts. Für alle anderen Gletscher nimmt die Winterbilanz in diesem Zeitraum bis etwa 500mm Wasseräquivalent ab.

Die Szenarien der Sommerbilanz des Jamtalferners zeigen eine Abnahme von etwa 1000mm Wasseräquivalent bis zum Jahr 2100. Die Sommerbilanz des Hintereisferners nimmt sogar noch stärker ab, wobei ein deutlicher Unterschied zwischen den beiden Szenarios entsteht. Das Szenario A1B führt zu einer fast doppelt so starken Abnahme wie das Szenario B1. Der Vernagtferner reagiert, wie auch bei der Winterbilanz, schwächer als Hintereisferner und Jamtalferner. Für Goldbergkees und Wurtenkees ist die größere Varianz der Messungen der Sommerbilanz deutlich zu erkennen. Auch diese beiden Gletscher verlieren am Ende des Jahrhunderts im Sommer mehr Masse als heute.

Szenarien für die Massenbilanz des Peyto Gletscher in Kanada (Kapitel 1.1 und Matulla u.a. 2008) zeigen für die Sommerbilanz einen negativen und für die Winterbilanz einen leicht positiven Trend. Die Sommerbilanz von Peyto verhält sich ähnlich wie die Sommerbilanzen der Alpengletscher, die Winterbilanz jedoch entgegengesetzt. Diese verschiedene Reaktion könnte durch die unterschiedliche Lage der Gletscher zur mittleren atmosphärischen Strömung und der Entfernung zum Ozean verursacht werden. Ein weiterer Unterschied ist die Ausrichtung des Gebirgskammes zur mittleren Strömungsrichtung.

Die Rocky Mountains erstrecken sich in Nord-Süd-Richtung und bilden dadurch eine Barriere für die dort herrschenden Westwinde. Dies führt zu Stauniederschlägen westlich und zu Trockenheit östlich des Gebirgskammes. Die Alpen sind hauptsächlich in Ost-West-Richtung, also quasi in Hauptwindrichtung ausgerichtet. An den Alpen kommt es immer wieder zu Nord- wie auch Südstaulagen. Trockenere Gebiete wie zum Beispiel die Ötztaler Alpen liegen inneralpin.

Die Szenarien für die Massenbilanzen der österreichischen Gletscher zeigen einen deut-

lichen Rückzug bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Im Winter gewinnen die Gletscher weniger Masse, im Sommer verlieren sie mehr. Wie lang die einzelnen Gletscher noch vorhanden sind, hängt zusätzlich zur Entwicklung der Massenbilanz vor allem von der Dicke der Gletscher und somit auch von ihrer absoluten Masse ab.

4.6. Modelle - ein Vergleich

4.6.1. Anwendung des Modells eines Gletschers auf einen anderen Gletscher

Um die entwickelten Modelle zu vergleichen, wurde das Modell für die Winter- bzw. Sommerbilanz eines Gletschers auf die anderen Gletscher angewendet. Es wurden also die entsprechenden Monate, atmosphärischen Parameter und die Anzahl der PCs für die MLR verwendet, welche bei einem anderen Gletscher das beste Ergebnis bei der Kreuzvalidierung erzielt haben (Tabellen 4.4 und 4.5). Die Regressionskoeffizienten wurden mit den so erhaltenen PCs und der Zeitreihe der Massenbilanz des anderen Gletschers neu geschätzt. Die statistischen Gütemaße für die Validierung mit Verwendung aller Jahre dieser Modelle sind in den Tabellen 4.7 bis 4.11 aufgelistet.

Gletscher	Bilanz	Validierung alle Jahre		
		R	R^2	RE
HEF	b_w	0.37	0.14	0.13
HEF	b_s	0.53	0.29	0.22
VNF	b_w	0.48	0.23	0.23
VNF	b_s	0.44	0.19	0.19
GOK	b_w	0.61	0.38	0.38
GOK	b_s	0.88	0.77	0.77
WUK	b_w	0.66	0.43	0.42
WUK	b_s	0.75	0.56	0.55

Tabelle 4.7.: Die Ergebnisse der Validierung des Modell Jamtalferner angewendet auf die anderen Gletscher - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). Für die Validierung wurde die Information aller Jahre verwendet.

Die Validierung mit der Information aller Jahre ergab bei einigen Modellen bessere Ergebnisse als das Modell welches mittels Kreuzvalidierung ausgewählt wurde. Dies ist zum

Gletscher	Bilanz	Validierung alle Jahre		
		R	R^2	RE
JTF	b_w	0.71	0.51	0.51
JTF	b_s	0.54	0.29	0.29
VNF	b_w	0.45	0.20	0.19
VNF	b_s	0.53	0.28	0.25
GOK	b_w	0.54	0.29	0.29
GOK	b_s	0.80	0.64	0.64
WUK	b_w	0.57	0.33	0.33
WUK	b_s	0.68	0.46	0.46

Tabelle 4.8.: Die Ergebnisse der Validierung des Modell Hintereisferner angewendet auf die anderen Gletscher - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). Für die Validierung wurde die Information aller Jahre verwendet.

Gletscher	Bilanz	Validierung alle Jahre		
		R	R^2	RE
JTF	b_w	0.66	0.44	0.44
JTF	b_s	0.74	0.54	0.54
HEF	b_w	0.12	0.02	0.00
HEF	b_s	0.58	0.33	0.31
GOK	b_w	0.57	0.33	0.33
GOK	b_s	0.71	0.51	0.50
WUK	b_w	0.47	0.22	0.22
WUK	b_s	0.68	0.47	0.47

Tabelle 4.9.: Die Ergebnisse der Validierung des Modell Vernagtferner angewendet auf die anderen Gletscher - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). Für die Validierung wurde die Information aller Jahre verwendet.

Beispiel der Fall bei Anwendung des Modells Jamtalferner auf die Winterbilanz des Goldbergkees und Wurtenkees. Das Winterbilanzmodell des Jamtalferners verwendet die spezifische Feuchte sowie das Bodendruckfeld, wohingegen die Modelle von Wurtenkees und Goldbergkees nur die spezifische Feuchte beinhalten.

Das Modell des Hintereisferners erzielt für die Sommerbilanz des Vernagtferners und die Winterbilanz des Wurtenkees bessere Ergebnisse. Für den Vernagtferner bedeutet das eine Reduktion der Prädiktoren von acht auf drei, wobei nur noch Schichtdicke und Boden-

Gletscher	Bilanz	Validierung alle Jahre		
		R	R^2	RE
JTF	b_w	0.56	0.31	0.31
JTF	b_s	0.78	0.61	0.60
HEF	b_w	0.04	0.00	-0.02
HEF	b_s	0.52	0.27	0.21
VNF	b_w	0.41	0.17	0.17
VNF	b_s	0.40	0.16	0.16
WUK	b_w	0.23	0.05	0.05
WUK	b_s	0.75	0.57	0.57

Tabelle 4.10.: Die Ergebnisse der Validierung des Modell Goldbergkees angewendet auf die anderen Gletscher - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). Für die Validierung wurde die Information aller Jahre verwendet.

druck in das Modell einfließen und auf die spezifische Feuchte verzichtet wird.

Für die Winterbilanz des Wurtenkees ergibt sich auch bei Anwendung des Modell des Vernagtferners ein besseres Ergebnis. In das Winterbilanzmodell des Wurtenkees fließt nur der erste PC der spezifischen Feuchte ein. Die Modelle von Jamtalferner, Hintereisferner und Vernagtferner verwenden zusätzlich das Bodendruckfeld. Die Validierung zeigt für diese drei Modelle ein besseres Ergebnis. Möglicherweise beinhaltet das Bodendruckfeld trotz dem Ergebnis der Kreuzvalidierung wichtige Informationen für die Winterbilanz des Wurtenkees.

Das Modell des Goldbergkees erzielt für die Sommerbilanz des Jamtalferners ein besseres Ergebnis. Dieses Modell verwendet zusätzlich zur Schichtdicke noch die spezifische Feuchte.

Die Modelle des Wurtenkees ergeben für alle anderen Gletscher etwas bis deutlich schlechtere Ergebnisse. Da das Wurtenkees als einziger Gletscher südlich des Alpenhauptkammes liegt, ist dies wahrscheinlich damit zu begründen.

Einige Modelle führen, angewendet auf andere Gletscher, zu deutlich schlechteren Ergebnissen der Validierung, wie zum Beispiel das Winterbilanzmodell des Vernagtferners für den Hintereisferner. Da der Hintereisferner im Gegensatz zum Vernagtferner auch

Gletscher	Bilanz	Validierung alle Jahre		
		R	R^2	RE
JTF	b_w	0.59	0.34	0.34
JTF	b_s	0.74	0.55	0.54
HEF	b_w	-0.20	0.04	-0.03
HEF	b_s	0.53	0.29	0.22
VNF	b_w	-0.01	0.00	-0.02
VNF	b_s	0.44	0.19	0.19
GOK	b_w	0.48	0.23	0.23
GOK	b_s	0.88	0.77	0.77

Tabelle 4.11.: Die Ergebnisse der Validierung des Modell Wurtenkees angewendet auf die anderen Gletscher - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). Für die Validierung wurde die Information aller Jahre verwendet.

durch Südstau Niederschlag erhält, könnte sein, dass das Modell des Vernagtferners diese Wetterlagen nicht gut genug erfasst.

Die Zukunftsszenarien zeigen größtenteils eine ähnliche Tendenz wie die mittels Kreuzvalidierung für die jeweiligen Gletscher ausgewählten Modelle. Der negative Trend der Massenbilanz wird von beinahe allen Modellen wiedergegeben. Modelle, die in der Validierung bei anderen Gletschern schlecht funktionieren, zeigen natürlich auch in der Zukunft schwächere Ergebnisse. Zum Beispiel ist die Varianz der Szenarioläufe sehr gering und keine Änderung der Massenbilanz bis zum Jahr 2100 sichtbar.

Das Modell des Jamtalferners zeigt, wie auch das Modell des Hintereisferners, für die Winterbilanz des Wurtenkees eine deutlichere Abnahme der Massenbilanz bis zum Ende des Jahrhunderts als das Modell welches für das Wurtenkees ausgewählt wurde. Weiters interessant ist, dass das Modell der Winterbilanz des Hintereisferners angewandt auf den Vernagtferner zu einem stärkeren negativen Trend führt. Auch das Modell der Sommerbilanz des Hintereisferners zeigt für Goldbergkees und Wurtenkees eine stärkere Abnahme der Massenbilanz bis zum Ende des Jahrhunderts, sowie das Modell der Sommerbilanz des Goldbergkees für den Jamtalferner.

Gletscher	Bilanz	Kreuzvalidierung			Validierung alle Jahre		
		R	R^2	RE	R	R^2	RE
JTF	b_w	0.53	0.28	0.28	0.75	0.57	0.57
JTF	b_s	0.53	0.28	0.28	0.76	0.57	0.57
HEF	b_w	0.33	0.11	0.09	0.47	0.22	0.22
HEF	b_s	0.50	0.25	0.23	0.60	0.36	0.31
VNF	b_w	0.51	0.26	0.20	0.64	0.41	0.41
VNF	b_s	0.30	0.09	0.08	0.47	0.22	0.20
GOK	b_w	0.39	0.15	0.03	0.59	0.35	0.35
GOK	b_s	0.71	0.50	0.46	0.88	0.77	0.77
WUK	b_w	0.28	0.08	0.01	0.42	0.17	0.16
WUK	b_s	0.61	0.38	0.37	0.75	0.57	0.57

Tabelle 4.12.: Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung und Validierung mit Verwendung der Information aller Jahre für das zweitbeste Modell - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s).

4.6.2. Verwendung des zweitbesten Modells

Um zu vergleichen wie stark sich das zweitbeste Modell von den mittels Kreuzvalidierung ausgewählten Modellen unterscheidet, wurden die Szenarios der Winter- und Sommerbilanzen auch für das zweitbeste Modell berechnet (Abbildung 4.11). Die Ergebnisse der Validierung für diese Modelle ist in Tabelle 4.12 wiedergegeben. Die verwendeten Monate und PCs sind in Tabelle 4.13 für die Winterbilanz und in Tabelle 4.14 für die Sommerbilanz aufgelistet.

Für die Winterbilanz unterscheiden sich die betrachteten Monate nur für die Modelle der Gletscher Goldbergkees und Wurtenkees. Für das Goldbergkees erweitert sich die Saison um Oktober und November, für das Wurtenkees verkürzt sich die Saison um Oktober und April. Für den Vernagtferner kommt die Schichtdicke als Prädiktor zu spezifischer Feuchte und Bodendruckfeld hinzu. In das Modell des Wurtenkees fließen zur spezifischen Feuchte zusätzlich die Schichtdicke und das Bodendruckfeld ein. Für die restlichen Modelle ändern sich nur die Anzahl der verwendeten PCs.

Die zweitbesten Modelle der Sommerbilanzen unterscheiden sich zu den ausgewählten Modellen bei den betrachteten Monaten nur für den Hintereisferner. Für den Jamtalferner fließt in das Modell zusätzlich noch Information des Bodendruckfeldes ein. Das Modell

Gletscher	Monate	PCs		
		thick	spch	mslp
JTF	10-3	0	3	2
HEF	10-2	2	1	3
VNF	11-4	1	3	2
GOK	10-3	0	3	0
WUK	11-3	1	3	1

Tabelle 4.13.: Verwendete Monate, atmosphärische Parameter und Anzahl der PCs für das zweitbeste Modell der Winterbilanz der Gletscher: Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). Die Abkürzungen der atmosphärischen Parameter stehen für: thick - Schichtdicke, spch - spezifische Feuchte (über 850hPa und 700hPa gemittelt), mslp - Bodendruck. Die Anzahl der PCs sind folgendermaßen verschlüsselt: 0 - atmosphärischer Parameter wurde nicht verwendet, 1 - nur erster EOF (PC) wurde verwendet, 2 - erster und zweiter EOF (PC) wurden verwendet, 3 - erster, zweiter und dritter EOF (PC) wurden verwendet.

Gletscher	Monate	PCs		
		thick	spch	mslp
JTF	6-9	3	0	1
HEF	5-9	2	0	0
VNF	6-9	1	4	2
GOK	6-9	3	0	0
WUK	6-9	3	1	0

Tabelle 4.14.: Verwendete Monate, atmosphärische Parameter und Anzahl der PCs für das zweitbeste Modell der Sommerbilanz. Für eine nähere Beschreibung siehe Tabelle 4.13.

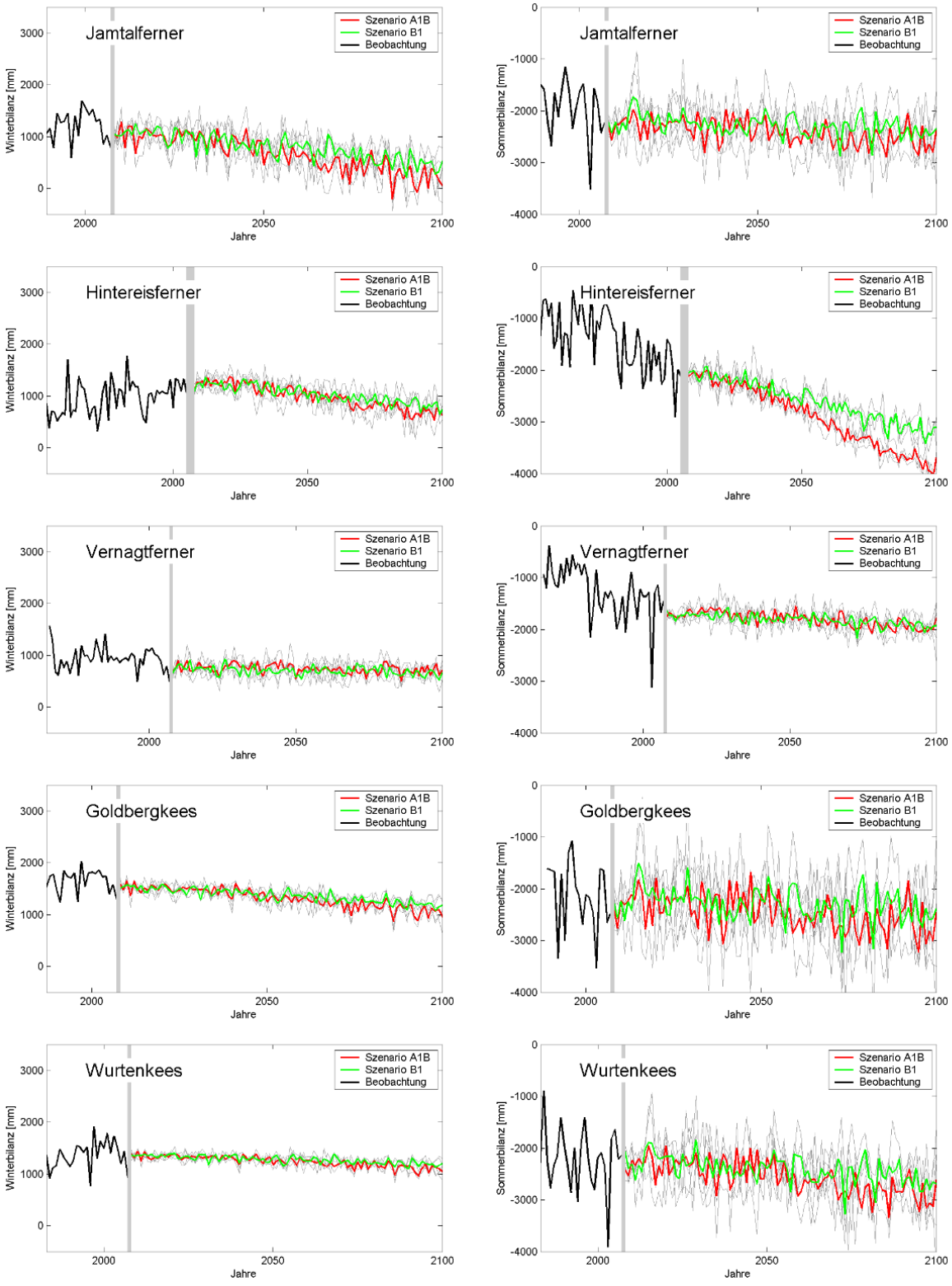


Abbildung 4.11.: Szenarios der Winter- und Sommerbilanzen der betrachteten Gletscher mit Verwendung des zweitbesten Modells.

des Wurtenkees erweitert sich um die spezifische Feuchte, wohingegen sich das Modell des Goldbergkees um diese Einflussgröße verringert und somit genauso wie das Modell des Hintereisferners nur noch aus der Schichtdicke besteht. Somit enthalten auch die zweitbesten Winterbilanzmodelle für alle Gletscher die spezifische Feuchte als Information für den Niederschlag und die Sommerbilanzmodelle die Schichtdicke als Maß für die Temperatur.

Die zweitbesten Modelle liefern in etwa gleich gute Ergebnisse für die Kreuzvalidierung und die Validierung unter Verwendung aller Jahre wie die ausgewählten Modelle. Auch die Zukunftsszenarios der zweitbesten Modelle zeigen eine sehr ähnliche Entwicklung der Massenbilanzen.

4.6.3. Gitterpunktsmodelle

Versuchsweise wurden Modelle entwickelt, welche für die multiple lineare Regression den jeweils nächsten zum Gletscher gelegenen Gitterpunkt im Norden und Süden anstatt der PCs verwenden. Diese beiden Gitterpunkte wurden gewählt, um den Nord-Süd-Gradienten von Druck, Feuchte und Temperatur zu erfassen. Gitterpunktsmodelle können verwendet werden um Beobachtungen, also die Vergangenheit, zu modellieren, da in diese Modelle tatsächlich beobachtete atmosphärische Größen einfließen. Für Zukunftsszenarios entsteht ein Problem durch die sehr grobe Auflösung der globalen Klimamodelle, weshalb die Interpretation auf kontinentaler Skala und im Zeitraum von Jahrzehnten stattfinden sollte (Kapitel 2.1). Gitterpunktswerte sind demnach nicht repräsentativ wodurch die Ergebnisse der Gitterpunktsmodelle schwierig, wenn überhaupt, zu interpretieren sind.

Die Validierungsergebnisse der Gitterpunktsmodelle sind teilweise recht gut, aber teilweise auch deutlich schlechter. Die Zukunftsszenarien der Massenbilanzen zeigen für alle Modelle einen abnehmenden Trend. Dies stimmt mit den in vorliegender Arbeit ausgewählten Modellen überein.

Die Szenarios für die Winterbilanz des Jamtalferners sowie für die Winter- und Sommerbilanz des Hintereisferners zeigen deutlich geringere Reaktionen. Das Modell für die Winterbilanz des Wurtenkees kann die Beobachtungen nicht darstellen, wodurch das Berechnen eines Zukunftsszenarios keinen Sinn macht. Die Szenarioläufe der Winterbilanz des Goldbergkees besitzen eine sehr geringe Varianz und zeigen keinen Trend bis zum

Ende des Jahrhunderts. Die Sommerbilanzen von Goldbergkees und Wurtenkees weisen einen stärker negativen Trend auf.

Da in die entwickelten Gitterpunktsmodelle jeweils nur die Zeitreihen zweier Gitterpunkte einfließen und diese vielleicht nicht die repräsentativsten für die betrachteten Gletscher sind, ist es nicht überraschend, dass die Ergebnisse schlechter sind als die der in vorliegender Arbeit ausgewählten Modelle. Die Wahl der Gitterpunkte, wie auch die Wahl der atmosphärischen Parameter, könnte noch überdacht und weiterentwickelt werden. Mit Gitterpunktsmodellen könnten die Beobachtungen sehr wahrscheinlich gut beschrieben werden, allerdings entstehen Probleme, wie oben erwähnt, diese Modelle auch für Zukunftsszenarios zu verwenden.

4.6.4. Modelle mit Geopotentialfeldern

Ursprünglich sollten weitere drei atmosphärische Parameter in Betracht gezogen werden: Geopotential in 500hPa, in 850hPa und das Mittel über 700hPa und 850hPa. Diese drei Einflussgrößen wurden aus zwei Gründen ausgegliedert:

- Die PCs der Geopotentialfelder und die PCs des Bodendruckfeldes zeigen erwartungsgemäß eine hohe Korrelation. Da die Prädiktoren in multiplen linearen Regressionsmodellen möglichst unabhängig voneinander sein sollten, kann entweder das Bodendruckfeld oder eine der Geopotentialflächen verwendet werden.

- Experimente mit globalen Klimamodellen zeigen, dass Geopotentialfelder stärker von der globalen Erwärmung betroffen sind als das Bodendruckfeld. Diese Änderungen müssen nicht notwendigerweise durch eine Änderung der atmosphärischen Zirkulation verursacht werden, sie könnten auch durch eine Änderung der atmosphärischen Dichte zustande kommen. Deshalb würde die Verwendung von Geopotentialflächen möglicherweise ein Signal beinhalten welches keinen physikalischen Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation hat und deshalb auch keinen zur lokalen Variable, der Massenbilanz. Im Gegensatz dazu wird das Bodendruckfeld von einer Temperaturänderung deutlich weniger beeinflusst. [Zorita und von Storch 1999]

Die ursprünglich entwickelten Modelle mit Verwendung von Geopotentialfeldern zeigen eine sehr ähnliche zukünftige Entwicklung wie die in vorliegender Arbeit ausgewählten Modelle.

5. Ausblick

Abschließend noch einige Ideen, die leider den Rahmen der vorliegenden Diplomarbeit sprengen würden:

- Ein interessanter Versuch wäre es, ein Modell für die Jahresbilanz zu entwickeln und die Zukunftsszenarien der Jahresbilanz mit den Szenarien für die Winter- und Sommerbilanz zu vergleichen.

- Eine weitere interessante atmosphärische Einflussgröße wäre die relative Feuchte, zum Beispiel in 700hPa. Da die relative Feuchte die Wasserdampfsättigung der Luft darstellt, könnte die Wolkenbedeckung abgeschätzt werden. Die Wolkenbedeckung wiederum beeinflusst die solare Einstrahlung, welche für die Gletschermassenbilanz im Sommer die bedeutendste Rolle spielt.

- Durch die Verlagerung der Gleichgewichtslinie in größere Höhen wird das Akkumulationsgebiet der Gletscher kleiner werden. Dies hat zur Folge, dass die Gletscher auf einer immer kleiner werdenden Fläche Massenzuwachs erhalten. Ein Modell für die Gleichgewichtslinie würde diesen Effekt berücksichtigen. Wenn die Gleichgewichtslinie höher als der Gletscher liegt, erhält der Gletscher über das Jahr gesehen keinen Massenzuwachs mehr und verschwindet irgendwann ganz.

- Eine weitere Idee wäre es, die Massenbilanz aller Alpengletscher bzw. aller österreichischen Gletscher in Höhenschichten aufzulösen und somit die Massenbilanz nicht für einzelne Gletscher, sondern für verschiedene Höhen zu simulieren. Mit diesem Ansatz könnte der Rückzug der Gletscher in größere Höhen berücksichtigt werden. Leider sind dafür die Daten (noch) nicht vorhanden.

- In vorliegender Arbeit wurde angenommen, dass sich Gletscher statisch verhalten. Dies ist natürlich nicht der Fall, da das Gletschereis aufgrund der Schwerkraft fließt. Durch das Fließen des Gletschers wird Masse talwärts transportiert. Dadurch erhält das Ablationsgebiet Massennachschub aus dem Akkumulationsgebiet. Bei Alpengletschern wurden Geschwindigkeiten von etwa 30-150m pro Jahr

beobachtet, wobei die Geschwindigkeiten innerhalb eines Gletschers nicht homogen verteilt sind. [Binder 2009]

- Ein weiterer interessanter Ansatz wäre es, rotierte EOFs zu verwenden. Da rotierte EOFs nicht orthogonal aufeinander stehen müssen, kann nicht nur der erste, sondern auch die weiteren EOFs physikalisch sinnvoll interpretiert werden. Dadurch sind die EOFs allerdings nicht unabhängig voneinander und eine lineare Regression wäre nicht anwendbar. [von Storch und Zwiers 1999]

- Interessant wäre auch für die MLR anstatt des deutschen ECHAM5-MPIOM Modells zum Beispiel das englische Modell des Met Office Hadley Centre for Climate Change zu verwenden. Das deutsche Klimamodell zeigt im Gegensatz zum englischen eine Verlagerung des Subtropenhochs nach Nordosten [Matulla 2009]. Damit verbunden sind in unseren Breiten häufiger stabile Schönwetterlagen im Sommer. Dies wiederum hat eine hohe kurzwellige Energiebilanz an der Gletscheroberfläche zur Folge und führt somit zu einer starken Gletscherschmelze. Ob das englische Modell trotz geringerer Hochdrucklagen eine ähnlich starke Abnahme der Massenbilanzen zeigt?

A. Grafiken der Validierung

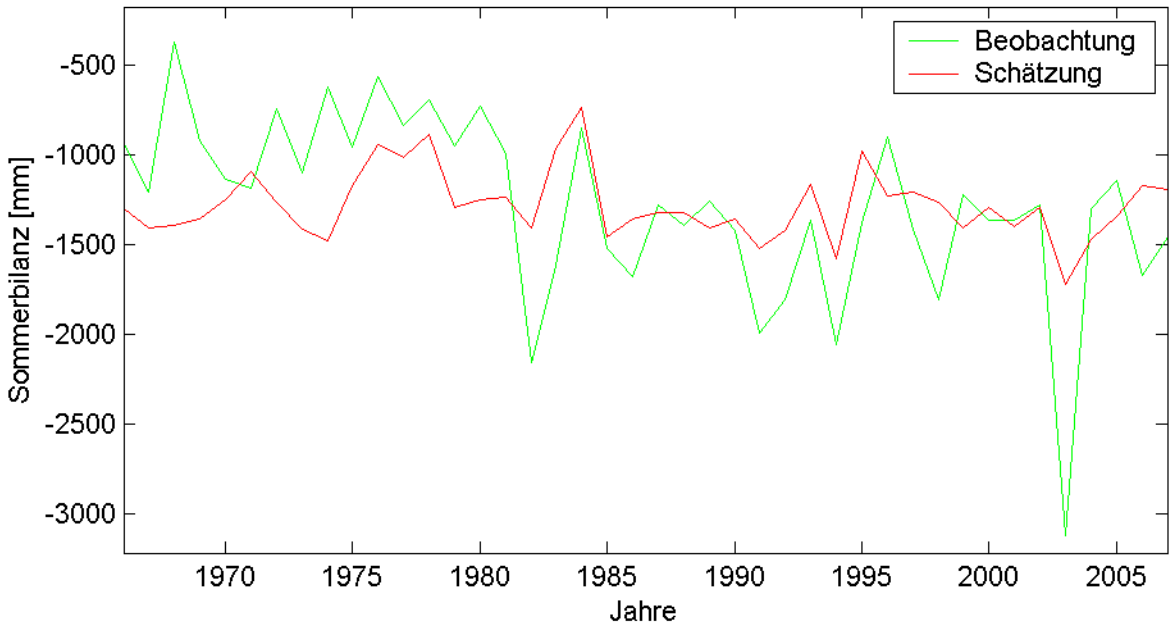


Abbildung A.1.: Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Sommerbilanz des Vernagtferners.

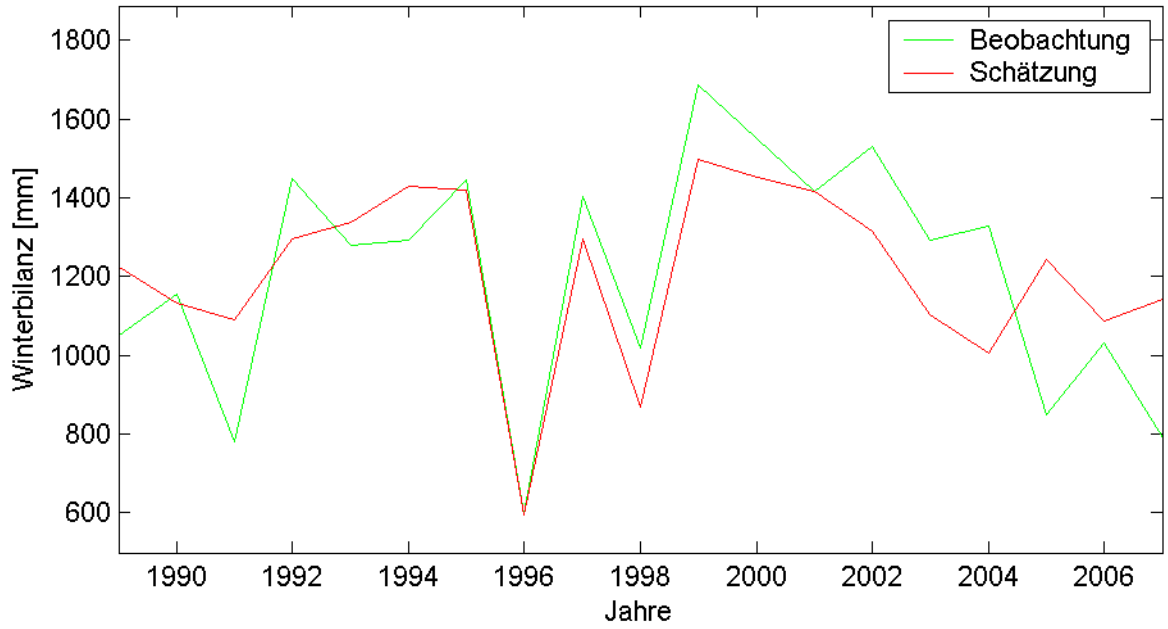


Abbildung A.2.: Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Winterbilanz des Jamtalferners.

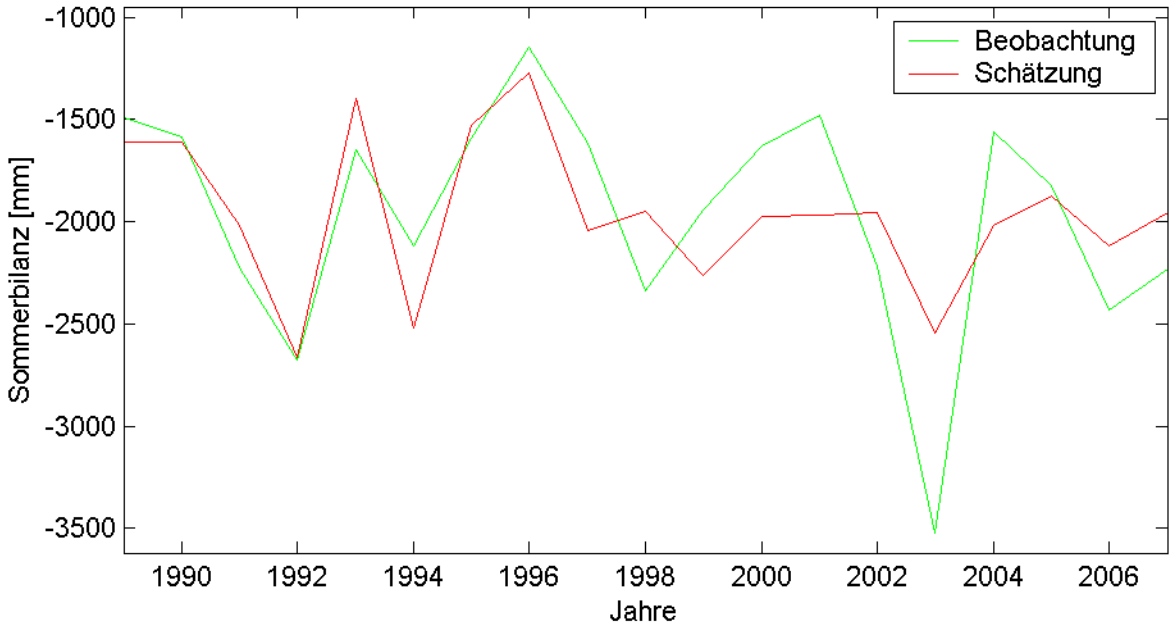


Abbildung A.3.: Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Sommerbilanz des Jamtalferners.

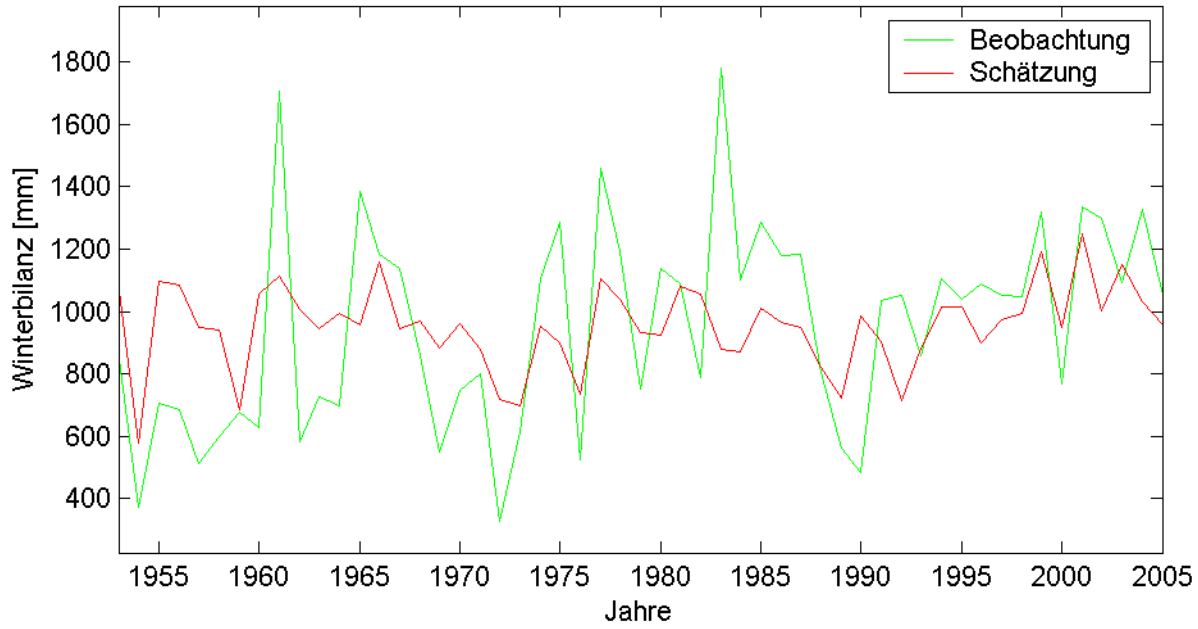


Abbildung A.4.: Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Winterbilanz des Hintereisferners.

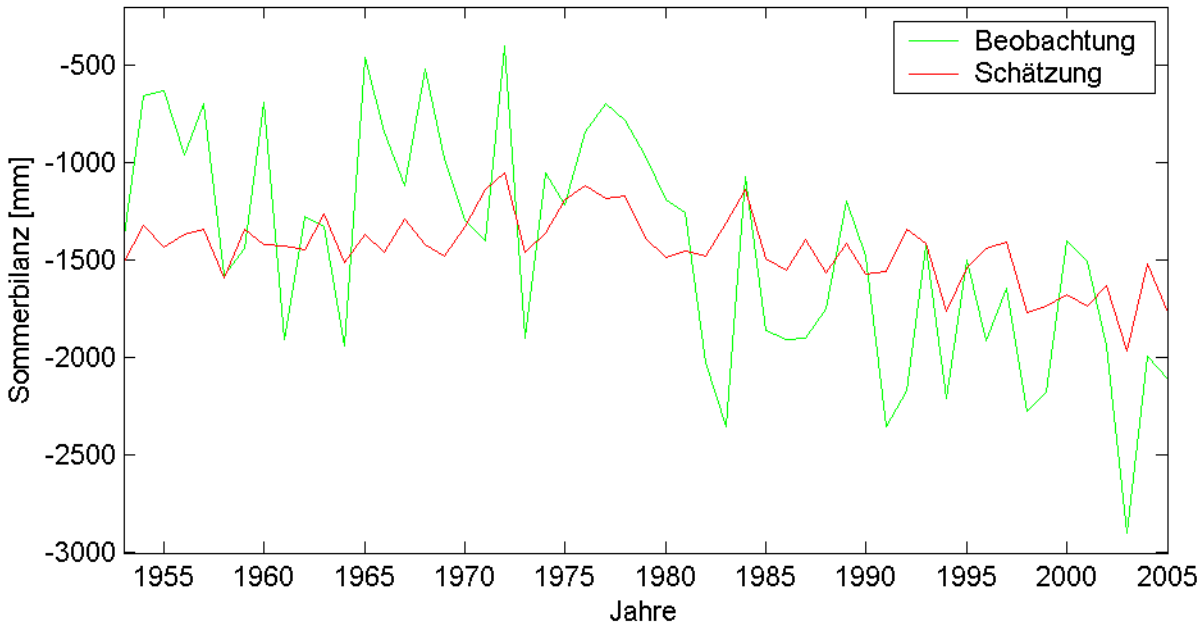


Abbildung A.5.: Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Sommerbilanz des Hintereisferners.

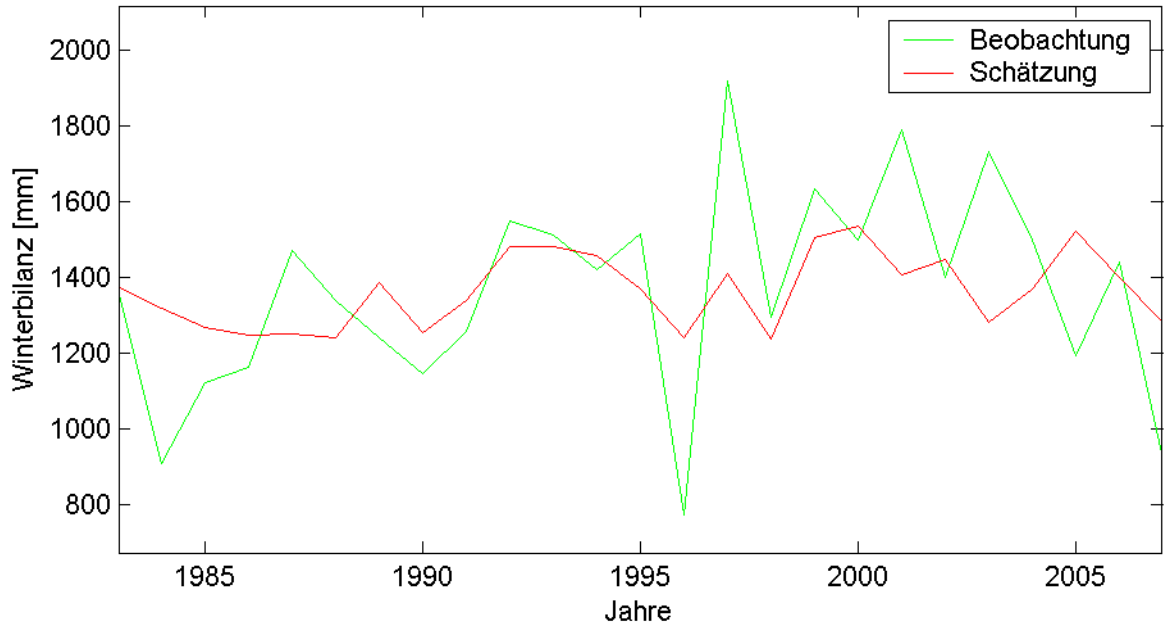


Abbildung A.6.: Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Winterbilanz des Wurtenkees.

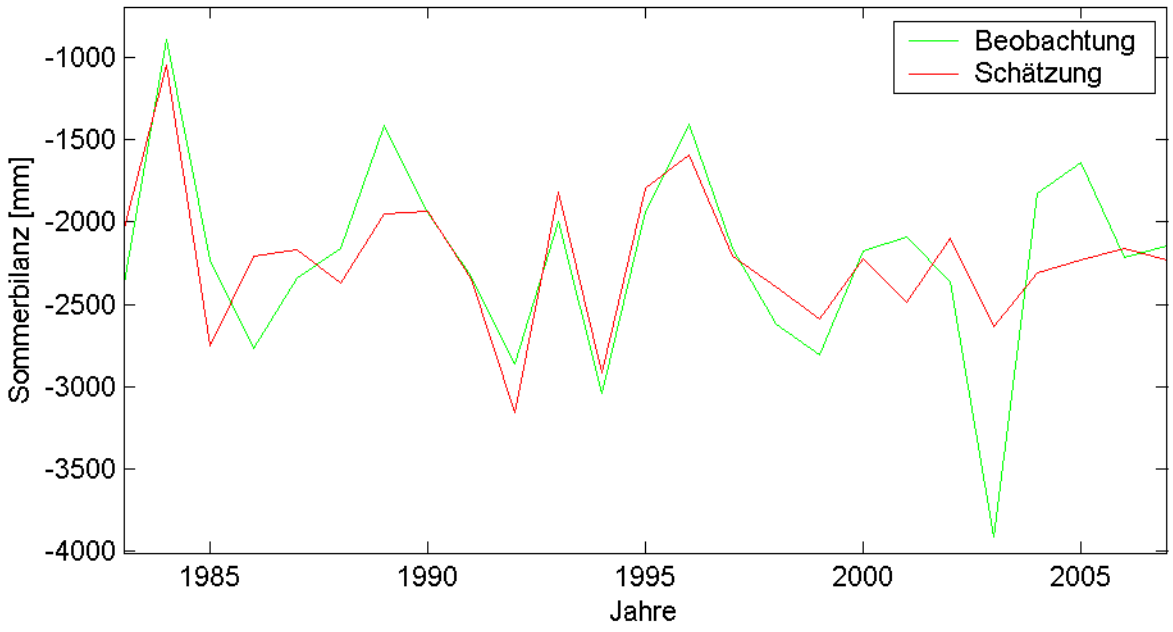


Abbildung A.7.: Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Sommerbilanz des Wurtenkees.

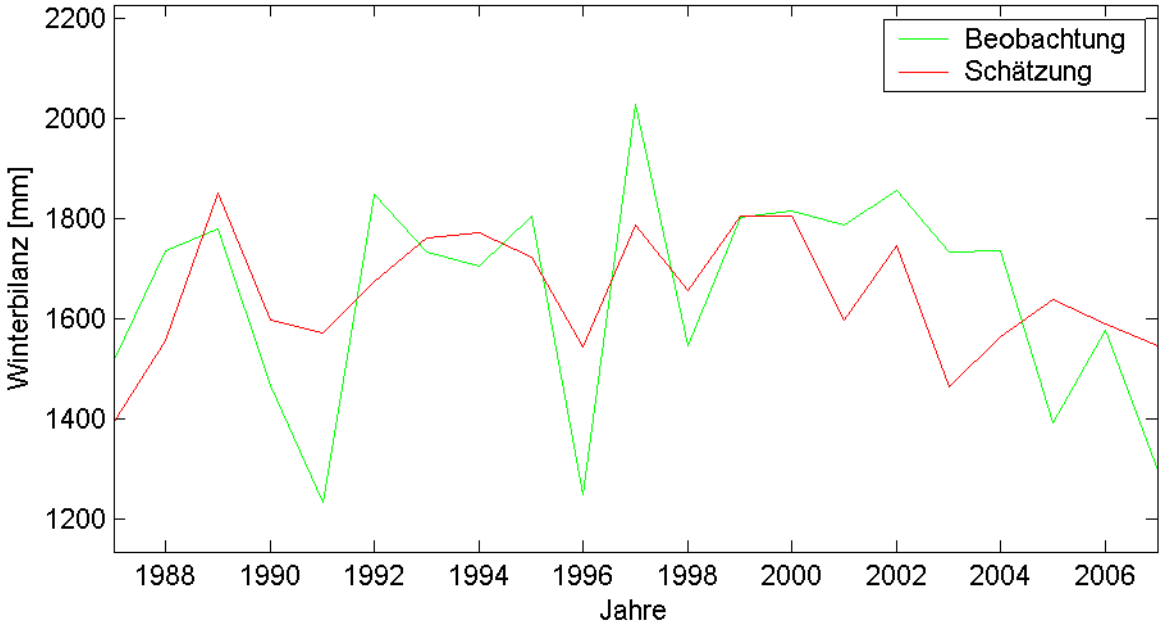


Abbildung A.8.: Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Winterbilanz des Goldbergkees.

B. Grafiken der Szenarios

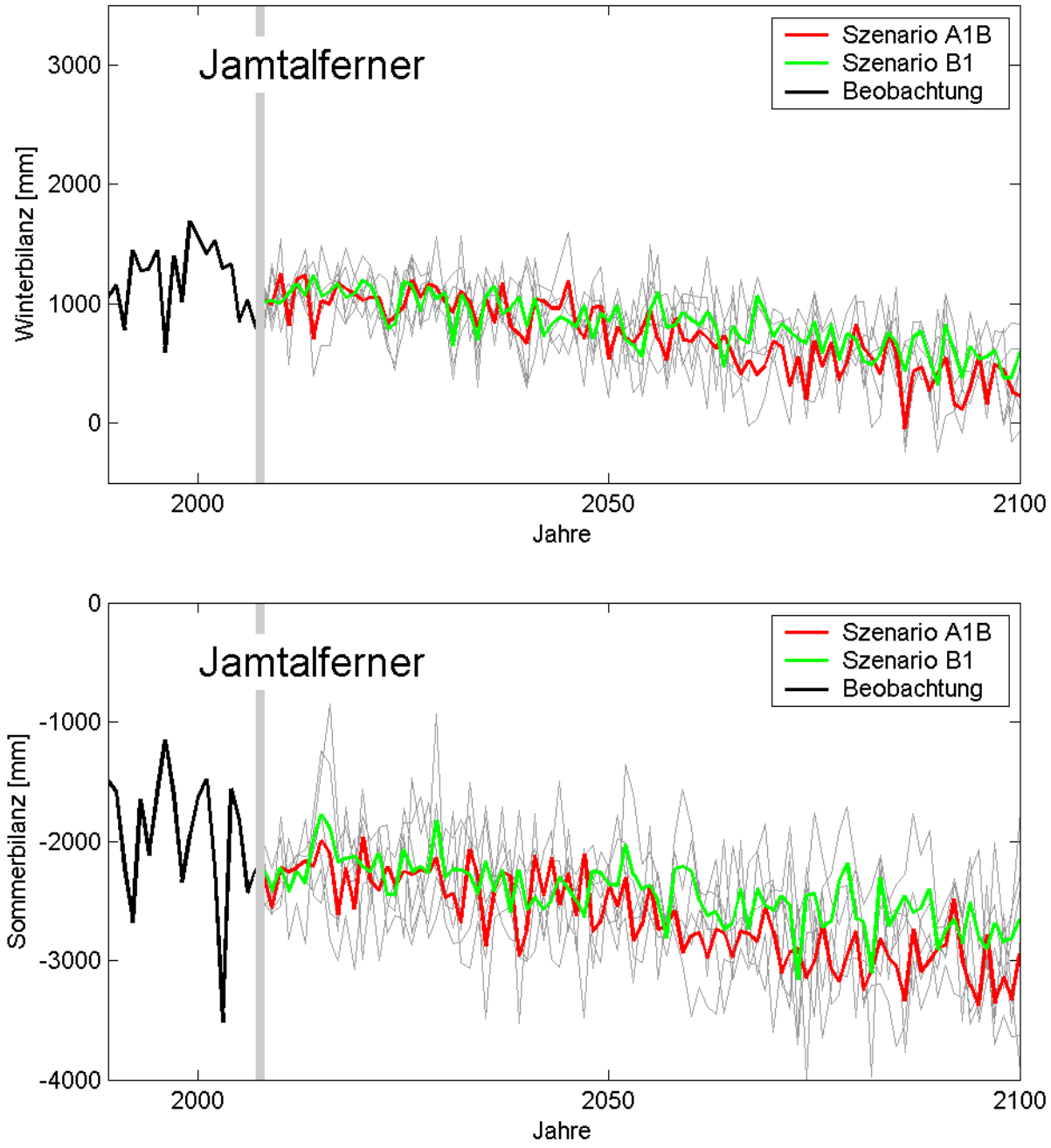


Abbildung B.1.: Messungen (schwarz) der Winterbilanz (oben) und Sommerbilanz (unten) des Jamtalferners und jeweils das Mittel über drei Ensembleläufe der Szenarien A1B (rot) und B1 (grün). Die Ensembleläufe sind in grau gezeichnet.

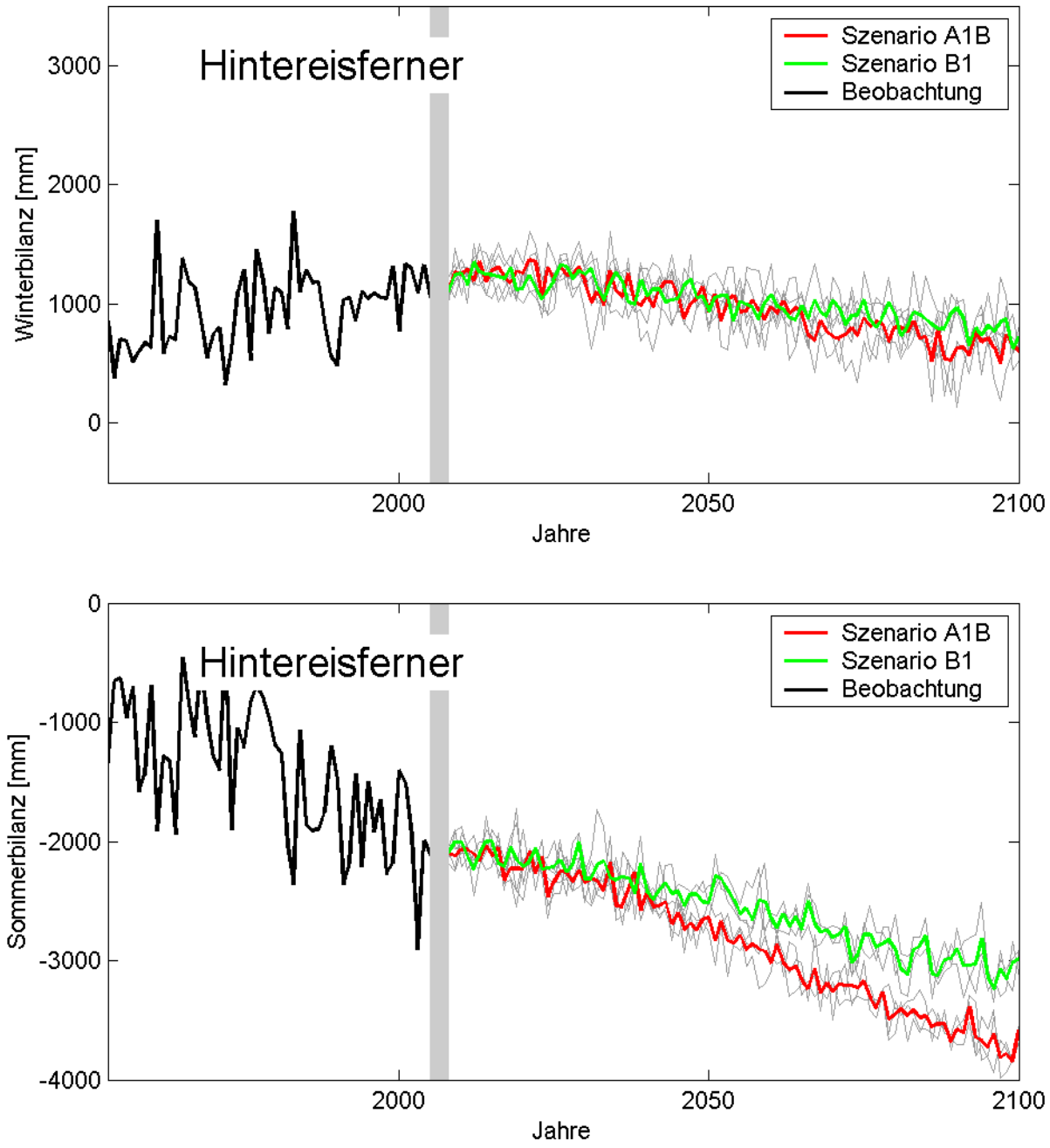


Abbildung B.2.: Messungen (schwarz) der Winterbilanz (oben) und Sommerbilanz (unten) des Hintereisferners und jeweils das Mittel über drei Ensembleläufe der Szenarien A1B (rot) und B1 (grün). Die Ensembleläufe sind in grau gezeichnet.

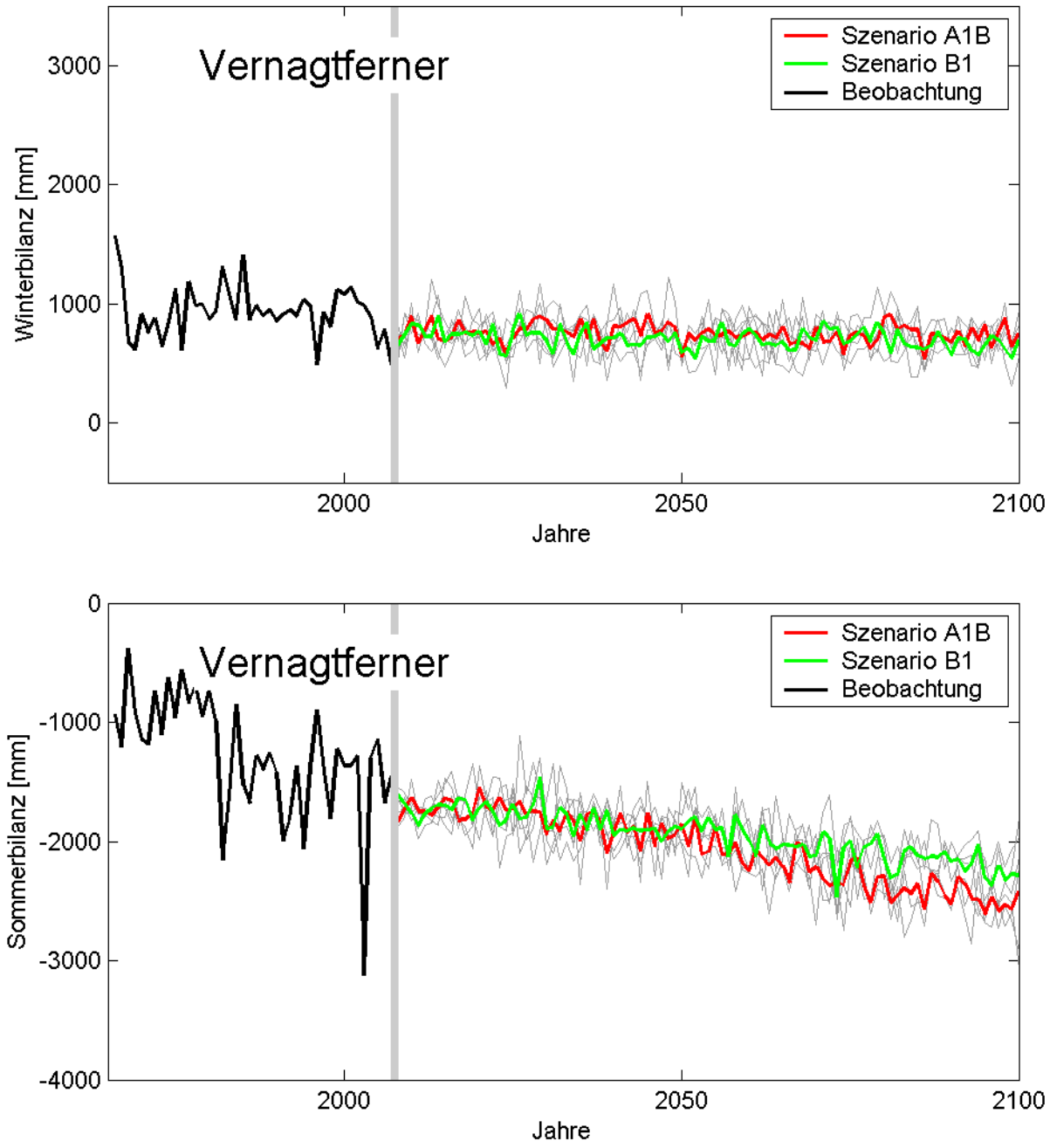


Abbildung B.3.: Messungen (schwarz) der Winterbilanz (oben) und Sommerbilanz (unten) des Vernagtferners und jeweils das Mittel über drei Ensembleläufe der Szenarien A1B (rot) und B1 (grün). Die Ensembleläufe sind in grau gezeichnet.

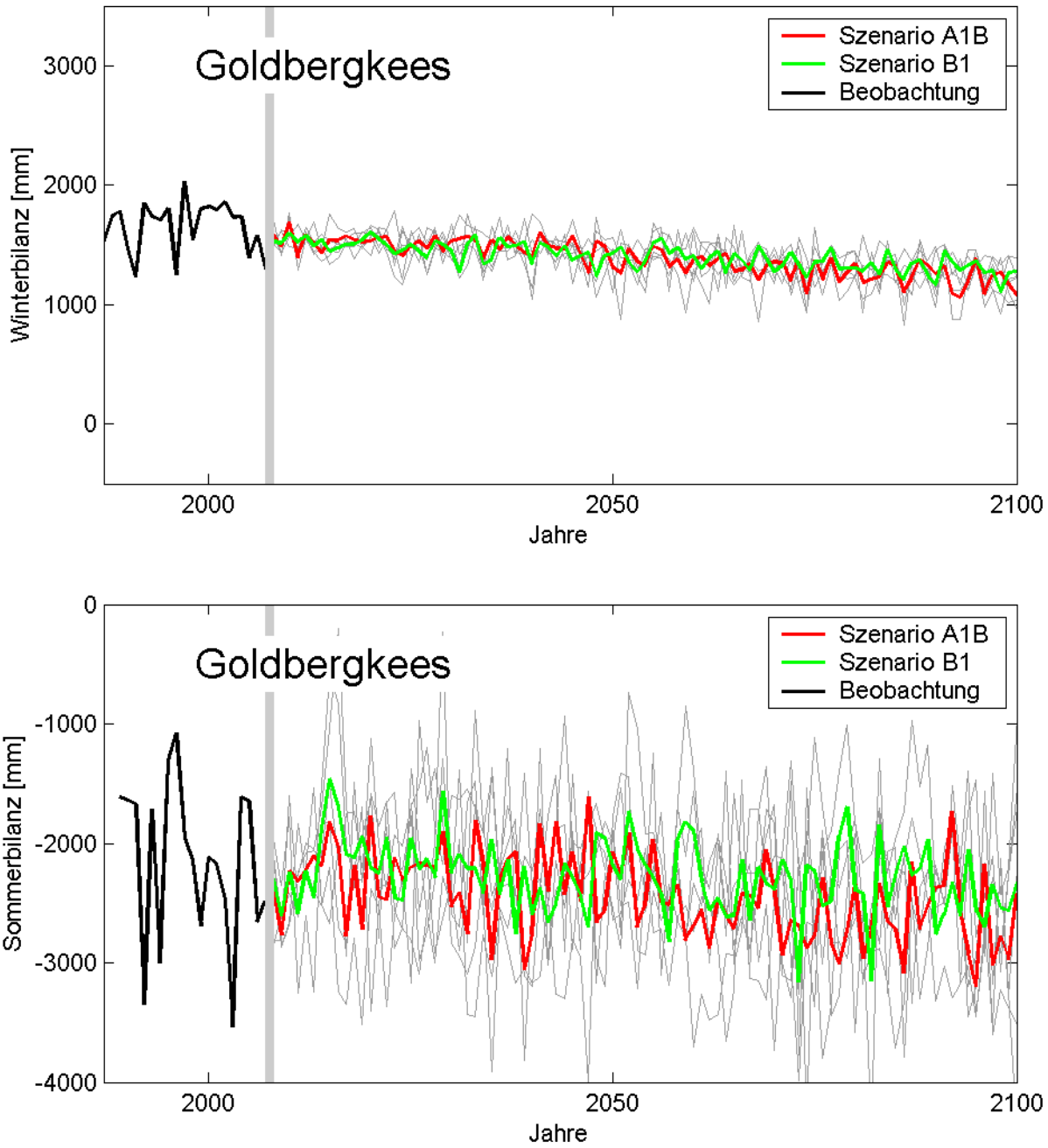


Abbildung B.4.: Messungen (schwarz) der Winterbilanz (oben) und Sommerbilanz (unten) des Goldbergkees und jeweils das Mittel über drei Ensembleläufe der Szenarien A1B (rot) und B1 (grün). Die Ensembleläufe sind in grau gezeichnet.

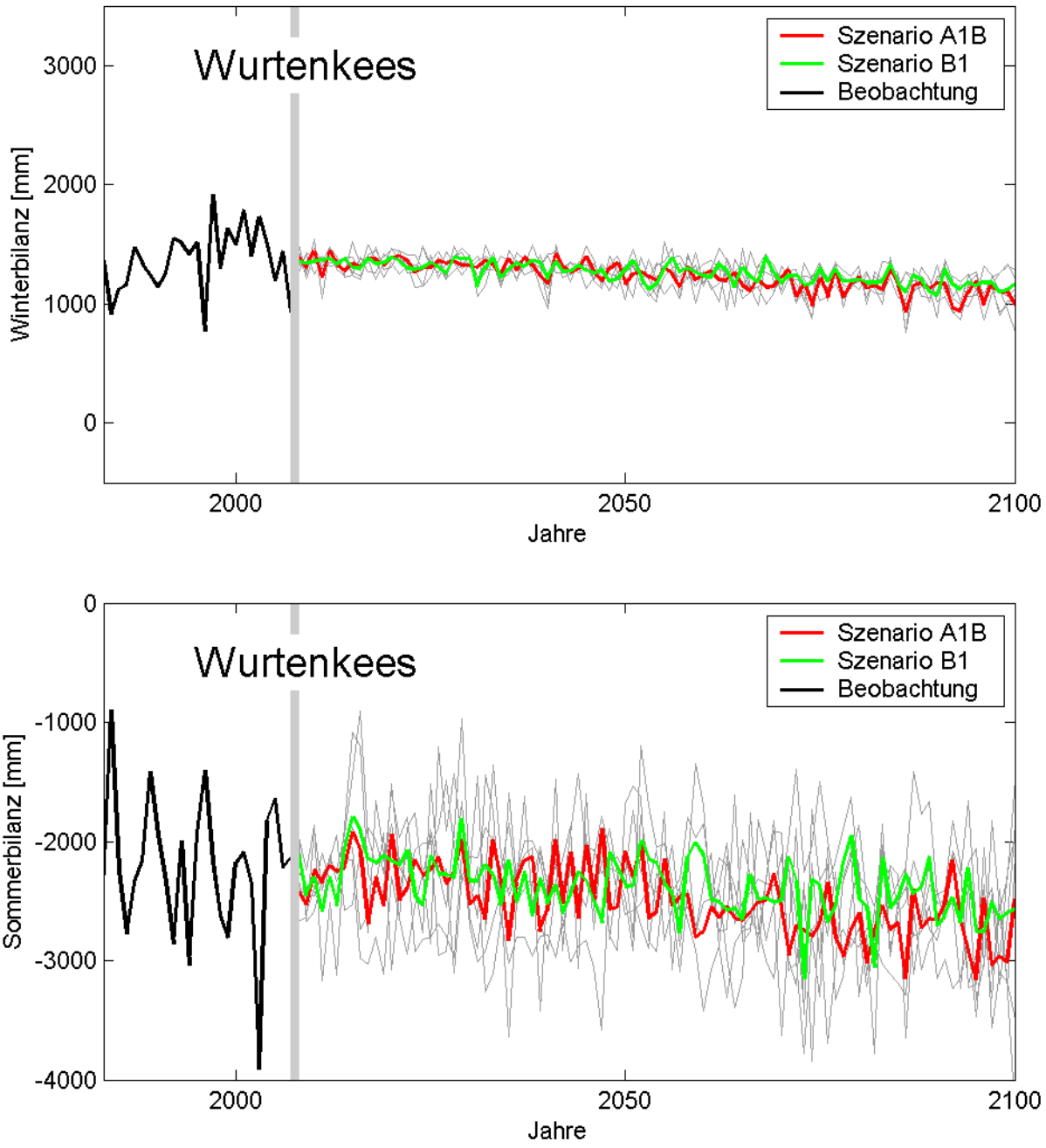


Abbildung B.5.: Messungen (schwarz) der Winterbilanz (oben) und Sommerbilanz (unten) des Wurtenkees und jeweils das Mittel über drei Ensembleläufe der Szenarien A1B (rot) und B1 (grün). Die Ensembleläufe sind in grau gezeichnet.

C. Zeitreihen der Massenbilanzen

Jahr	bw [mm]	bs [mm]	b [mm]
1989	1051	-1493	-442
1990	1157	-1583	-426
1991	780	-2223	-1443
1992	1448	-2679	-1231
1993	1278	-1649	-371
1994	1293	-2121	-828
1995	1445	-1590	-145
1996	598	-1150	-551
1997	1403	-1620	-217
1998	1020	-2340	-1320
1999	1688	-1945	-257
2000	1550	-1632	-82
2001	1418	-1480	-62
2002	1530	-2220	-671
2003	1293	-3520	-2229
2004	1330	-1560	-228
2005	850	-1825	-975
2006	1030	-2430	-1290
2007	790	-2230	-1439

Tabelle C.1.: Zeitreihe der Massenbilanz des Jamtalferners. Winterbilanz b_w, Sommerbilanz b_s und Jahresbilanz b in mm Wasseräquivalent.

Jahr	bw [mm]	bs [mm]	b [mm]	Jahr	bw [mm]	bs [mm]	b [mm]
1953	860	-1400	-540	1980	1140	-1190	-50
1954	374	-660	-286	1981	1087	-1260	-173
1955	706	-630	76	1982	790	-2030	-1240
1956	685	-960	-275	1983	1780	-2360	-580
1957	511	-700	-189	1984	1102	-1070	32
1958	599	-1580	-981	1985	1286	-1860	-574
1959	677	-1440	-763	1986	1178	-1910	-732
1960	628	-690	-62	1987	1183	-1900	-717
1961	1705	-1910	-205	1988	805	-1750	-945
1962	584	-1280	-696	1989	563	-1200	-637
1963	727	-1330	-603	1990	485	-1480	-995
1964	696	-1940	-1244	1991	1035	-2360	-1325
1965	1385	-460	925	1992	1050	-2170	-1120
1966	1184	-840	344	1993	857	-1430	-573
1967	1140	-1120	20	1994	1104	-2211	-1107
1968	858	-520	338	1995	1041	-1502	-461
1969	549	-980	-431	1996	1090	-1917	-827
1970	748	-1300	-552	1997	1053	-1644	-591
1971	800	-1400	-600	1998	1046	-2276	-1230
1972	326	-400	-74	1999	1318	-2179	-861
1973	617	-1900	-1283	2000	768	-1401	-633
1974	1105	-1050	55	2001	1335	-1508	-173
1975	1285	-1220	65	2002	1297	-1944	-647
1976	526	-840	-314	2003	1092	-2906	-1814
1977	1460	-700	760	2004	1328	-1995	-667
1978	1191	-780	411	2005	1050	-2111	-1061
1979	751	-970	-219	2006	-	-	-1516
				2007	-	-	-1798

Tabelle C.2.: Zeitreihe der Massenbilanz des Hinereisferners. Winterbilanz b_w, Sommerbilanz b_s und Jahresbilanz b in mm Wasseräquivalent.

Jahr	bw [mm]	bs [mm]	b [mm]	Jahr	bw [mm]	bs [mm]	b [mm]
1965	-	-	751	1986	870	-1678	-808
1966	1570	-938	632	1987	988	-1278	-290
1967	1292	-1209	83	1988	899	-1396	-497
1968	677	-376	301	1989	949	-1261	-312
1969	616	-923	-307	1990	855	-1423	-568
1970	916	-1140	-224	1991	912	-1991	-1079
1971	761	-1185	-424	1992	947	-1805	-858
1972	878	-741	137	1993	895	-1367	-472
1973	643	-1103	-460	1994	1031	-2059	-1028
1974	851	-621	230	1995	979	-1377	-398
1975	1131	-960	171	1996	486	-899	-413
1976	613	-563	50	1997	928	-1415	-487
1977	1190	-838	352	1998	807	-1810	-1003
1978	985	-697	288	1999	1116	-1224	-108
1979	993	-949	44	2000	1079	-1366	-287
1980	868	-728	140	2001	1139	-1363	-224
1981	936	-991	-55	2002	1013	-1279	-266
1982	1313	-2158	-845	2003	986	-3119	-2133
1983	1081	-1618	-537	2004	891	-1298	-407
1984	870	-850	20	2005	621	-1144	-523
1985	1410	-1522	-112	2006	791	-1673	-882
				2007	491	-1457	-966

Tabelle C.3.: Zeitreihe der Massenbilanz des Vernagtferners. Winterbilanz b_w, Sommerbilanz b_s und Jahresbilanz b in mm Wasseräquivalent.

Jahr	bw [mm]	bs [mm]	b [mm]
1987	1516	-	-
1988	1736	-	-
1989	1781	-1612	169
1990	1466	-1646	-180
1991	1234	-1676	-442
1992	1848	-3347	-1499
1993	1734	-1713	21
1994	1706	-2996	-1290
1995	1805	-1306	499
1996	1247	-1074	173
1997	2028	-1953	75
1998	1545	-2141	-596
1999	1804	-2692	-888
2000	1817	-2115	-298
2001	1788	-2176	-388
2002	1857	-2469	-612
2003	1734	-3540	-1806
2004	1737	-1613	132
2005	1391	-1651	-260
2006	1577	-2654	-1077
2007	1296	-2491	-1195

Tabelle C.4.: Zeitreihe der Massenbilanz des Goldbergkees. Winterbilanz b_w, Sommerbilanz b_s und Jahresbilanz b in mm Wasseräquivalent.

Jahr	bw [mm]	bs [mm]	b [mm]
1983	1361	-2394	-1033
1984	909	-895	14
1985	1124	-2235	-1111
1986	1164	-2771	-1607
1987	1473	-2342	-869
1988	1341	-2162	-821
1989	1242	-1414	-172
1990	1147	-1946	-799
1991	1257	-2330	-1073
1992	1550	-2859	-1309
1993	1512	-1997	-486
1994	1420	-3042	-1622
1995	1517	-1933	-416
1996	773	-1407	-634
1997	1918	-2161	-243
1998	1297	-2617	-1320
1999	1635	-2807	-1172
2000	1498	-2178	-680
2001	1790	-2090	-300
2002	1399	-2365	-966
2003	1732	-3909	-2177
2004	1500	-1827	-333
2005	1194	-1642	-448
2006	1441	-2219	-778
2007	936	-2143	-1207

Tabelle C.5.: Zeitreihe der Massenbilanz des Wurtenkees. Winterbilanz b_w, Sommerbilanz b_s und Jahresbilanz b in mm Wasseräquivalent.

Abkürzungsverzeichnis

Abkürzung	Beschreibung
A1B	IPCC Klimaszenario
B1	IPCC Klimaszenario
b	spezifische Jahresmassenbilanz in mm Wasseräquivalent
b_w	spezifische Wintermassenbilanz in mm Wasseräquivalent
b_s	spezifische Sommermassenbilanz in mm Wasseräquivalent
ECHAM	ECMWF + HAMburg; globales Atmosphärenmodell
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EOF	Empirische Orthogonal Funktionen
GCM	globale Klimamodelle (Global Climate Models)
GOK	Goldbergkees
HEF	Hintereisferner
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JTF	Jamtalferner
MLR	Multiple Lineare Regression
MPIOM	Max Planck Institute Ocean Model
NAO	Nord-Atlantische-Oszillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
PC	Hauptkomponenten/Zeitkoeffizienten (Principal Components)
R	Korrelationskoeffizient
R^2	erklärte Varianz
RE	Verminderung des Fehlers (Reduction of Error)
VNF	Vernagtferner
WUK	Wurtenkees

Abbildungsverzeichnis

2.1. Die Lage der betrachteten Gletscher: Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). Das Satellitenbild wurde im März 2002 aufgenommen und stammt von der Internetseite: $http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Satellite_image_of_Austria_in_March_2002.jpg$ 30
2.2. Massenbilanz des Jamtalferners. Winterbilanz blau, Sommerbilanz rot und Jahresbilanz grün. 32
2.3. Vergleich der Massenbilanzen von Hintereisferner (durchgezogene Linie) und Vernagtferner (strichliert). Winterbilanz blau, Sommerbilanz rot und Jahresbilanz grün. 34
2.4. Vergleich der Massenbilanzen von Goldbergkees (durchgezogene Linie) und Wurtenkees (strichliert). Winterbilanz blau, Sommerbilanz rot und Jahresbilanz grün. 35

3.1. Geographischer Ausschnitt in dem die atmosphärischen Parameter betrachtet werden. 39

4.1. Die Winterbilanzen der Gletscher Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). . . . 53
4.2. Die Sommerbilanzen der Gletscher Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). . . . 53
4.3. Vergleich des zeitlichen Verlaufs der ersten vier PCs des Bodendruckfeldes (oben) und der ersten und vierten PC der Schichtdicke (unten) der Reanalysedaten NCEP/NCAR (grün - teilweise kaum erkennbar) und ERA40 (rot) von Jänner 1958 bis Dezember 2001. 55
4.4. Erste EOF des Bodendruckfeldes für die Monate Jänner bis Dezember. . . 56
4.5. Zweite EOF des Bodendruckfeldes für die Monate Jänner bis Dezember. . . 58
4.6. Dritte EOF des Bodendruckfeldes für die Monate Jänner bis Dezember. . . 58

4.7. Erste EOF der spezifischen Feuchte gemittelt über 700hPa und 850hPa für die Monate Jänner bis Dezember. 59
4.8. Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Sommerbilanz des Goldbergkees. 60
4.9. Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Winterbilanz des Vernagtferners. 63
4.10. Überblick über die Szenarios der Winter- (linke Spalte) und Sommerbilanzen (rechte Spalte) der betrachteten Gletscher. 66
4.11. Szenarios der Winter- und Sommerbilanzen der betrachteten Gletscher mit Verwendung des zweitbesten Modells. 74

A.1. Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Sommerbilanz des Vernagtferners. 79
A.2. Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Winterbilanz des Jamtalferners. 80
A.3. Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Sommerbilanz des Jamtalferners. 80
A.4. Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Winterbilanz des Hintereisferners. 81
A.5. Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Sommerbilanz des Hintereisferners. 81
A.6. Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Winterbilanz des Wurtenkees. 82
A.7. Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Sommerbilanz des Wurtenkees. 82
A.8. Validierung unter Verwendung von allen Jahren für die Winterbilanz des Goldbergkees. 83

B.1. Messungen (schwarz) der Winterbilanz (oben) und Sommerbilanz (unten) des Jamtalferners und jeweils das Mittel über drei Ensembleläufe der Szenarien A1B (rot) und B1 (grün). Die Ensembleläufe sind in grau gezeichnet. 86
B.2. Messungen (schwarz) der Winterbilanz (oben) und Sommerbilanz (unten) des Hintereisferners und jeweils das Mittel über drei Ensembleläufe der Szenarien A1B (rot) und B1 (grün). Die Ensembleläufe sind in grau gezeichnet. 87

B.3. Messungen (schwarz) der Winterbilanz (oben) und Sommerbilanz (unten) des Vernagtferners und jeweils das Mittel über drei Ensembleläufe der Szenarien A1B (rot) und B1 (grün). Die Ensembleläufe sind in grau gezeichnet. 88
B.4. Messungen (schwarz) der Winterbilanz (oben) und Sommerbilanz (unten) des Goldbergkees und jeweils das Mittel über drei Ensembleläufe der Szenarien A1B (rot) und B1 (grün). Die Ensembleläufe sind in grau gezeichnet. 89
B.5. Messungen (schwarz) der Winterbilanz (oben) und Sommerbilanz (unten) des Wurtenkees und jeweils das Mittel über drei Ensembleläufe der Szenarien A1B (rot) und B1 (grün). Die Ensembleläufe sind in grau gezeichnet. . 90

Tabellenverzeichnis

2.1. Eigenschaften der Gletscher: Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). Die Exposition ist in Akkumulationsgebiet Ac und Ablationsgebiet Ab aufgeteilt. Quelle: Fluctuations of Glaciers 2000-2005, die minimale Höhe bei GOK und WUK sind eine persönliche Mitteilung von Mag. Hynek (ZAMG). 31

4.1. Korrelationskoeffizienten (R) für Jahres- (b) und Sommerbilanz (b_s), Jahres - und Winterbilanz (b_w) sowie Winter- und Sommerbilanz. Vergleichsweise wurde auch die Sommerbilanz mit dem darauffolgenden Winter korreliert (mit * gekennzeichnet). 52

4.2. Korrelationskoeffizienten (R) der Jahres- (b), Winter- (b_w) und Sommerbilanzen (b_s) der Gletscher Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). Die zur Berechnung der Korrelation betrachteten Jahre sind jeweils angegeben. . . 52

4.3. Korrelationskoeffizienten der ersten vier PCs des jeweiligen atmosphärischen Parameters der Reanalysedaten ERA40 und NCEP/NCAR. 54

4.4. Verwendete Monate, atmosphärische Parameter und Anzahl der PCs für die Modelle der Winterbilanz der Gletscher: Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). Die Abkürzungen der atmosphärischen Parameter stehen für: thick - Schichtdicke, spch - spezifische Feuchte (über 850hPa und 700hPa gemittelt), mslp - Bodendruck. Die Anzahl der PCs sind folgendermaßen verschlüsselt: 0 - atmosphärischer Parameter wurde nicht verwendet, 1 - nur erster EOF (PC) wurde verwendet, 2 - erster und zweiter EOF (PC) wurden verwendet, 3 - erster, zweiter und dritter EOF (PC) wurden verwendet. 61

4.5. Verwendete Monate, atmosphärische Parameter und Anzahl der PCs für die Modelle der Sommerbilanz. Für eine nähere Beschreibung siehe Tabelle 4.4. 62

4.6. Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s) der betrachteten Gletscher für die Kreuzvalidierung und die Validierung unter Verwendung aller Jahre für den Zeitraum der Massenbilanzmessungen am jeweiligen Gletscher sowie für den Zeitraum 1989 bis 2005 (mit * gekennzeichnet). In letzterem Zeitraum sind für alle Gletscher Daten vorhanden. 64

4.7. Die Ergebnisse der Validierung des Modell Jamtalferner angewendet auf die anderen Gletscher - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). Für die Validierung wurde die Information aller Jahre verwendet. 68

4.8. Die Ergebnisse der Validierung des Modell Hintereisferner angewendet auf die anderen Gletscher - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). Für die Validierung wurde die Information aller Jahre verwendet. . . . 69

4.9. Die Ergebnisse der Validierung des Modell Vernagtferner angewendet auf die anderen Gletscher - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). Für die Validierung wurde die Information aller Jahre verwendet. . . . 69

4.10. Die Ergebnisse der Validierung des Modell Goldbergkees angewendet auf die anderen Gletscher - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). Für die Validierung wurde die Information aller Jahre verwendet. . . . 70

4.11. Die Ergebnisse der Validierung des Modell Wurtenkees angewendet auf die anderen Gletscher - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). Für die Validierung wurde die Information aller Jahre verwendet. 71

4.12. Die Ergebnisse der Kreuzvalidierung und Validierung mit Verwendung der Information aller Jahre für das zweitbeste Modell - Korrelationskoeffizient (R), erklärte Varianz (R^2) und Reduzierung des Fehlers (RE) für Winter- (b_w) und Sommerbilanz (b_s). 72

4.13. Verwendete Monate, atmosphärische Parameter und Anzahl der PCs für das zweitbeste Modell der Winterbilanz der Gletscher: Jamtalferner (JTF), Hintereisferner (HEF), Vernagtferner (VNF), Goldbergkees (GOK) und Wurtenkees (WUK). Die Abkürzungen der atmosphärischen Parameter stehen für: thick - Schichtdicke, spch - spezifische Feuchte (über 850hPa und 700hPa gemittelt), mslp - Bodendruck. Die Anzahl der PCs sind folgendermaßen verschlüsselt: 0 - atmosphärischer Parameter wurde nicht verwendet, 1 - nur erster EOF (PC) wurde verwendet, 2 - erster und zweiter EOF (PC) wurden verwendet, 3 - erster, zweiter und dritter EOF (PC) wurden verwendet. 73

4.14. Verwendete Monate, atmosphärische Parameter und Anzahl der PCs für das zweitbeste Modell der Sommerbilanz. Für eine nähere Beschreibung siehe Tabelle 4.13. 73

C.1. Zeitreihe der Massenbilanz des Jamtalferners. Winterbilanz b_w, Sommerbilanz b_s und Jahresbilanz b in mm Wasseräquivalent. 91

C.2. Zeitreihe der Massenbilanz des Hinereisferners. Winterbilanz b_w, Sommerbilanz b_s und Jahresbilanz b in mm Wasseräquivalent. 92

C.3. Zeitreihe der Massenbilanz des Vernagtferners. Winterbilanz b_w, Sommerbilanz b_s und Jahresbilanz b in mm Wasseräquivalent. 93

C.4. Zeitreihe der Massenbilanz des Goldbergkees. Winterbilanz b_w, Sommerbilanz b_s und Jahresbilanz b in mm Wasseräquivalent. 94

C.5. Zeitreihe der Massenbilanz des Wurtenkees. Winterbilanz b_w, Sommerbilanz b_s und Jahresbilanz b in mm Wasseräquivalent. 95

Literaturverzeichnis

[Binder 2009] Binder D.: *Bestimmung der Eismächtigkeitsverteilung dreier Gletscher der Hohen Tauern auf Basis von Ground Penetrating Radar (GPR) Daten.* Diplomarbeit, Universität Wien, 2009

[Bissolli und Dittmann 2002] Bissolli P. und Dittmann E.: *Die Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD für ein empirisches Downscaling zur Erstellung von Klimakarten.* Klimastatusbericht, S.51–58, 2002.

[Böhm u.a. 2007] Böhm R., Schöner W., Auer I., Hynek B., Kroisleitner C., und Weyss G.: *Gletscher im Klimawandel: vom Eis der Polargebiete zum Goldbergkees in den Hohen Tauern.* Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, 2007.

[Deutschländer 2003] Deutschländer T.: *Über Möglichkeiten und Grenzen der statistischen Langfristprognose.* Dissertation, Universität Berlin, 2003.

[Hoinkes 1966] Hoinkes H.: *Gletscherschwankungen und Wetterlagen in den Alpen.* 9. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie, S.9–24, 1966.

[Hoinkes und Steinacker 1975] Hoinkes H. und Steinacker R.: *Zur Parametrisierung der Beziehung Klima-Gletscher.* Rivista Italians di Geofisica e Scienze Affini, vol. I, S.97–104, 1975.

[Hynek 2007] Hynek B.: *Messungen zum Energiehaushalt am Goldbergkees.* Diplomarbeit, Universität Wien, 2007.

[IPCC 2001] Climate Change 2001: Special Report on Emissions Scenarios of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Nebojsa Nakicenovic, Joseph Alcamo, Gerald Davis, Bert de Vries, Joergen Fenhann, Stuart Gaffin, Kenneth Gregory, Arnulf Grübler, Tae Yong Jung, Tom Kram, Emilio Lebre La Rovere, Laurie Michaelis, Shunsuke Mori, Tsuneyuki Morita, William Pepper, Hugh Pitcher, Lynn Price, Keywan Riahi, Alexander Roehrl, Hans-Holger Rogner, Alexei Sankovski, Michael Schlesinger, Priyadarshi Shukla, Steven Smith,

Robert Swart, Sascha van Rooijen, Nadejda Victor, Zhou Dadi Webseite, 2001. *http://www.grida.no/publications/other/ipcc_sr/?src=/climate/ipcc/emission/001.htm* aufgerufen am 25.10.08.

[Janssen 2002] Janssen F.: *Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee Möglichkeiten zur Validation und Korrektur systematischer Fehler eines regionalen Ozeanmodells.* Dissertation, Universität Hamburg, 2002.

[Kistler u.a. 1999] Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., Van den Dool V., Jenne R., und Fiorino M.: *The NCEP/NCAR 50-year Reanalysis.* 1999, Webseite *ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd51we/reanal/bams_paper.2001/reanl2.htm* aufgerufen am 28.10.08.

[Kuhn 2004] Kuhn M.: *Die Reaktion der österreichischen Gletscher und ihres Abflusses auf Änderungen von Temperatur und Niederschlag.* ÖWAW O/19 Heft 1-2, 2004.

[Kuhn und Hermann 1990] Kuhn M. und Hermann A.: *Schnee und Eis* in Baumgartner A. und Liebscher H.J.: Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie. Lehrbuch der Hydrologie Bd.1,
Kapitel 9, S.271–311, 1990.

[Matulla u.a. 2002] Matulla C., Penlap E.K. und Von Storch H.: *Empirisches Downscaling - Überblick und zwei Beispiele.* Klimastatusbericht, S.20–31, 2002.

[Matulla u.a. 2008] Matulla C., Watson E., Wagner S. und Schöner W.: *Downscaled GCM projections of winter, summer mass balance for Peyto Glacier, Alberta, Canada (2000-2100) from ensemble simulations with ECHAM5-MPIOM.* International Journal of Climatology, 2007.

[Matulla 2009] Matulla C.: *Das Klima der nächsten 100 Jahre* in alpine space - man & environment vol.6, 2009.

[Max-Planck-Institut] ECHAM Max-Planck-Institut für Meteorologie: Atmosphären-Modell.
Webseite: *http://www.mpimet.mpg.de/en/wissenschaft/modelle/echam.html* aufgerufen am 29.9.08.

[Max-Planck-Institut] MPIOM Max-Planck-Institut für Meteorologie: Ozean-Modell. Webseite: *http://www.mpimet.mpg.de/en/wissenschaft/modelle/mpiom/mpiom-description.html* aufgerufen am 29.9.08.

[McCabe u.a. 2000] McCabe G.J., Fountain A.G. und Dyurgerov M.: *Variability in Winter Mass Balance of Northern Hemisphere Glaciers and Relations with Atmospheric Circulation.* Artic, Antarctic and Alpine Research, Vol.32, S.64–72, 2000.

[NOAA] NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, stellen die NCEP/NCAR Reanalysedaten auf Ihrer Homepage zur Verfügung: http://www.cdc.noaa.gov/

[Oerlemans u.a. 1998] Oerlemans J., Anderson B., Hubbard A., Hybrechts P., Johannesson T., Knap W.H., Schmeits M., Stroeven A.P., Van de Wal R.S.W., Wallinga J. und Zuo Z.: *Modelling the response of glaciers to climate warming.* Climate Dynamics 14, S.267–274, 1998.

[Paterson 1994] Paterson W.S.B.: *The physics of glaciers.* Pergamon Pr., 3.Auflage, 1994.

[Peixoto und Oort 1992] Peixoto J.P. und Oort A.H.: *Physics of climate.* Springer-Verlag New York , 1992.

[Prinz 2007] Prinz R.: *Vergleiche von Klimainformationen aus Gletschermassenbilanzmessungen an Punkt und Fläche; Auswertungen der Massenbilanzreihen von Hintereis-, Weisbrunn- und Kesselwandferner und deren Interpretation mit Hilfe von Klimadaten.* Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 2007.

[Rasmussen und Conway 2004] Rasmussen L.A. und Conway H.: *Climate and Glacier Variability in Western North America.* American Meteorological Society, Vol.17, S.1804–1815, 2004.

[Reuter u.a. 2001] Reuter H., Hantel M. und Steinacker R.: *Meteorologie* in Bergmann L., Schaefer C. und Raith W.: Lehrbuch der Experimentalphysik, Kapitel 3, Band 7: Erde und Planeten, 2.Auflage Berlin: Walter de Gruyter, 2001.

[Schöner u.a. 2000] Schöner W., Auer I. und Böhm R.: *Climate variability, glacier reaction in the Austrian eastern Alps.* Annals of Glaciology 31, 2000.

[Schöner und Böhm 2007] Schöner W. und Böhm R.: *A statistical mass-balance model for reconstruction of LIA ice mass for glaciers in the European Alps.* Annals of Glaciology 46, 2007.

[Schöner 2009] Schöner W.: *Paläoklimainformation aus Kenngrößen der Gletschermassenbilanz - Beispiele für die Alpen seit der ausgehenden Kleinen Eiszeit.* in alpine space - man & environment vol.6, 2009.

[Shea und Marshall 2007] Shea J. und Marshall S.: *Atmospheric flow indices, regional climate, glacier mass balance in the Canadian Rocky Mountains.* International Journal of Climatology, Vol.27, S.233–247, 2007.

[von Storch u.a. 1993] von Storch H., Zorita E. und Cubasch U.: *Downscaling of Global Climate Change Estimates to Regional Scales: An Application to Iberian Rainfall in Wintertime.* American Meteorological Society, S.1161–1171, 1993.

[von Storch und Zwiers 1999] von Storch H. und Zwiers F: *Statistical Analysis in Climate Research.* Cambridge University Press, 1999.

[von Storch u.a. 1999] von Storch H., Güss S. und Heimann M.: *Das Klimasystem und seine Modellierung.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1999.

[von Storch 1999] von Storch H.: *On the Use of Ïnflationïn Statistical Downscaling.* Journal of Climate, Volume 12, S.3505-3506, 1999.

[Wilks 2006] Wilks D.S.: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences.* International Geophysics Series, Vol. 59, Academic Press, 2.Auflage, 2006.

[Yarnal 1984] Yarnal B.: *Relationship between synoptic-scale atmospheric circulation, glacier mass balance in south-western Canada during the international hydrological decade, 1965-74.* Journal of Glaciology, Vol.30, No.105, S.188–198, 1984.

[Zorita und von Storch 1999] Zorita E. und von Storch H.: *The Analog Method as a Simple Statistical Downscaling Technique: Comparison with More Complicated Methods.* American Meteorological Society, Vol.12, S.2474-2489, 1999.

sodale, jezn verschwend i no a wengl an plotz füa wos, des i gounz dringend no loswern wü:

meim papi tatat i no gern donkn füa de vün, vün frogn: na, wie gehts denn der diplomarbeit? jo, i sogs eich, des kan am nach ana weu scho recht am zager gehn! und meina mami donk i recht herzlich dafüa, doss ma mei gschreibsl duachgschaut hot, ob i z'geizig wor mit beistrich und buchstabn. und doss mei launen ausghoitn hot! :)

uuuund theresa, dounksche füa de vün, vün hirnmatsch-mails[1,2]!!! :)

[1]Hirnmatsch, der; Nebenprodukt der intensiven Beschäftigung mit verwirrend zauberhaften, widersprüchlich verständlichen, schweigend fragenden, nicht antwortendem Etwas, das als „Skript" bezeichnet wird und kleinkarierten, eigenwilligen, sich dumm stellenden, unnötige Bemerkungen auswerfenden, eifersüchtigen Latex-Editoren sowie Matlab-Programmen.

[2]Hirnmatsch-mails, die; Überschwappen des Hirnmatsches in neues Revier, oft auch gefolgt von akuten Grinseattacken des Revierbesitzers.

Lebenslauf

Name	**C**laudia Springer
Geburtsdatum	22.01.1985
Geburtsort	Wien
Staatsbürgerschaft	Österreich
Ausbildung	1991-1995 Volksschule Meißnerg., 1220 Wien 1995-2003 Realgymnasium Bernoullistr. 3, 1220 Wien 2003-2010 Studium der Meteorologie
Bisherige Tätigkeiten	
Sommer 2007	Wissenschaftliche Mitarbeit am Projekt „COPS“ im Schwarzwald (Convective and Orographically induced Precipitation Study) (Uni Wien)
August 2007	Mithilfe bei Gletschermassenbilanzmessungen (ZAMG)
Februar 2008	Snowboardlehrerin in St. Oswald
Sommersemester 2008	Tutor für Instrumentenkunde (Uni Wien)
seit Dezember 2008	Projektmitarbeiterin: “Nachhaltige Energieversorgung im Klimawandel - Super-4-Micro-Grid’ (ZAMG)
Fremdsprachen	Englisch, Niederländisch, Spanisch
Computer	Word, Excel, Power Point, LaTeX, Matlab, R, ArcGIS
Sonstiges	2000-2005 Leistungssport Rudern Teilnahme an der Junioren-Weltmeisterschaft (2001/02) Teilnahme an der U23 Weltmeisterschaft (2004, 2005) 5. Platz bei der U23 Weltmeisterschaft 2005

Wien, am 25.02.2010