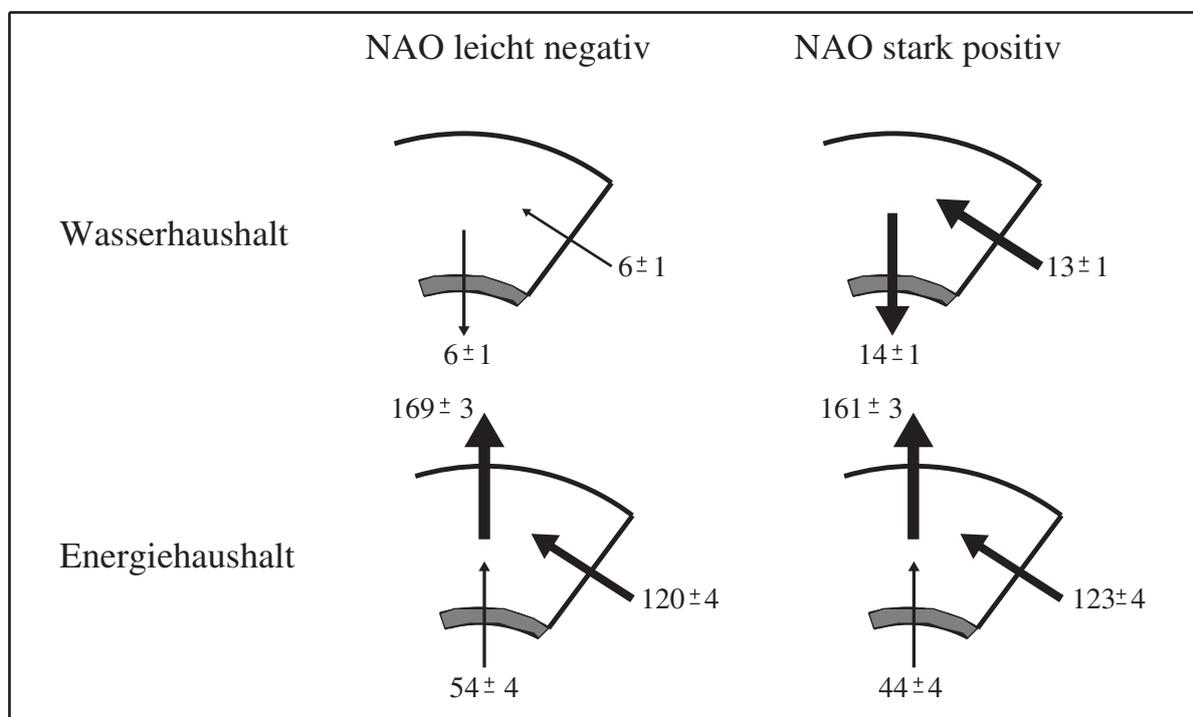




Examensarbeit Nr. 85



Der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre

von

Tido Semmler

Hamburg, April 2002

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades

Autor:

Tido Semmler

Max-Planck-Institut für Meteorologie

Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstrasse 55
D - 20146 Hamburg
Germany

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Fax: +49-(0)40-4 11 73-298
e-mail: <name>@dkrz.de
Web: www.mpimet.mpg.de

Der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von
Tido Semmler
aus Berlin

Hamburg 2002

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Frau PD Dr. K. H. Schlünzen
und Herrn Prof. Dr. H. Graßl

Hamburg, den 03.04.2002

Prof. Dr. U. Bismayer
Dekan des Fachbereichs Geowissenschaften

Der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre

Zusammenfassung

Die arktische Atmosphäre spielt als eine große Energiesenke im globalen Klimasystem eine entscheidende Rolle und beeinflusst maßgeblich das Klima der mittleren Breiten. Um die klimatologisch mittleren Wasser- und Energietransporte über die unteren, seitlichen und oberen Ränder der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N in Abhängigkeit von der Jahreszeit zu berechnen, wird das regionale Klimamodell REMO nach umfangreicher Weiterentwicklung für Studien in der Arktis verwendet. Ferner werden die Einflüsse der Nordatlantischen Oszillation und der Meereisverteilung auf den Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre untersucht. Die Nordatlantische Oszillation hat einen deutlichen Einfluss insbesondere auf den Wasserhaushalt der arktischen Atmosphäre. Es wird gezeigt, dass eine Änderung der Eisverteilung in der Arktis eine Änderung der großskaligen Zirkulation und damit eine Änderung des Klimas nicht nur in der Arktis, sondern auch in den mittleren Breiten bewirken kann.

Abstract

The Arctic plays an important role as a major sink of atmospheric energy in the global climate system and influences the climate of the midlatitudes. To calculate the climatological mean water and energy fluxes depending on the season through the lower, lateral and upper boundaries of the Arctic atmosphere north of 70° N, the regional climate model REMO is applied after substantial further development to study the Arctic. Moreover the influences of the North Atlantic Oscillation and the sea ice distribution on the water and energy budget of the Arctic atmosphere are investigated. The North Atlantic Oscillation has got a clear influence especially on the water budget of the Arctic atmosphere. It is shown, that changes in the sea ice distribution of the Arctic Ocean can cause major changes in the large scale circulation and so induce changes in the climate not only of the Arctic, but also in midlatitudes.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	vi
Abkürzungsverzeichnis	x
1 Einleitung	1
2 Stand der Forschung	3
3 REMO und seine Weiterentwicklung	7
3.1 Das bisherige Modell (REMO 4.3)	7
3.2 Bereinigung einer Inkonsistenz	12
3.3 Bestimmung des Flüssigwassergehaltes	13
3.4 Bestimmung der Meereisverteilung	14
3.5 Schneeparametrisierung über Land	17
3.6 Bodenparametrisierung	19
3.7 Bodeninitialisierung	21
4 Modellgebiet und Daten	22
4.1 Was ist die Arktis?	22
4.2 Der NAO-Index	23
4.3 Simulationszeiträume für Klimastudien	25
4.4 Bodenfelder in Landgebieten	26
4.5 Validierungsdaten	26
4.6 Vergleich verschiedener Reanalysen	29

5	Validierung der Modellergebnisse	39
5.1	Fallstudie FRAMZY	39
5.2	Klimastudien	56
5.2.1	Modellläufe	56
5.2.2	Auswertemethode	58
5.2.3	Ergebnisse	63
6	Wasser- und Energiebilanz	73
6.1	Auswertemethodik	74
6.2	Klimatologie der Flüsse	76
6.3	Abhängigkeit der Flüsse von der Zirkulation	80
6.4	Zukunft der Arktis	90
7	Schlussfolgerungen und Ausblick	97
	Danksagung	100
	Literaturverzeichnis	101

Abbildungsverzeichnis

3.1	Profile der kritischen relativen Feuchte	14
3.2	Vergleich zwischen der aus ECMWF-Oberflächentemperaturen diagnostizierten und der aus Satellitendaten bestimmten Eisverteilung für den 4. Juli 1983	15
3.3	Berechnung der Energieflüsse in der originalen und modifizierten Schneeparametrisierung	18
4.1	Orographie in den Modellgebieten für Klima- und Fallstudien . . .	24
4.2	NAO-Index für die Jahre 1821 bis 1997	25
4.3	Lage der Messstationen für Erdbodentemperaturen in Alaska . . .	28
4.4	Vergleich der gemessenen und der aus ECMWF-Reanalysen und NCEP-Reanalysen ermittelten Monatsmittelwerte der 2 m-Temperatur und des reduzierten Luftdrucks für Januar 1988 bis Dezember 1990	31
4.5	Jahresgang der 2 m-Temperatur, des Niederschlags, der Gesamtbewölkung und der Globalstrahlung nördlich von 70° N aus den ECMWF-Reanalysen, den NCEP-Reanalysen und den Beobachtungen aus dem Arctic Meteorology and Climate Atlas	32
4.6	Vertikalprofile der Temperatur aus ECMWF- und NCEP-Reanalysen sowie aus Beobachtungen als zonale Mittel über 70° N . . .	35
4.7	Vertikalprofile der spezifischen Feuchte aus ECMWF- und NCEP-Reanalysen sowie aus Beobachtungen als zonale Mittel über 70° N	36
4.8	Monatsmittel des reduzierten Luftdruckes im Januar 1992 in REMO mit ECMWF-Antrieb und REMO mit NCEP-Antrieb	38
5.1	Eisverteilung aus REMO und aus Beobachtungen vom Norwegischen Meteorologischen Institut	40

5.2	Zyklonenzugbahn aus ECMWF-Reanalysen und REMO-Ergebnissen vom 17. bis 20. April 1999	41
5.3	Temperatur in 850 hPa und Geopotential in 500 hPa in den ECMWF-Analysen und REMO-Ergebnissen am 20.4.1999, 6 UTC	42
5.4	Reduzierter Luftdruck und Eiskante in den ECMWF-Analysen und REMO-Ergebnissen am 20.4.1999, 6 UTC	43
5.5	Flugstrecken am 10., 12., 14., 18. und 19. April 1999 nach G. Müller	45
5.6	Windvektoren am 10., 12., 14., 18. und 19. April 1999 aus den Flugzeugmessungen nach G. Müller	47
5.7	Windvektoren in 10 m Höhe in REMO zu den Flugterminen	48
5.8	Gesamtbewölkung in REMO zu den Flugterminen	49
5.9	Differenzen der Temperatur, der spezifischen Feuchte und der Windgeschwindigkeit zwischen REMO-Ergebnissen und Messungen in Abhängigkeit der Flughöhe	52
5.10	Mittelwerte der Temperatur, der spezifischen Feuchte und der Windgeschwindigkeit über sämtliche Messungen und die entsprechenden REMO-Ergebnisse für jeden Flugtag	53
5.11	Mittelwerte der Wärme-, Impuls-, Strahlungsflüsse, Albeden und Oberflächentemperaturen über sämtliche Messungen unterhalb von 100 m und die entsprechenden REMO-Ergebnisse für jeden Flugtag	54
5.12	Relative Bodenfeuchte bezogen auf die Feldkapazität nach unterschiedlichen Initialisierungsmethoden am 1. Oktober 1984, 00 Uhr UTC	59
5.13	Monatsmittel des reduzierten Luftdruckes und der Temperatur in 850 hPa im Dezember 1984 in REMO mit ECMWF-Antrieb bei Initialisierung am 1. Juli 1983 und am 1. Oktober 1984	61
5.14	Unterteilung der Arktis in vier Gebiete	62
5.15	Jahresgang des Niederschlages aus REMO-Simulation A als Mittel über ein Jahr mit leicht negativem und ein Jahr mit stark positivem NAO-Index und als Zehnjahresmittel	64
5.16	Jahresgang der Globalstrahlung aus REMO-Simulation A als Mittel über ein Jahr mit leicht negativem und ein Jahr mit stark positivem NAO-Index und als Zehnjahresmittel	65
5.17	Jahresgang der Globalstrahlung aus REMO-Simulationen und Beobachtungen	66

5.18	Vertikalprofile des Flüssigwassergehaltes aus REMO-Simulationen als Gebietsmittel über den Bereich nördlich von 70° N	67
5.19	Jahresgang der Gesamtbewölkung aus REMO-Simulationen und Beobachtungen	68
5.20	Jahresgang der 2 m-Temperatur aus REMO-Simulationen und Beobachtungen	69
5.21	Jahresgang des Niederschlages aus REMO-Simulationen und Beobachtungen	70
5.22	Jahresgang der Schneehöhe über Land aus REMO-Simulationen und Beobachtungen	71
5.23	Mit REMO simulierte Erdbodentemperaturen von Dezember 1984 bis November 1985 am Nordhang von Alaska im Vergleich zu Messungen	72
6.1	Wasserhaushalt der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N aus REMO und aus Beobachtungen als Jahresmittel und als saisonale Mittel	77
6.2	Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N aus REMO und aus Beobachtungen als Jahresmittel und als saisonale Mittel	78
6.3	Reduzierter Luftdruck aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ und Unsicherheit des Modells	81
6.4	Geopotential in 500 hPa aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ und Unsicherheit des Modells	83
6.5	Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89)	84
6.6	P-E aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ und Unsicherheit des Modells	85

6.7	Temperatur in 2 m Höhe aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ und Unsicherheit des Modells	87
6.8	Niederschlag aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ und Unsicherheit des Modells	88
6.9	Verdunstung aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ und Unsicherheit des Modells	89
6.10	Meereisverteilung in Kontroll- und Szenariolauf	90
6.11	Reduzierter Luftdruck aus REMO als Mittel über die Sommermonate im Jahr 1985 in Kontroll- und Szenariolauf, Differenz Szenariolauf minus Kontrolllauf und Unsicherheit des Modells	92
6.12	Geopotential in 500 hPa aus REMO als Mittel über die Sommermonate im Jahr 1985 in Kontroll- und Szenariolauf, Differenz Szenariolauf minus Kontrolllauf und Unsicherheit des Modells	93
6.13	Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N aus REMO als Mittel über die Sommermonate im Jahr 1985 in Kontroll- und Szenariolauf	94
6.14	Niederschlag aus REMO als Mittel über die Sommermonate im Jahr 1985 in Kontroll- und Szenariolauf, Differenz Szenariolauf minus Kontrolllauf und Unsicherheit des Modells	95

Abkürzungsverzeichnis

AARI	Arctic and Antarctic Research Institute
AMAP	Arctic Monitoring and Assessment Programme
AO	Arktische Oszillation
ARCMIP	ARCTic Model Intercomparison Project
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BALTEX	BALTic sea EXperiment
CLIMPACT	Regional Climate Modelling and Integrated Global Change Impact Studies in the European Arctic
cm	Zentimeter
CRYSYS	CRYosphere SYStem in Canada
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
DWD	Deutscher WetterDienst
E	Verdunstung
ECHAM-3	European Centre HAMBurg Model Version 3
ECHAM-4	European Centre HAMBurg Model Version 4
ECMWF	European Centre for Medium range Weather Forecasts
EOF	Empirische OrthogonalFunktion
F_B	Wärmestrom durch die Schneeschicht
$F_K W$	kurzwellige Strahlungsbilanz
F_L	latenter Wärmefluss
$F_L W$	langwellige Strahlungsbilanz

F_S	sensibler Wärmefluss
FRAMZY	Fram Strait Cyclone Experiment
GCM	General Circulation Model
gpdm	geopotentielle Dekameter
gpm	geopotentielle Meter
HIRHAM	High-Resolution Hamburg Model
HOPE	Hamburg Ocean Primitive Equation model
K	Kelvin
m	Meter
mm	Millimeter
MPI	Max-Planck-Institut
NAO	NordAtlantische Oszillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
P	Niederschlag
P-E	Niederschlag minus Verdunstung
PIDCAP	Pilot study of Intense Data Collection and Analyses of Precipitation
REMO	REgionales KlimaMOdell
SHEBA	Surface HEat Budget of the Arctic ocean
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
T_B	Temperatur der obersten Bodenschicht
T_{SM}	Schneeschichtmitteltemperatur
T_{SO}	Schneeoberflächentemperatur
UAF	University of Alaska Fairbanks
WCRP	World Climate Research Programme

Kapitel 1

Einleitung

Die Arktis spielt in der globalen Zirkulation eine entscheidende Rolle. Sie ist aufgrund der sehr geringen Sonneneinstrahlung eine Hauptsenke für Energie innerhalb des globalen Klimasystems [Nakamura et al., 1988]. Wegen der schwierigen Lebens- und Arbeitsbedingungen ist die Arktis ein Gebiet, das im Vergleich zu anderen Regionen der Welt wenig erforscht ist. Selbst an Land ist die Dichte meteorologischer Beobachtungsstationen nur gering. Auf dem arktischen Ozean ist die Situation noch schlechter. Hier werden nur räumlich begrenzte und sporadische Messkampagnen durchgeführt. Die Arktis ist außerdem ein Gebiet, von dem angenommen wird, dass es bei möglichen globalen Klimaänderungen besonders sensitiv reagiert [The Polar Group, 1980; Barry et al., 1993]. Daher ist es wichtig, die derzeitigen Prozesse in der arktischen Atmosphäre und ihre Funktion innerhalb der globalen Zirkulation zu verstehen.

Ziel dieser Arbeit ist es, die Feuchte- und Energieflüsse abzuschätzen, die aus den mittleren Breiten, von der Erdoberfläche (Land und Meer) sowie vom Oberrand der Atmosphäre in die arktische Atmosphäre gelangen und umgekehrt aus ihr heraus fließen. Auf diese Weise soll der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre untersucht und damit ein wesentlicher Beitrag zum Verständnis der Klimaprozesse in der Arktis geleistet werden. Der Wasser- und Energiehaushalt wird in Abhängigkeit von der Jahreszeit sowie von der Nordatlantischen Oszillation (NAO) bestimmt. Hierbei geht es darum, zu klären, ob die großräumige Zirkulation einen signifikanten Einfluss auf den Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre hat und inwieweit eine mögliche Veränderung der Zirkulation das Klima der Arktis nachhaltig beeinflussen kann. Außerdem wird untersucht, wie sich der Wasser- und Energiehaushalt bei einer möglichen Verringerung der Ausdehnung und Dicke arktischen Meereises verändern kann.

Diese Untersuchungen werden mit dem regionalen Klimamodell REMO [Jacob et al., 1995; Jacob et al., 1997] durchgeführt, das bereits erfolgreich zur Si-

mulation des Wasserhaushaltes des Ostsee-einzugsgebietes verwendet worden ist [Jacob, 2001; Jacob et al., 2001]. Im Gegensatz zu den wenigen Beobachtungen, die vor allem lokale Effekte erfassen, sowie grob aufgelösten globalen Klimamodellen und Reanalysen ist ein regionales Modell in der Lage, mesoskalige Strukturen zu simulieren. Die Messstationen liegen bevorzugt in flachem, niedrig gelegenen Gelände, was zu systematischen Fehlern führen kann, da es in gebirgigen Regionen Steigungsniederschläge sowie niedrigere Temperaturen und mehr Schnee als in flachem, tiefer gelegenen Gelände gibt. Durch die grobe Auflösung der globalen Klimamodelle und Reanalysen sind untere Randbedingungen wie die Orographie und die Meereisverteilung nicht richtig repräsentiert, so dass auch hier systematische Fehler z. B. beim Niederschlag, bei der Schneebedeckung und bei Strahlungsflüssen auftreten können. Aufgrund der Nichtlinearität atmosphärischer Prozesse sind die Ergebnisse grob aufgelöster globaler Klimamodelle und Reanalysen auch im großräumigen Mittel nicht notwendigerweise gleich denen eines regionalen Klimamodells. Ferner ist es mit Reanalysen nicht möglich, Klimaänderungsstudien durchzuführen. Ein regionales Klimamodell bietet die Möglichkeit, einen konsistenten, hochaufgelösten Datensatz der verschiedenen für den Wasser- und Energiehaushalt relevanten Größen zu erzeugen.

Zunächst wird ein Überblick über bisherige Untersuchungen zum Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre gegeben, die mit vielfältigen Methoden auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen durchgeführt worden sind (Kapitel 2). Außerdem wird in diesem Kapitel ein kurzer Einblick in derzeitige Bemühungen der Verbesserung regionaler Klimamodelle für die Arktis gegeben. Im Rahmen dieser Arbeit ist REMO bedeutend weiterentwickelt worden; verschiedene, insbesondere in kalten Regionen wichtige Prozesse wie z. B. die Schneeschmelze sowie das Gefrieren und Auftauen des Bodens werden nun physikalisch realistischer simuliert. REMO und seine Weiterentwicklung werden in Kapitel 3 beschrieben. Das in dieser Studie verwendete Modellgebiet, die Eingabedaten für REMO und die für die Auswertung benötigten Daten werden in Kapitel 4 erläutert. In Kapitel 5 werden Modellergebnisse mit Beobachtungen verglichen. Durch die sukzessive Verwendung der modifizierten Parametrisierungen in Sensitivitätsstudien kann der Einfluss jeder einzelnen Modellveränderung beurteilt werden. Kapitel 6 widmet sich dem Klima der Arktis im Hinblick auf den Wasser- und Energiehaushalt in Abhängigkeit von Jahreszeit und großräumiger Zirkulation und stellt die Ergebnisse eines Szenariolaufes mit verringerter Meereisdicke und -ausdehnung in der Arktis dar. Ein Ausblick auf zukünftige Arbeiten wird in Kapitel 7 gegeben.

Kapitel 2

Stand der Forschung

Feuchte und Wärme sind über die Phasenumwandlungen von Wasser und die dabei freiwerdende oder benötigte Energie sowie über die Wechselwirkungen zwischen dem Wasserdampf- und Flüssigwassergehalt und der Strahlung unmittelbar miteinander verknüpft. In bisherigen Arbeiten sind unterschiedliche Methoden zur Bestimmung einzelner Komponenten des Wasser- und Energiehaushaltes der arktischen Atmosphäre verwendet worden.

Satelliten- und Radiosondendaten sind verwendet worden, um die zeitliche Änderung der Gesamtenergie der arktischen Atmosphäre, den Strahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre sowie die Energieflüsse über den Breitenkreis 70° N zu bestimmen [Nakamura et al., 1988]. Der Energiefluss durch die Erdoberfläche ist dabei nur als Residuum abgeschätzt worden. Im Jahresmittel kommt nach dieser Studie ungefähr so viel Energie durch die seitlichen Ränder in die Arktis hinein wie durch den Oberrand der Atmosphäre abgegeben wird. Der Wärmestrom von der Erdoberfläche in die Atmosphäre ist dagegen vernachlässigbar; er ist im Jahresmittel zwei Größenordnungen kleiner als die anderen beiden Energieflüsse. Allerdings spielt der Energiefluss durch den unteren Rand der Atmosphäre, der durch die Erd-, Wasser-, Schnee-, Gletscher- oder Eisoberfläche gegeben sein kann, bei Betrachtung des jahreszeitlichen Verlaufs eine größere Rolle. Dieser Energiefluss führt im Sommer zu einem Energietransport aus der Atmosphäre nach unten und im Winter zu einem Energietransport in die Atmosphäre nach oben. Während der Energietransport durch die seitlichen Ränder im Jahresverlauf nur wenig schwankt, gibt es beim Energietransport durch den Oberrand der Atmosphäre einen ausgeprägten Jahresgang. Im Sommer fließt trotz der ganztägigen Sonneneinstrahlung Energie durch den Oberrand der Atmosphäre ab, wobei der Energieabfluss im Winter um eine Größenordnung größer als im Sommer ist.

Wendler et al. [1989] haben für einzelne Landstationen in der Arktis und Antarktis sommerliche Energieflüsse an der Erdoberfläche bestimmt. Sie nut-

zen Strahlungs-, Wind- und Temperaturmessungen in verschiedenen Höhen bis zu 4 m über dem Erdboden sowie Temperaturmessungen im Erdboden. Sie haben deutliche Unterschiede zwischen arktischen und antarktischen Strahlungs- und Wärmeflüssen festgestellt. Diese werden durch einen höheren Feuchtegehalt, höhere Temperaturen sowie eine niedrigere Albedo in der Arktis im Vergleich zur Antarktis hervorgerufen.

In Curry et al. [1992] und Curry et al. [1996] ist der Einfluss der Bewölkung auf die Strahlung am Erdboden sowie am Oberrand der Atmosphäre modelliert worden. In die Modellierung sind Daten des Bewölkungsgrades, der optischen Dicke der Bewölkung sowie der mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolken eingegangen. Diese Parameter sind zunächst aus den wenigen vorhandenen Beobachtungen abgeschätzt worden. Anschließend sind die Parameter so angepasst worden, dass die modellierten Strahlungsflüsse mit denen aus Marshunova [1961] und Barkstrom et al. [1990] gut übereinstimmen. Auf diese Weise ist ein konsistenter Datensatz von Strahlungsparametern erzeugt worden, der als Arbeitsbasis dienen kann, jedoch nicht den Anspruch haben kann, die Charakteristik arktischer Bewölkung und Strahlung exakt zu beschreiben. Die in globalen Klimamodellen simulierte Bewölkung und Strahlung in der Arktis ist ebenfalls mit einer großen Unsicherheit behaftet, da verschiedene Modelle unterschiedliche Simulationen dieser Parameter liefern.

Die langwellige Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre lässt sich aus den Infrarot-Kanälen des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) bestimmen. Über wolkenfreien Gebieten des arktischen Ozeans sind Oberflächentemperaturen des arktischen Meereises mit einem radiometrischen Modell der Atmosphäre, das typische Temperatur- und Feuchteprofile der Atmosphäre aus Radiosondenprofilen von Messkampagnen der ehemaligen Sowjetunion beinhaltet, berechnet und eine Abschätzung der sensiblen Wärmeflüsse an der Oberfläche durchgeführt worden [Lindsay et al., 1994].

Von Serreze et al. [1995] sind die vertikalen Wasserdampf- und Temperaturverteilungen in 70° N sowie der horizontale Feuchtigkeitsfluss durch die gedachte vertikale Fläche, die sich in 70° N vom Boden in die Atmosphäre hinein erstreckt, untersucht worden. Grundlage für diese Untersuchung sind Profile von etwa 60 Radiosondenstationen zwischen 65° N und 78° N, an denen über 20 bis 30 Jahre ein- bis viermal täglich Radiosondenaufstiege durchgeführt worden sind. Aus dieser klimatologischen Untersuchung haben sich folgende, insbesondere für den Wasserhaushalt der arktischen Atmosphäre wichtigen Punkte ergeben: Die Summe aus Wasserdampf und Flüssigwasser weist einen ausgeprägten Jahresgang mit einem Minimum im Januar und Februar und einem Maximum im Juli auf. Mit zunehmender Höhe nimmt der Wasserdampfgehalt ungefähr linear ab. In allen Monaten ist der meridionale Wasserdampftransport über 70° N außer in Erdbodennähe polwärts gerichtet, obwohl der meridionale Wind in der unteren und mittleren

Atmosphäre im Mittel äquatorwärts weht. Der maximale Wasserdampftransport findet dabei im September statt. Mit Hilfe der zeitlichen Änderung der Summe aus Wasserdampf und Flüssigwasser sowie des meridionalen Wasserdampftransportes ist auch die Differenz zwischen Niederschlag (P) und Verdunstung (E) im Gebiet nördlich von 70° N abgeschätzt worden, wobei der meridionale Flüssigwassertransport vernachlässigt worden ist. Das von den mittleren Breiten in die arktische Atmosphäre transportierte Wasser fällt als Niederschlag wieder aus, so dass P in allen Jahreszeiten größer als E ist. Die Differenz P-E weist im Februar ein Minimum und im September ein Maximum auf.

Brümmer [1997] hat Masse-, Wasserdampf-, Flüssigwasser- und Wärmebilanzen der atmosphärischen Grenzschicht für Kaltluftausbrüche vom arktischen Meereis zum Wasser berechnet. Er hat dafür Flugzeugmessungen der Temperatur, Feuchte und Windkomponenten verwendet und speziell die Abhängigkeit von der Entfernung zur Eiskante untersucht. Wärme, Wasserdampf und Wasser werden aus der Grenzschicht in die freie Atmosphäre transportiert. Kondensation in Wolken, Verdunstung von der Wasseroberfläche sowie Niederschlag vergrößern sich stromabwärts bis in über 300 km Entfernung von der Eiskante.

Serreze et al. [2000a] haben eine Niederschlagsklimatologie für den arktischen Raum erstellt und diese mit Reanalysen (nach einheitlichen Methoden durchgeführte Analysen für einen längeren Zeitraum) vom European Centre for Medium range Weather Forecasts (ECMWF) und vom National Center for Environmental Prediction (NCEP) verglichen. Dabei haben sie eine von Legates et al. [1990] erstellte globale Niederschlagsklimatologie, die sich bereits auf mehrere Datenquellen stützt, in der Arktis mit zusätzlichen Beobachtungen aufgefüllt. Da die globale Niederschlagsklimatologie nicht primär für die Arktis erstellt worden ist und hier nicht sämtliche verfügbaren Messungen beinhaltet, ergeben sich in der überarbeiteten Klimatologie deutlich höhere Niederschläge in Polnähe, in Kanada und in Sibirien. Verglichen mit der überarbeiteten Klimatologie sind die Niederschläge aus den ECMWF-Reanalysen realistischer als die aus den NCEP-Reanalysen.

Auch mit regionalen Klimamodellen ist bereits der Versuch unternommen worden, arktisches Klima zu simulieren. Dethloff et al. [1996] haben Modellsimulationen für Januar und Juli 1990 mit dem High-Resolution Hamburg Model (HIRHAM) durchgeführt, das mit physikalischen Parametrisierungen des globalen Klimamodells ECHAM-3 rechnet. Sie haben die Ergebnisse mit Beobachtungen validiert und dabei die Notwendigkeit der Verbesserung insbesondere der Strahlungsparametrisierung und der Beschreibung der Meereisdicke und -konzentration festgestellt. Rinke et al. [1997] haben HIRHAM auch mit den physikalischen Parametrisierungen der Nachfolgeversion dieses Globalmodells (ECHAM-4) für die gleichen Monate angewendet, woraus sich entscheidende Verbesserungen bezüglich der Simulation der Strahlung ergeben haben. Einige Jahre später haben Rinke

et al. [1999] durch Modellrechnungen mit HIRHAM für elf Januarmonate eine Januarklimatologie für die Arktis erstellt.

Zur Zeit wird in vielen Instituten an der Entwicklung von physikalischen Parametrisierungen für regionale Klimamodelle der Arktis gearbeitet, um die Prozesse in diesem einerseits für das globale Klima wichtigen und andererseits durch meteorologische Beobachtungsstationen schlecht abgedeckten Gebiet besser zu verstehen. Um diese Bemühungen zu unterstützen, ist das ARCTic Model Intercomparison Project (ARCMIP) ins Leben gerufen worden, in dem unterschiedliche Parametrisierungen getestet und untereinander und mit Beobachtungen verglichen werden sollen [Flato et al., 2001].

Insgesamt sind also mit mannigfaltigen Methoden, von denen hier nur eine Auswahl vorgestellt worden ist, viele Einzelkomponenten des Wasser- und Energiehaushaltes der arktischen Atmosphäre untersucht worden. Allerdings lässt sich hieraus kein konsistenter Datensatz erstellen, da die Methoden zu unterschiedlich sind und teilweise große Unsicherheiten beinhalten, die zum Beispiel durch die Berechnung einiger Parameter als Residualwerte oder durch das dünne Beobachtungsnetz hervorgerufen werden.

Kapitel 3

REMO und seine Weiterentwicklung

3.1 Das bisherige Modell (REMO 4.3)

REMO ist ein numerisches, dreidimensionales, hydrostatisches Modell, das aus dem Europa-Modell des Deutschen Wetterdienstes (DWD) hervorgegangen ist [Majewski, 1991]. Die prognostischen Variablen des Modells sind die horizontalen Windkomponenten, der Bodendruck, Temperatur, spezifische Feuchte sowie Flüssigwassergehalt.

In REMO wird ein sogenanntes rotiertes Koordinatensystem verwendet. Das bedeutet, dass der Äquator des rotierten Systems durch die Mitte des Modellgebietes gelegt wird, um zu vermeiden, dass die Gitterzellen insbesondere in Polnähe stark unterschiedliche Ausdehnungen bekommen. Die Vertikalkoordinate des Modells ist durch ein hybrides System definiert, das oberhalb von 50 hPa mit dem reinen p-System übereinstimmt (Definition der Variablen auf Druckflächen) und sich darunter mit abnehmendem Abstand vom Boden an das σ -System annähert (Definition der Variablen auf Flächen gleichen Verhältnisses von Luftdruck zu Bodenluftdruck) und daher in Bodennähe der Orographie folgt. Auf diese Weise werden die Vorteile des reinen p-Systems und des reinen σ -Systems kombiniert: Die untere Randbedingung kann exakt formuliert werden, da der Boden grundsätzlich die Untergrenze der unteren Atmosphärenschicht repräsentiert. Ferner kann in der oberen Troposphäre und Stratosphäre das Problem numerischer Störungen der in der Realität quasihorizontalen Strukturen umgangen werden [Majewski et al., 1995].

Für die horizontale Diskretisierung der Modellgleichungen wird das Arakawa-C-Gitter verwendet, das eine genaue Simulation des geostrophischen Anpassungsprozesses erlauben und numerischen Lärm der zweifachen Gitterweite vermeiden

soll [Majewski et al., 1995, S. II.1-1]. Sämtliche Variablen außer den horizontalen Windkomponenten sind in der Mitte einer Gitterbox definiert. Die zonale Windkomponente ist um die Hälfte einer Gitterbox nach Osten und die meridionale Windkomponente um die Hälfte einer Gitterbox nach Norden versetzt (jeweils im rotierten Koordinatensystem). Somit liegen die Windkomponenten auf den Boxflächen. Die vertikale Diskretisierung beruht auf Simmons et al. [1981]. Dabei sind ebenfalls einige Variablen in der Mitte einer Gitterbox (auf den Hauptflächen) definiert und andere am Rand einer Gitterbox (auf den Nebenflächen). Das Geopotential, die Vertikalbewegung und die vertikalen turbulenten Flüsse werden den Nebenflächen zugeordnet, alle anderen Variablen den Hauptflächen. Die zeitliche Diskretisierung wird mit dem Leap-Frog-Schema und dem Asselin-Filter zur Glättung des zeitlichen Verlaufs durchgeführt.

Ein regionales Modell muss grundsätzlich initialisiert und während der gesamten Simulation mit unteren, seitlichen und oberen Randwerten versorgt werden. Bei der Initialisierung müssen sämtliche prognostischen Atmosphärenfelder (horizontale Windkomponenten, Temperatur, spezifische Feuchte, Flüssigwassergehalt) auf allen Modellflächen vorgegeben werden. Zusätzlich werden der Bodendruck, die Oberflächentemperatur (Erdboden oder Meer), die Erdbodentemperaturen für fünf verschiedene Schichten bis in 10 m Tiefe, Bodenfeuchte, Schneedicke und -temperatur sowie der sogenannte Skin-Reservoir-Inhalt (die Wassermenge, die die Vegetation an ihren Oberflächen speichert) benötigt.

Im Rahmen dieser Arbeit ist entdeckt worden, dass die Bodenfeuchte bei Antrieb mit ECMWF-Reanalysen bisher zu trocken initialisiert worden ist. Während in REMO unterschiedliche Bodentexturen mit verschiedenen Feldkapazitäten und Porenvolumina berücksichtigt werden, sind Feldkapazität und Porenvolumen in den ECMWF-Reanalysen einheitlich. Die Feldkapazität bezeichnet die Wassermenge, die in einem ursprünglich gesättigten Boden nach einigen Tagen Drainage durch kapillare Kräfte gehalten worden ist. Das Porenvolumen ist die Wassermenge, die ein gesättigter Boden enthält oder die im Boden enthalten ist, wenn sämtliche Poren mit Wasser gefüllt sind.

Die Bodenfeuchte ist in REMO initialisiert worden, indem aus den ECMWF-Reanalysen eine relative Bodenfeuchte bezogen auf das Porenvolumen berechnet worden ist. Diese relative Bodenfeuchte ist anschließend mit der von der Bodentextur abhängigen Feldkapazität in REMO multipliziert worden. Dadurch ist die Initialisierung der Bodenfeuchte bisher zu trocken gewesen. Bodenfeuchten über 70% der Feldkapazität sind bei der Initialisierung nicht möglich gewesen, da die Feldkapazität in den ECMWF-Reanalysen etwa 70% des Porenvolumens beträgt und die Bodenfeuchte nur kurzfristig größer sein kann als die Feldkapazität. Die Behebung dieses Problems wird in Abschnitt 3.7 beschrieben.

Als untere Randwerte werden alle sechs Stunden die Meeresoberflächentemperaturen und in der vorliegenden Arbeit zusätzlich die Meereisverteilung (s. Ab-

schnitt 3.4), als seitliche Randwerte die prognostischen Atmosphärenfelder und die Bodendruckverteilung vorgegeben. Die seitlichen Randwerte beeinflussen dabei die äußeren acht Reihen des Modellgebietes in der Weise, dass diese in der äußersten Reihe fest vorgegeben werden und in den angrenzenden sieben Reihen ihr Einfluss zum Modellgebietsinneren hin exponentiell abnimmt.

Außerdem benötigt REMO einige während der Simulation konstant gehaltene Bodenfelder: Die Orographie, die Varianz der Orographie, die es aufgrund der räumlichen Variation innerhalb einer Gitterzelle gibt, die Land-Meer-Verteilung, die Bodenrauheitslänge, die Bodentextur (Unterscheidung zwischen Sand, Lehm, Ton oder deren Mischformen), die Bodenhintergrundalbedo, den Vegetationsanteil, den Waldanteil, den Blattflächenindex und die Feldkapazität des Bodens.

Am oberen Modellgebietsrand wird in REMO wie im Europa-Modell des DWD die so genannte abstrahlende obere Randbedingung verwendet [Klemp et al., 1983 und Bougeault, 1983]. Diese vermeidet in regionalen Modellen die Ausbildung interner Schwerewellen, die bei der in grob aufgelösten hydrostatischen Modellen häufig verwendeten oberen Randbedingung einer verschwindenden Vertikalgeschwindigkeit entstehen würden. Die abstrahlende obere Randbedingung beinhaltet die Linearisierung der Modellgleichungen, eine konstante statische Stabilität, eine konstante Grundströmung sowie die Vernachlässigung der Corioliskraft im obersten Bereich der Atmosphäre. Ferner muss der Strahlungsfluss der einfallenden Solarstrahlung am Oberrand der Atmosphäre in Abhängigkeit von Region, Jahreszeit und Tageszeit vorgegeben werden.

REMO kann alternativ mit den physikalischen Parametrisierungen des Europa-Modells des DWD und mit denen des globalen Klimamodells ECHAM-4 [Roeckner et al., 1996] betrieben werden. Der dynamische Kern des Modells (Berechnung der Windkomponenten sowie der Advektion von Wärme, Feuchtigkeit und Flüssigwasser) sowie die räumliche und zeitliche Diskretisierung der Modellgleichungen basieren jedoch in jedem Fall auf dem Europa-Modell des DWD. Allerdings sind bei Verwendung der ECHAM-4-Physik Temperatur, Wasserdampf und Flüssigwassergehalt und nicht wie im Europa-Modell die zusammengesetzten Größen Enthalpie und Gesamtwassergehalt als prognostische Größen definiert. In der vorliegenden Arbeit wird REMO mit ECHAM-4-Physik gerechnet, da diese auf Klimasimulationen abgestimmt ist, während die physikalischen Parametrisierungen des DWD für die operationelle Wettervorhersage ausgelegt sind.

In REMO mit ECHAM-4-Physik ist im Rahmen dieser Arbeit eine Inkonsistenz zwischen Flüssigwasser, Bewölkung und Strahlung aufgedeckt worden. Zu jedem Zeitschritt sind bisher aus den prognostischen Variablen Temperatur, Wasserdampf und Flüssigwasser die zusammengesetzten Größen Enthalpie und Gesamtwassergehalt bestimmt worden. Diese sind anschließend an den Rändern assimiliert und im gesamten Modellgebiet mit dem Asselinfilter zeitlich gefiltert

worden. Ein Grund für diese Vorgehensweise ist gewesen, dass der Flüssigwassergehalt aufgrund von Konvektionsvorgängen eine fein strukturierte Größe ist und die Feinheit der Struktur bei der Assimilation am Modellgebietsrand verloren gehen würde. Um dem physikalischen Teil des Modells die prognostischen Größen zu übergeben, müssen die zusammengesetzten Größen wieder in ihre Einzelteile zerlegt werden. Dies ist nach einer empirischen Methode geschehen, die jedoch nur dann Flüssigwasser zugelassen hat, wenn der Gesamtwassergehalt der Luft einer Gitterbox größer oder gleich ihrer Wasserdampfsättigung gewesen ist. Die Information subskaliger Kondensation ist dabei hinsichtlich des Flüssigwassergehaltes verloren gegangen, was zu einer massiven künstlichen Flüssigwassersenke geführt hat. Subskalige Bewölkung ist dagegen aufgetreten, da diese nicht an den empirisch bestimmten Flüssigwassergehalt angepasst worden ist. Dies hat dazu geführt, dass es Bewölkung ohne Flüssigwasser und umgekehrt gegeben hat. Der zu geringe Flüssigwassergehalt und die Tatsache, dass nur das gleichzeitige Auftreten von Bewölkung und Flüssigwasser strahlungsaktiv gewirkt hat, haben zu einer deutlichen Überschätzung der Globalstrahlung geführt. Die Behebung dieser Inkonsistenz hat zu einer neuen Versionsnummer geführt (REMO 5.0) und ist in Abschnitt 3.2 beschrieben; die Auswirkungen auf die Modellergebnisse werden in Abschnitt 5.2 diskutiert.

Für folgende subskalige Prozesse, die aufgrund der Gitterauflösung nicht explizit berechnet werden können, werden die physikalischen Parametrisierungen aus ECHAM-4 verwendet, die hier kurz zusammengefasst werden (eine ausführliche Beschreibung befindet sich in Roeckner et al. [1996]):

Die Strahlungsparametrisierung ist im wesentlichen aus dem ECMWF-Modell [Fouquart et al., 1980; Morcrette et al., 1986] übernommen worden. Ein paar kleine Veränderungen sind in Roeckner et al. [1996], S. 6 beschrieben.

Bei der Wolkenparametrisierung wird zwischen stratiformer und konvektiver Bewölkung unterschieden. Der Flüssigwassergehalt stratiformer Bewölkung wird aus der entsprechenden Haushaltsgleichung bestimmt, die Quellen und Senken durch Phasenumwandlungen, Niederschlagsbildung durch Zusammenwachsen von Wolkentröpfchen und das Fallen von Eiskristallen beinhaltet. Der Wolkeneisgehalt wird nach einer empirischen Funktion in Abhängigkeit der Temperatur diagnostiziert und beeinflusst den Strahlungshaushalt. Zur Berücksichtigung der subskaligen Kondensation, die auch dann einsetzen kann, wenn die mittlere relative Feuchtigkeit einer Gitterzelle unter 100% liegt, wird ein Profil der kritischen relativen Feuchte zur Kondensation verwendet. Diese liegt oberhalb von etwa 500 hPa bei 60% und steigt bis zur untersten Modellschicht auf etwa 98% an. Im Rahmen dieser Arbeit ist das Profil der kritischen relativen Feuchte verändert worden, wie in Abschnitt 3.3 beschrieben wird. Die Parametrisierung konvektiver Bewölkung basiert auf dem Massenfluss-Konzept von Tiedtke [1989], wobei zwischen flacher, mittelhoher und hochreichender Konvektion unterschieden wird. Bei fla-

cher und mittelhoher Konvektion werden die dynamischen Schließungsansätze nach Tiedtke [1989] verwendet, während der dynamische Schließungsansatz für hochreichende Konvektion nach Tiedtke [1989] durch eine Adjustment-Schließung nach Nordeng [1994] ersetzt worden ist, nach der der Massenfluss an der Wolkenbasis über den Grad der konvektiven Instabilität berechnet wird.

Erdbodentemperaturen an Land werden aufgrund von Diffusionsgleichungen in fünf verschiedenen Schichten berechnet, wobei am unteren Rand in 10 m Tiefe angenommen wird, dass der Wärmefluss in tiefere Schichten Null ist. Die Parametrisierung der Bodenhydrologie beinhaltet drei Haushaltsgleichungen für die Schneemenge, die von der Vegetation bei Regen oder schmelzendem Schnee aufgefangene Wassermenge (Interzeptionsspeicher der Vegetation) sowie den Bodenwassergehalt in einer Schicht, die je nach Feldkapazität in jeder Gitterzelle unterschiedlich mächtig ist. Verdunstung, Schneeschmelze, Schneefall, Regen sowie ober- und unterirdischer Abfluss spielen bei der Berechnung des Wasserhaushaltes des Erdbodens eine Rolle. Bei der Simulation der Verdunstung wird der stomatale Widerstand der Pflanzen einbezogen. Wärmeleitfähigkeit und -kapazität des Bodens werden in Abhängigkeit von der Bodentextur auf zeitlich konstante Werte gesetzt. Die bei Gefrier- und Schmelzprozessen im Boden freiwerdende oder benötigte Energie wird vernachlässigt. Im Rahmen dieser Arbeit ist eine Feuchteabhängigkeit von Wärmeleitfähigkeit und -kapazität des Bodens eingeführt worden. Außerdem wird die Schmelzenergie im Boden berücksichtigt. Diese Modellveränderungen sind in Abschnitt 3.6 genauer erläutert; die Auswirkungen auf die Modellergebnisse werden in Abschnitt 5.2 beschrieben.

Schnee über Land wird dann als zusätzliche Schicht behandelt, wenn die Schneehöhe einen kritischen Wert von 2.5 cm überschreitet. In diesem Fall wird das Residuum der Wärme- und Strahlungsflüsse zur Veränderung der Schichtmitteltemperatur der Schneeschicht verwendet. Die Oberflächentemperatur des Schnees wird anschließend durch lineare Extrapolation der Schichtmitteltemperaturen der oberen Bodenschicht und der Schneeschicht berechnet. Wenn die Oberflächentemperatur über den Gefrierpunkt steigt, wird zunächst der Boden unter der Schneeschicht erwärmt und die Oberflächentemperatur auf den Gefrierpunkt zurückgesetzt. Wenn die Temperatur der obersten Bodenschicht über 0°C ansteigt, wird so viel Schnee geschmolzen, bis die Temperatur der obersten Bodenschicht aufgrund der durch das Schmelzen verbrauchten Energie bei 0°C liegt oder der gesamte Schnee weggetaut ist. Das bedeutet, dass der Schnee nach dieser Parametrisierung nur von unten tauen kann, nachdem die in Wirklichkeit an der Schneeoberfläche vorhandene Energie in den Boden transferiert worden ist. Dichte und Wärmeleitfähigkeit des Schnees, die für die Berechnung des Wärmeflusses durch die Schneeschicht benötigt werden, werden als konstant angenommen und mit durchschnittlichen Werten aus den in der Realität vorkommenden Werten belegt. Da die Schneebedeckung in der Arktis eine wichtige Rolle spielt, ist im Rahmen dieser Arbeit eine modifizierte, physikalisch etwas realistischere Schnee-

parametrisierung für die Landgebiete entwickelt worden, die in Abschnitt 3.5 näher beschrieben wird und deren Auswirkungen auf die REMO-Ergebnisse in Abschnitt 5.2 diskutiert werden.

Die Meereisverteilung wird aus der als unterer Randwert vorzugebenden Meeresoberflächentemperatur diagnostiziert. Sämtliche Gitterzellen, in denen die Meeresoberflächentemperatur unter $-1,79^{\circ}\text{C}$ (mittlerer Wert für den Gefrierpunkt von Meerwasser) liegt, werden dabei komplett mit Meereis bedeckt; für die übrigen Gitterzellen wird angenommen, dass sie vollkommen frei von Meereis sind. Da sich gezeigt hat, dass diese Methode in der Arktis nicht anwendbar ist (s. Abschnitt 3.4), ist die Bestimmung der Meereisverteilung in einer weiteren REMO-Version (REMO 5.1) modifiziert worden.

Die Oberflächentemperatur des Meereises wird aus dem Residuum der Wärme- und Strahlungsflüsse an der Eisoberfläche bestimmt, wobei das Meereis im Modell eine konstante Dicke von 2 m hat. Schnee auf Meereis wird nicht explizit berücksichtigt. Die Albedo des Meereises, die im Modell in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur zwischen 55% und 75% liegt, trägt jedoch der Tatsache Rechnung, dass in den meisten Fällen Schnee auf dem Meereis vorhanden ist.

In den folgenden Unterkapiteln werden die verschiedenen im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Modellveränderungen detailliert beschrieben. Tabelle 3.1 gibt einen Überblick über sämtliche Änderungen.

3.2 Bereinigung einer Inkonsistenz

Die in Abschnitt 3.1 beschriebene Inkonsistenz in REMO 4.3 zwischen Flüssigwasser, Bewölkung und Strahlung ist behoben worden, indem nun in REMO 5.0 die Randassimilation und die Zeitfilterung nicht mehr auf die zusammengesetzten Größen Enthalpie und Gesamtwassergehalt, sondern auf die prognostischen Größen Temperatur, Wasserdampf und Flüssigwasser angewendet werden. Auf diese Weise lässt sich die empirische Aufspaltung der zusammengesetzten Größen in die prognostischen Variablen, die zu einer künstlichen Flüssigwasser-senke geführt haben, vermeiden. Da die Modellergebnisse am Modellgebietsrand wegen des starken Einflusses der Antriebsdaten nicht ausgewertet werden, ist der Verlust der Feinstruktur des Flüssigwassergehaltes durch die Randassimilation ein vergleichsweise kleiner Nachteil.

Tabelle 3.1: Änderungen in REMO

Thema	Kurzbeschreibung	Detaillier- te Beschrei- bung in Abschnitt	Auswir- kungen in Abschnitt
Inkonsistenz	Bereinigung einer Inkonsistenz zwischen Flüssigwasser, Bewölkung und Strahlung	3.2	5.2
Atmosphäri- scher Flüssig- wassergehalt	Anpassung der Beschreibung der subskaligen Kondensation an die regionale Skala	3.3	5.2
Meereis- verteilung	Prozentuale Land-/Wasser-/ Eisbedeckung in jeder Gitterzelle	3.4	5.1
Schnee über Land	Realistischere Beschreibung der Schneeschmelze	3.5	5.2
Erdboden	Berücksichtigung von Gefrier- und Schmelzprozessen, feuchte- abhängige Wärmekapazität und -leitfähigkeit	3.6	5.2
Boden- feuchte	Realistischere Initialisierung der Bodenfeuchte	3.7	5.2

3.3 Bestimmung des Flüssigwassergehaltes

Kleinräumige Kondensationsprozesse können in REMO nicht explizit aufgelöst werden. Daher wird eine kritische relative Feuchte eingeführt, ab der subskalige Kondensation möglich ist. Diese ist in REMO aus dem Globalmodell ECHAM-4 übernommen worden und liegt oberhalb von etwa 500 hPa bei 60%. Unterhalb von dieser Höhe steigt sie abwärts bis zur untersten Modellschicht exponentiell auf etwa 98% an:

$$r_0(p) = r_{0,top} + (r_{0,surf} - r_{0,top})e^{[1-(p_s/p)^4]} \quad (3.1)$$

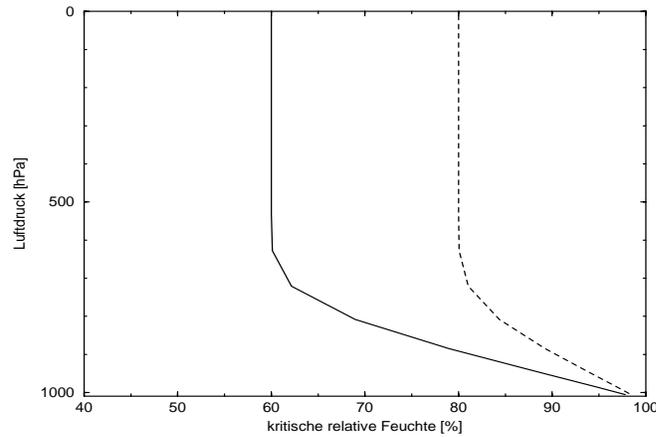


Abbildung 3.1: Profile der kritischen relativen Feuchte mit $r_{0,top} = 0,6$ (durchgezogene Linie) und $r_{0,top} = 0,8$ (gestrichelte Linie)

Hierbei sind p der Luftdruck, p_s der Bodenluftdruck und $r_{0,top} = 0,6$ und $r_{0,surf} = 0,99$ die Werte der kritischen relativen Feuchte in der oberen Atmosphäre und am Boden.

Da jedoch in REMO die verwendeten horizontalen Auflösungen mit $1/6^\circ$ oder $1/2^\circ$ um etwa eine Größenordnung höher als in ECHAM-4 mit $1,125^\circ$ oder $2,8125^\circ$ sind, erscheint es sinnvoll, weniger subskalige Kondensation zuzulassen. Wetterphänomene mit einer horizontalen Skala von etwa 200 km können von REMO explizit simuliert werden, während sie in ECHAM-4 parametrisiert werden müssen. Daher ist die kritische relative Feuchte oberhalb von etwa 500 hPa auf 80% hochgesetzt worden ($r_{0,top} = 0,8$ in Gleichung 3.1) und steigt nun unterhalb von dieser Höhe abwärts bis zur untersten Modellschicht exponentiell auf etwa 98% an. Beide Profile der kritischen relativen Feuchte sind in Abbildung 3.1 dargestellt.

3.4 Bestimmung der Meereisverteilung

Da es durchaus vorkommen kann, dass das Meereis aufgrund seines geringen Salzgehaltes Temperaturen bis nahe 0°C annehmen kann, und dies speziell im Sommer fast im gesamten arktischen Ozean der Fall ist, wäre die Arktis nach der in REMO 4.3 und REMO 5.0 verwendeten diagnostischen Methode (Oberflächentemperatur $< -1,79^\circ\text{C}$ in einer Gitterzelle \rightarrow Meereis in der gesamten Gitterzelle,

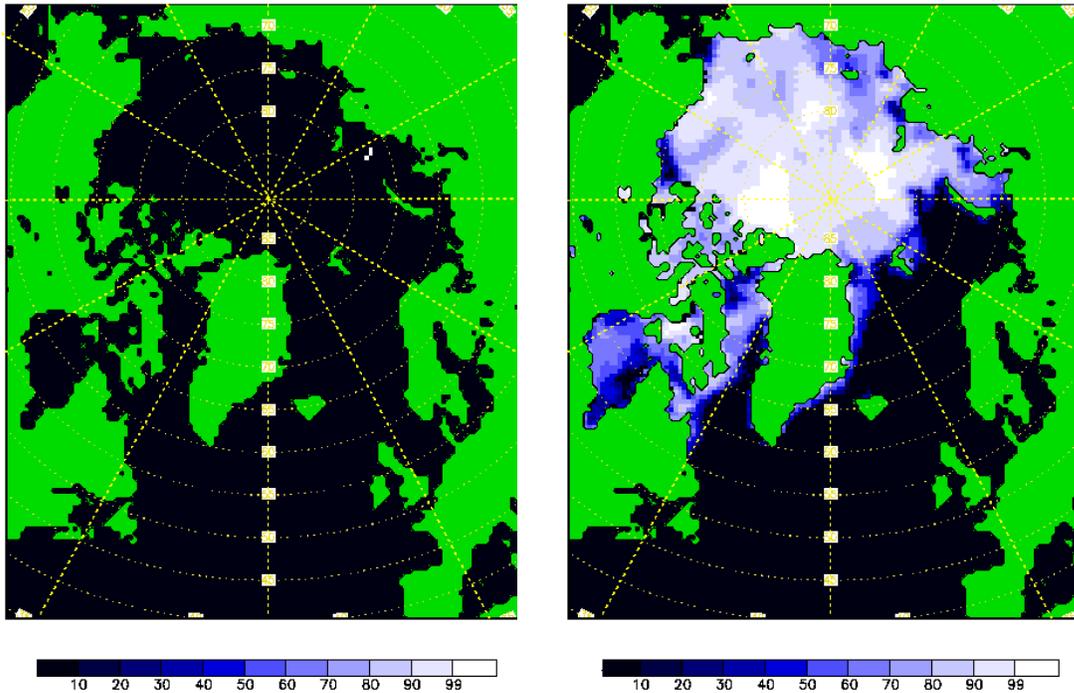


Abbildung 3.2: Vergleich zwischen der in REMO 4.3 und REMO 5.0 aus ECMWF-Oberflächentemperaturen diagnostizierten (links) und der aus Satellitendaten bestimmten (rechts) Eisverteilung für den 4. Juli 1983 in % in jeder Gitterzelle

im anderen Fall kein Meereis) im Sommer beinahe eisfrei (s. Abbildung 3.2). Außerdem entsteht in den übrigen Jahreszeiten aufgrund der entweder komplett mit Eis bedeckten oder eisfreien Gitterzellen eine unrealistisch scharfe Eiskante. In der Realität gibt es Risse und Polynien (größere Gebiete mit im Vergleich zur Umgebung niedrigerer Eiskonzentration, die sich über längere Zeit halten) im Eis, so dass eine Meereisbedeckung von 100% nur in wenigen Gitterzellen vorkommen würde.

Daher sind Satellitendaten zur Bestimmung der Eiskonzentration herangezogen worden. Verwendet worden sind Daten des Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) des Satelliten Nimbus-7 und des Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) der Satelliten F8, F11 und F13 des Defense Meteorological Satellite Program (DMSP). Diese Daten liegen in einer zweitäglichen (SMMR) bzw. einer täglichen (SSM/I) Auflösung vor. Die Eiskonzentrationen aus den SMMR-Daten sind nach einem Algorithmus von Gloersen et al. [1992]

abgeleitet worden, die aus den SSM/I-Daten nach dem von der National Aeronautics and Space Administration (NASA) entwickelten Algorithmus [Cavalieri et al, 1992]. In beiden Fällen sind mehrere Helligkeitstemperaturen verwendet worden. Dabei ist ein Wetterfilter entwickelt worden, der unechte Meereiskonzentrationen reduziert, die durch atmosphärischen Wasserdampf, Wolkenwasser, Regen und die durch den Wind induzierte Rauigkeit der Meeresoberfläche hervorgerufen werden. Aufgrund der Flugbahnen der Satelliten gibt es von Nimbus-7 nördlich von etwa 84° N und von den nachfolgenden Satelliten nördlich von etwa 88° N keine Daten.

Die so bestimmten Eiskonzentrationen sind von M. Hilmer vom Institut für Meereskunde in Kiel [persönliche Kommunikation] auf das REMO-Gitter interpoliert worden. Allerdings enthalten auch diese Daten noch keine Eisinformation für die direkt am Pol gelegenen Gebiete. Da die Eiskonzentrationen aus den Satellitendaten um das Gebiet der fehlenden Daten herum in allen Jahreszeiten recht homogen sind, kann in guter Näherung eine räumliche Interpolation nach einem Vorschlag von U. Mikolajewicz vom MPI für Meteorologie in Hamburg [persönliche Kommunikation] durchgeführt werden. Dazu ist zunächst in die REMO-Gitterzellen, in denen keine Eisinformation vorliegt, ein mittlerer Wert aller nördlich von 82° N vorhandenen Eisinformationen eingesetzt und anschließend eine Diffusion durchgeführt worden. Dabei ist für jede Gitterzelle, für die aus den Satellitendaten keine Eisinformation verfügbar gewesen ist, der Mittelwert aus dem nun vorhandenen Wert dieser Gitterzelle und den Werten der vier umliegenden Gitterzellen berechnet worden. Dieses Verfahren ist so lange iteriert worden, bis sich von Iterationsschritt zu Iterationsschritt nur noch vernachlässigbare Unterschiede ergeben haben. Zusätzlich gibt es einige, jedoch zeitlich begrenzte Datenlücken. Diese sind durch lineare zeitliche Interpolation aus den Nachbarterminen aufgefüllt worden. Ebenfalls durch lineare zeitliche Interpolation ist die zeitliche Auflösung von ein bis zwei Tagen auf sechs Stunden erhöht worden, um dem Modell REMO die Eiskonzentrationen in der gleichen zeitlichen Auflösung wie die übrigen Randwerte zur Verfügung zu stellen.

Ein weiteres Problem bei der Bestimmung der Eiskonzentrationen gibt es in Küstennähe durch die Helligkeit des Meeresbodens, die zu scheinbar vorhandenem Eis in eigentlich eisfreien Gebieten führt. Dieser Fehler ist durch Nullsetzen der Eiskonzentrationen in Gitterzellen, in denen die Meeresoberflächentemperatur aus den Reanalysen über 1°C liegt, weitgehend behoben worden. Durch die unterschiedlichen Algorithmen zur Bestimmung der Eiskonzentrationen aus den verschiedenen Sensoren könnte es Inkonsistenzen geben. Um dies auszuschließen, sind Eiskonzentrationen aus den zeitlichen Überlappungsbereichen der verschiedenen Sensoren verglichen worden, wobei sich nur unwesentliche Unterschiede ergeben haben. Auf diese Weise ist ein auf das REMO-Gitter des arktischen Modellgebietes interpolierter Datensatz der Eiskonzentrationen von Anfang 1983 bis Mitte 1999 erstellt worden.

In der originalen REMO-Version ist jede Gitterzelle entweder komplett mit Land, Wasser oder Meereis ausgefüllt. Bei der Ableitung der Eiskonzentrationen aus Satellitendaten ergibt sich jedoch für jede Gitterzelle eine prozentuale Eiskonzentration. Um diese Information entsprechend zu nutzen, ist eine modifizierte Version von REMO entwickelt worden, in der in jeder Gitterzelle eine prozentuale Verteilung von Land, Wasser und Meereis zugelassen ist, was neben der Nutzung der Eisinformation aus Satellitendaten eine verbesserte Darstellung der Land-Meer-Verteilung ermöglicht. Dabei werden die bodennahen Strahlungs-, Wärme-, Impuls- und Feuchteflüsse für die verschiedenen Anteile in jeder Gitterzelle getrennt berechnet, indem für jeden Anteil eine Rauigkeitslänge, eine Albedo und eine Oberflächentemperatur gehalten wird. Anschließend wird eine flächengewichtete Flussmittelung durchgeführt.

3.5 Schneeparametrisierung über Land

Wegen der besonderen Bedeutung von Schnee in kalten Regionen ist im Rahmen dieser Arbeit eine modifizierte, physikalisch etwas realistischere Parametrisierung für Schnee in Landgebieten entwickelt worden. Diese hat nicht den Anspruch, sämtliche Prozesse zu berücksichtigen, da dies die Rechenzeit deutlich erhöhen würde, wie Untersuchungen mit bereits vorhandenen komplexen Schneemodellen [z. B. Loth, 1995] gezeigt haben. Es geht darum, auf möglichst einfachem Wege etwas näher an die Realität zu gelangen. Dazu ist im Vergleich zur originalen Schneeparametrisierung (s. Abschnitt 3.1) folgendes geändert worden:

Schnee wird schon ab einer kritischen Schneehöhe von 1 cm Wasseräquivalent (anstelle von 2,5 cm in der originalen Parametrisierung) als eigene Schicht berücksichtigt.

In der originalen Parametrisierung bewirkt das Residuum der Energieflüsse, das sich aus der kurz- und langwelligen Strahlungsbilanz (F_{KW} und F_{LW}), dem sensiblen und latenten Wärmefluss (F_S und F_L) sowie dem Wärmestrom durch die Schneeschicht (F_B) zusammensetzt, eine Erwärmung oder Abkühlung der gesamten Schneeschicht und somit eine Erhöhung oder Erniedrigung der Schneeschichtmitteltemperatur ($T_S M$). Berechnet werden die Energieflüsse jedoch aufgrund einer aus der Temperatur der obersten Bodenschicht (T_B) und der Schneeschichtmitteltemperatur extrapolierten Schneeoberflächentemperatur ($T_S O$).

In der modifizierten Parametrisierung wird das Residuum der Energieflüsse dazu verwendet, die obersten 10 cm der Schneeschicht (bei geringeren Schneehöhen die gesamte Schneeschicht) zu erwärmen oder abzukühlen. Die sich daraus ergebende Temperatur wird als die Schneeoberflächentemperatur angesehen, aufgrund derer die Energieflüsse berechnet werden. Die Schneeschichtmitteltemperatur wird aus der Schneeoberflächentemperatur und der Temperatur der obersten

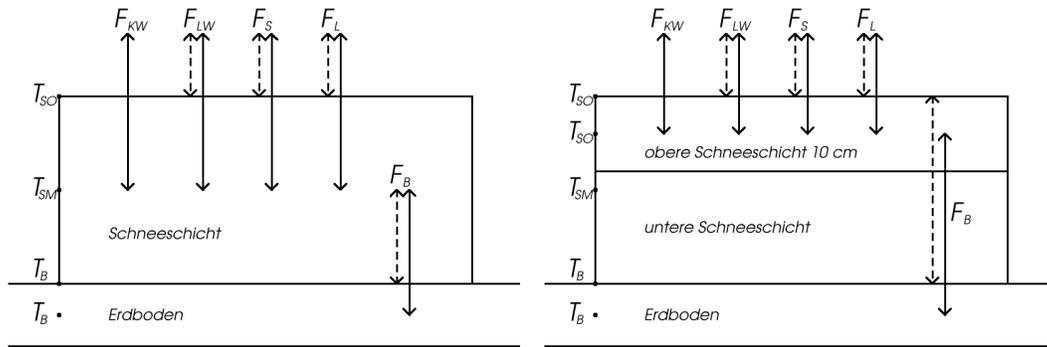


Abbildung 3.3: Berechnung der Energieflüsse in der originalen (links) und in der modifizierten (rechts) Schneeparametrisierung. Die gestrichelten Doppelpfeile geben an, aufgrund welcher Temperaturen die Energieflüsse ausgerechnet werden; die durchgezogenen Doppelpfeile geben an, auf welche Temperaturen die Energieflüsse einwirken. Erklärung der Abkürzungen siehe Text oder Abkürzungsverzeichnis.

Bodenschicht interpoliert.

Die Berechnung der Energieflüsse aufgrund der verschiedenen Temperaturen sowie die Rückwirkung der Energieflüsse auf die Temperaturen nach der originalen und der modifizierten Schneeparametrisierung sind in Abbildung 3.3 schematisch dargestellt.

Auf diese Weise wird Schnee über Land nun analog zum Meereis behandelt, wo das Residuum der Energieflüsse zur Erwärmung oder Abkühlung der obersten 10 cm Eis verwendet wird und die Temperatur der obersten 10 cm Eis als die Eisoberflächentemperatur angesehen wird, aufgrund derer die Energieflüsse berechnet werden.

Schnee kann nun auch von oben schmelzen, wenn die Schneeoberflächentemperatur den Gefrierpunkt überschreitet. Dann wird so viel Schnee getaut, bis durch die dazu notwendige Schmelzenergie die Schneeoberflächentemperatur beim Gefrierpunkt liegt oder der gesamte Schnee geschmolzen ist. Wenn die Temperatur der obersten Bodenschicht über 0°C ansteigt, kann der Schnee wie in der originalen Parametrisierung auch von unten tauen.

Außerdem sind Dichte und Wärmeleitfähigkeit des Schnees in der modifizierten Schneeparametrisierung von der Schneetemperatur abhängig. Dichte und Wärmeleitfähigkeit variieren nach der modifizierten Parametrisierung zwischen 200 kg/m^3 bzw. $0,1 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ bei Schneeschichtmitteltemperaturen von -10°C und darunter und 450 kg/m^3 bzw. $0,3 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$ bei Schneeschichtmitteltemperaturen von 0°C . Bei Schneeschichtmitteltemperaturen von -3°C werden Dichte und Wärmeleitfähigkeit auf mittlere Werte von 300 kg/m^3 bzw. $0,176 \text{ W/(m}\cdot\text{K)}$

gesetzt. Zwischen 0 und -3°C sowie zwischen -3 und -10°C wird jeweils linear interpoliert. Nach Linke [1939] kann die Dichte des Schnees in der Realität zwischen 50 kg/m^3 und 900 kg/m^3 liegen, die Wärmeleitfähigkeit zwischen $0,008 \text{ W/(m}^{\circ}\text{K)}$ und $2,0 \text{ W/(m}^{\circ}\text{K)}$. Damit ist auch in der modifizierten Schneeparametrisierung nicht der gesamte Bereich der vorkommenden Werte von Dichte und Wärmeleitfähigkeit abgedeckt. Hiermit wird dem Umstand Rechnung getragen, dass es aufgrund der subskaligen Orographie- und Vegetationsverteilung sehr unwahrscheinlich ist, dass der Schnee im Mittel über eine ganze Gitterbox entweder extrem hohe oder extrem niedrige Dichten und Wärmeleitfähigkeiten aufweist. Außerdem kann in Wirklichkeit bei niedrigen Temperaturen auch alter Schnee existieren, der aufgrund des Alterungsprozesses an sich und durch eine vorhergehende höhere Temperatur eine größere Dichte und eine höhere Wärmeleitfähigkeit bekommen haben kann. Hieran zeigt sich, dass auch die Beschreibung von Dichte und Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit der Schneetemperatur nicht der Realität entspricht. Die Alterung des Schnees sowie das Fallen frischen Schnees auf alten Schnee und die damit verbundenen Veränderungen der Schneedichten und -wärmeleitfähigkeiten könnten jedoch nur mit Hilfe von mehreren Schneeschichten beschrieben werden, was die Rechenzeit deutlich erhöhen würde.

3.6 Bodenparametrisierung

Wärmeleitfähigkeit und -kapazität des Bodens hängen entscheidend von seinem Feuchtegehalt ab [Pielke, 1984, Tabelle 11-3 S. 384]. Um diesen Effekt in REMO mit ECHAM-4-Physik zu berücksichtigen, ist die Parametrisierung im Wesentlichen aus dem Europa-Modell des DWD übernommen worden. Die Wärmeleitfähigkeit wird empirisch modelliert:

$$\lambda = \lambda_0 + \left(0,25 + \frac{0,3\Delta\lambda}{1 + 0,75\Delta\lambda}\right)\Delta\lambda * \text{Min}\left[\left(\frac{4\bar{W}}{PV}\right); \left(1 + \left(\frac{4\bar{W}}{PV} - 1\right)\frac{1 + 0,35\Delta\lambda}{1 + 1,95\Delta\lambda}\right)\right] \quad (3.2)$$

Hierbei bedeuten:

- λ Zu berechnende, vom Feuchtegehalt abhängige Wärmeleitfähigkeit
- λ_0 Wärmeleitfähigkeit des trockenen Bodens (von der Bodentextur abhängig)
- $\Delta\lambda$ Empirische Größe für die Änderung der Wärmeleitfähigkeit mit dem Feuchtegehalt (von der Bodentextur abhängig)
- \bar{W} Wassergehalt des Bodens (dimensionslos)
- PV Porenvolumen des Bodens (dimensionslos; von der Bodentextur abhängig; die Wassermenge, die der Boden enthält, wenn sämtliche Poren mit Wasser gefüllt sind)

Die Wärmekapazität berechnet sich wie folgt:

$$C = C_0 + \rho_W c_W \bar{W} \quad (3.3)$$

für nicht gefrorenen Boden und

$$C = C_0 + \rho_E c_E \bar{W} \quad (3.4)$$

für gefrorenen Boden.

Dabei sind:

- C Zu berechnende, vom Feuchtegehalt abhängige volumetrische Wärmekapazität
- C_0 Volumetrische Wärmekapazität des trockenen Bodens (von der Bodentextur abhängig)
- ρ_W Dichte von Wasser ($1000 \text{ kg}/\text{m}^3$)
- c_W Spezifische Wärmekapazität von Wasser ($4187 \text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$)
- ρ_E Dichte von Eis ($1000 \text{ kg}/\text{m}^3$)
- c_E Spezifische Wärmekapazität von Eis ($2093 \text{ J}/(\text{kg}\cdot\text{k})$)

Da sich der in REMO berechnete Feuchtegehalt nur auf eine Schicht bezieht, die durch die Feldkapazität gegeben ist, während die Temperaturberechnung in fünf Bodenschichten geschieht, können Wärmeleitfähigkeit und -kapazität des Bodens nur in dieser Schicht vom Feuchtegehalt abhängig simuliert werden. Darunter werden wie bisher in Abhängigkeit von der Bodentextur zeitlich konstante Wärmeleitfähigkeiten und -kapazitäten angenommen.

Insbesondere in kalten Regionen spielen Gefrier- und Schmelzprozesse im Boden eine Rolle. Diese werden in der modifizierten Bodenparametrisierung berücksichtigt, indem bei gefrorenem Boden Energie zum Schmelzen verbraucht wird,

bevor die Temperatur über 0°C ansteigen kann, und bei nicht gefrorenem Boden Energie durch Gefrieren frei wird, bevor die Temperatur unter 0°C absinken kann.

3.7 Bodeninitialisierung

Um das in Abschnitt 3.1 beschriebene Problem einer zu geringen Bodenfeuchte bei Initialisierung aus ECMWF-Reanalysen zu lösen, wird in dieser Arbeit die Initialisierung verändert vorgenommen. Es wird die relative Bodenfeuchte aus den ECMWF-Reanalysen bezogen auf die Feldkapazität berechnet und anschließend mit der von der Bodentextur abhängigen Feldkapazität in REMO multipliziert. Dies ist physikalisch sinnvoller als die bisherige Methode, nach der die relative Bodenfeuchte bezogen auf das Porenvolumen berechnet und trotzdem mit der Feldkapazität in REMO multipliziert wird. An den Gitterpunkten, an denen die Bodenfeuchte im Moment der Initialisierung größer als die Feldkapazität ist, wird die Bodenfeuchte mit dem Wert der Feldkapazität initialisiert, da in REMO keine Bodenfeuchten simuliert werden, die die Feldkapazität übersteigen. In so einem Fall würde in REMO das Wasser oberirdisch abfließen.

Dass es in den ECMWF-Reanalysen kurzfristig möglich ist, dass die Bodenfeuchte die Feldkapazität übersteigt, während dies in REMO nicht möglich ist, zeigt ein generelles Problem bei der Initialisierung auf. Durch unterschiedliche Parametrisierungen in den ECMWF-Reanalysen und in REMO können sich unterschiedliche Gleichgewichtszustände einstellen. Das Erreichen eines Gleichgewichtszustandes kann speziell bezüglich der Bodentemperaturen bis zu fünf Jahre und bezüglich der Bodenfeuchten bis zu ein Jahr Modellzeit dauern [Rechid, 2001, S. 42ff]. Da es aus Rechenzeitgründen nicht möglich ist, einen Vorlauf von fünf Jahren vor dem Untersuchungszeitraum einzuplanen, ist es wichtig, dass die Bodeninitialisierung so nahe wie möglich am Gleichgewichtszustand liegt.

Daher wird in dieser Arbeit eine weitere Art der Bodeninitialisierung angewendet. Die Bodentemperaturen und -feuchten werden aus einem Modelllauf mit dem Globalmodell ECHAM-4 auf das REMO-Gitter interpoliert und zur Initialisierung verwendet. Da in der vorliegenden Arbeit REMO mit ECHAM-4-Physik mit den gleichen Bodentypen und den gleichen Vegetationsparametern wie im Globalmodell ECHAM-4 gerechnet wird, sollten die initialisierten Bodentemperaturen und -feuchten nahe am Gleichgewichtszustand liegen.

Die Auswirkungen dieser unterschiedlichen Initialisierungsmethoden werden in Abschnitt 5.2 beschrieben. Da es nur wenige Messungen von Bodentemperaturen in Tiefen zwischen 1 und 10 m Tiefe und gibt und dem Autor keine Informationen zu Bodenfeuchten vorliegen, ist es jedoch kaum möglich, einzuschätzen, wie realitätsnah die Initialisierungsmethoden sind.

Kapitel 4

Modellgebiet und Daten

4.1 Was ist die Arktis?

In der Literatur gibt es keine einheitliche Definition der Arktis. Stattdessen sind verschiedene Definitionen zu finden, von denen hier nur eine Auswahl genannt werden soll:

Die astronomische: Alle Gebiete nördlich des nördlichen Polarkreises ($66,5^\circ$ N) gehören zur Arktis [Wagner, 1912 (S. 585)].

Eine luftmassenbedingte: Die Arktis ist die Zone, in der in allen Jahreszeiten die arktische Luftmasse vorherrscht [Alissow, 1954 (S. 251)].

Eine bodenbedingte: An Land gehören die Tundra und die nördlich davon gelegenen Gebiete und über See die arktischen Wassermassen zur Arktis [Martyn, 1992 (S. 344)].

Da hier der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre untersucht werden soll, wäre es naheliegend, die luftmassenbedingte Definition zu wählen. Aufgrund der Klimavariabilität ist jedoch die Lage der Luftmassengrenze von Jahr zu Jahr verschieden, so dass streng genommen eine variable Lage der Grenzen der Arktis zugelassen werden müsste. Dies würde Probleme bei der Auswertung hinsichtlich des Wasser- und Energiehaushaltes verursachen. Da die Ausdehnung des arktischen Gebietes variieren würde, könnten sich die Gesamtenergie und der Gesamtwassergehalt der arktischen Atmosphäre verändern, ohne dass es Wärme- und Feuchteflüsse aus der oder in die Arktis geben müsste.

In zwei verschiedenen Arbeiten, in denen Komponenten des Wasser- und Energiehaushaltes der arktischen Atmosphäre untersucht werden [Nakamura et al., 1988; Serreze et al., 1995], sind Wärme- und Feuchteflüsse über 70° N bestimmt worden. Um eine bessere Vergleichbarkeit mit diesen Arbeiten zu erzielen, ist hier

70° N als die Grenze der Arktis gewählt worden. Ein weiterer Grund für diese Wahl ist, dass das Modellgebiet und damit auch Rechenzeit und Speicherplatzbedarf kleiner gehalten werden können als nach den anderen Definitionen.

Das hier für die Klimastudien gewählte Modellgebiet umfasst den gesamten arktischen Ozean und Teile von Nordamerika, Mittel- und Nordeuropa und Sibirien (Abbildung 4.1 links). Der Äquator des rotierten Koordinatensystems verläuft auf dem 30. westlichen und dem 150. östlichen Längengrad; der rotierte Nordpol liegt bei 60° O und 0° N. Als horizontale Auflösung für die Modellrechnungen ist 1/2° gewählt worden, was etwa 55 km entspricht. Der 70. Breitengrad liegt speziell in 150° O (in Sibirien) nahe am Rand des Modellgebietes, während der Abstand zwischen 70. Breitengrad und dem Rand des Modellgebietes im atlantischen Bereich deutlich größer ist. Aus Serreze et al. [1995] geht hervor, dass die größten Flüsse über den 70. Breitengrad im atlantischen Bereich auftreten, während sie über Sibirien vergleichsweise klein sind. Dies hängt sicherlich mit der starken Tiefdrucktätigkeit über dem Nordatlantik zusammen. Deshalb und da der Wasser- und Energiehaushalt unter anderem in Abhängigkeit von der großskaligen Zirkulation über dem Nordatlantik untersucht wird, erscheint die Wahl des Modellgebietes als ein guter Kompromiss zwischen erträglicher Rechenzeit und ausreichender Genauigkeit.

Für eine Fallstudie, in der speziell der Einfluss der Verwendung der Eisinformation aus Satellitendaten untersucht wird, wird ein kleineres Modellgebiet mit einer höheren Auflösung von 1/6° (etwa 18 km) verwendet, das das östliche Grönland, Spitzbergen, Island und die Framstraße umfasst (Abbildung 4.1 rechts). Die höhere Auflösung und das kleinere Modellgebiet sind für diese Voruntersuchung gewählt worden, um die Modellergebnisse mit Flugzeugmessungen vergleichen zu können, die im Rahmen des Fram Strait Cyclone Experiment (FRAMZY) im April 1999 in der Framstraße, also in einem begrenzten Raum durchgeführt worden sind [Brümmer et al., 2000]. Die Voruntersuchung soll dazu dienen, das bisher noch nicht in der Arktis angewendete Modell mit Grenzschichtmessungen zu validieren.

4.2 Der NAO-Index

Der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre soll in Abhängigkeit von der großskaligen Zirkulation untersucht werden. Da in dieser Arbeit der nordatlantische Teil der Arktis im Zentrum des Untersuchungsgebietes liegt, wird als Maß für die großskalige Zirkulation die NAO verwendet, obwohl die Arktische Oszillation (AO) eine etwas größere horizontale Skala repräsentiert und im Gegensatz zur NAO zonal symmetrisch ist [Thompson et al., 1998].

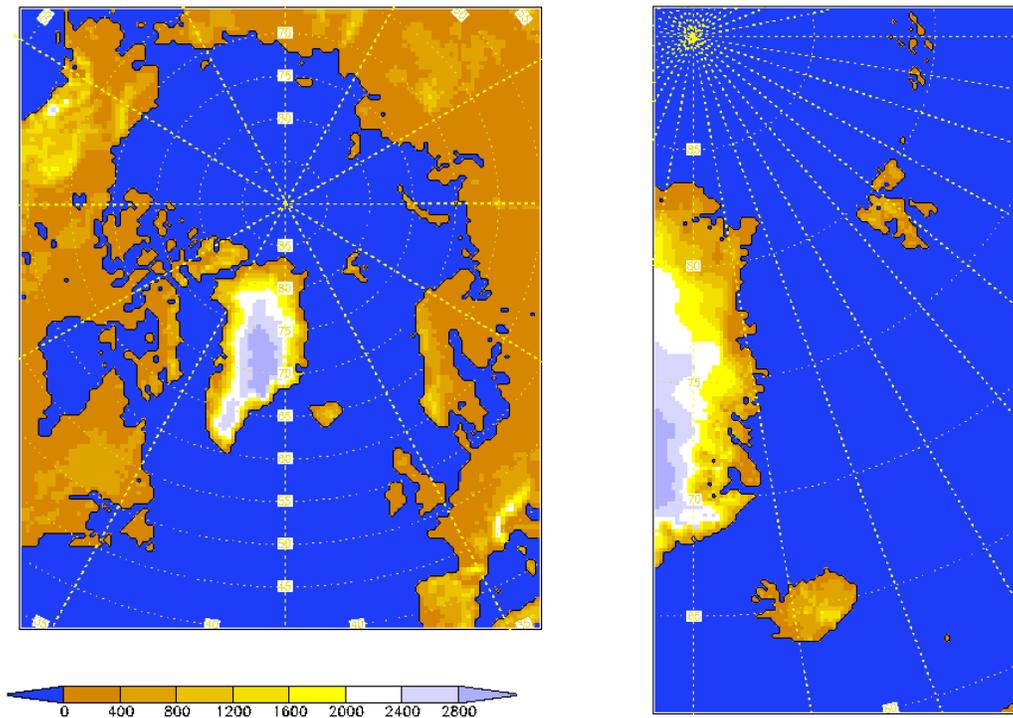


Abbildung 4.1: Orographie in m in den Modellgebieten für Klimastudien (links) und für die Fallstudie (rechts).

Der hier verwendete Index der NAO stammt aus einer Arbeit von Jones et al. [1997]. Er ist dort als die Differenz zwischen dem normierten Druck von Gibraltar und dem von Reykjavik definiert worden. Die Normierung geschieht nach folgendem Prinzip: Von beiden Stationen wird für jeden Monat ein langjähriges Mittel und eine langjährige Standardabweichung berechnet. Dann wird das langjährige Mittel vom aktuellen Monatsmittel abgezogen und diese Differenz durch die Standardabweichung dividiert. Auf diese Weise wird vermieden, dass Reykjavik aufgrund der in allen Jahreszeiten höheren Standardabweichung einen stärkeren Einfluss auf die NAO hat als Gibraltar. Gibraltar ist anstelle einer Station auf den Azoren verwendet worden, um eine möglichst lange Zeitreihe der NAO zu erhalten. Der NAO-Index nach Jones et al. [1997] als Mittel über die Monate Dezember bis März für die Jahre 1821 bis 1997 ist in Abbildung 4.2 dargestellt.

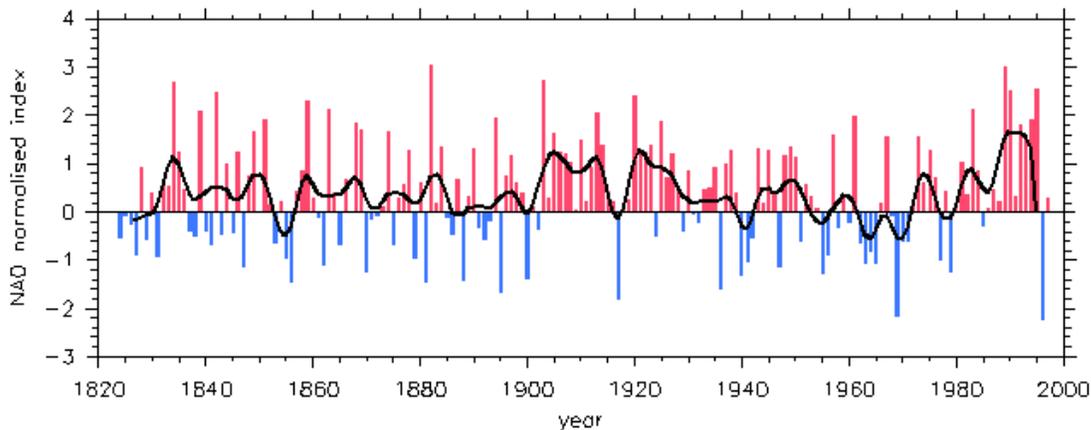


Abbildung 4.2: NAO-Index für die Jahre 1821 bis 1997 als Differenz des normierten Luftdruckes zwischen Gibraltar und Südwest-Island [Jones et al., 1997], Wintermonate (Dezember bis März). Die Säulen stellen jährliche Werte für den Winter dar, die Linie repräsentiert gefilterte Daten (Filter nach Hurrell [1995]). Diese Abbildung ist Krell et al. [2001] entnommen.

4.3 Simulationszeiträume für Klimastudien

Für die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Klimastudien werden drei Simulationszeiträume verwendet: Anfang 1984 bis Ende 1993, Dezember 1984 bis November 1985 sowie Dezember 1988 bis November 1989. Der erste, zehnjährige Zeitraum ist gewählt worden, um zumindest zu einer Abschätzung des Wasser- und Energiehaushaltes im klimatologischen Sinne zu gelangen. Der zweite Zeitraum beginnt mit einem leicht negativen NAO-Index (-0,3 nach Jones et al. [1997] im Mittel über die Monate Dezember bis März); der Beginn des dritten Zeitraumes ist durch einen stark positiven NAO-Index gekennzeichnet (3,0 nach Jones et al. [1997] im Mittel über die Monate Dezember bis März). Innerhalb des zehnjährigen Zeitraumes sind in den beiden kürzeren Zeiträumen die Winter mit dem niedrigsten und dem höchsten NAO-Index enthalten, so dass auch diese Zeiträume verwendet werden können, um den Einfluss der NAO auf den Wasser- und Energiehaushalt zu untersuchen. Während der zehnjährige Zeitraum aus Rechenzeitgründen nur mit einer Modellversion simuliert worden ist, sind der zweite und dritte Zeitraum mehrmals mit den verschiedenen geänderten Parametrisierungen (Kapitel 3) modelliert worden, um diese einzeln auszutesten und die Unsicherheit des Modells aufgrund von verschiedenen, zur Zeit in regionalen Klimamodellen verwendeten Parametrisierungen abzuschätzen.

4.4 Bodenfelder in Landgebieten

Die als untere Randwerte benötigten konstanten Bodenfelder in Landgebieten stammen aus unterschiedlichen Quellen. Die Orographie ist dem Datensatz [GTO-PO30], der in einer horizontalen Auflösung von 30" vorliegt, entnommen worden. Auf diese Weise kann für jede REMO-Gitterzelle nicht nur der Mittelwert der Orographie berechnet werden, sondern auch die Varianz, die ebenfalls von REMO benötigt wird. Aus der Varianz ist anschließend nach E. Heise vom DWD [persönliche Kommunikation] die orographiebedingte Rauigkeit bestimmt worden. Die Gesamtrauhigkeitslänge ist nach Tibaldi et al. [1981] aus der Wurzel der Summe der Quadrate der orographiebedingten Rauigkeit und der vegetationsbedingten Rauigkeit berechnet worden. Die vegetationsbedingte Rauigkeit sowie die übrigen von REMO benötigten Bodenfelder in Landgebieten außer dem Bodentyp (Albedo, Vegetationsanteil, Waldanteil, Blattflächenindex, Feldkapazität des Bodens und die Land-See-Verteilung) sind durch Interpolation aus einem globalen Datensatz von Hagemann et al. [1999] erstellt worden. Die Meeresoberflächentemperatur wird wie die atmosphärischen Parameter aus den ECMWF-Reanalysen zeitlich variabel vorgegeben.

4.5 Validierungsdaten

Im April 1999 hat in der Framstraße ein umfangreiches Feldexperiment mit Flugzeug-, Schiffs- und Eisbojenmessungen stattgefunden [Brümmer et al., 2000]. Ziel dieses Experimentes ist es gewesen, Bedingungen für Zyklonogenese, Eigenschaften von Zyklonen und deren Auswirkungen auf Eisdrift, Eisverteilung und Frischwasserfluss in der Framstraße zu untersuchen. In der vorliegenden Arbeit werden die Flugzeugmessungen verwendet, um das Modell REMO, das hier zum ersten Mal in der Arktis angewendet wird, mit unabhängigen Beobachtungen in der Grenzschicht zu validieren. Es werden die sensiblen und latenten Wärmeflüsse, die Impulsflüsse, die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse, die Oberflächentemperaturen sowie die Temperaturen, spezifischen Feuchten und Windgeschwindigkeiten in Flughöhe verglichen (s. Abschnitt 5.1).

Für die Validierung auf längeren Zeit- und größeren Raumskalen werden Beobachtungen der 2 m-Temperatur, der Oberflächentemperatur, der Gesamtbewölkung, des Niederschlags, der Schneehöhe über Land und der Globalstrahlung aus dem Arctic Meteorology and Climate Atlas [NSIDC, 2000], des Schneewasseräquivalents aus CRYSYS [2000] und Erdbodentemperaturen aus UAF [2000] verwendet (s. Abschnitt 5.2).

Diese Daten liegen in sehr unterschiedlicher Form vor. Die 2 m-Temperatur, die Oberflächentemperatur, die Gesamtbewölkung sowie der Niederschlag aus

NSIDC [2000] existieren als Monatsmittelwerte für 65 russische und 24 nicht-russische arktische Küsten- und Inselstationen für den Zeitraum 1951 bis 1990. Die 24 nicht-russischen Stationen verteilen sich auf Alaska, Kanada, Grönland und Europa. Damit ist der russische Bereich am besten abgedeckt. Die Oberflächentemperatur und die Gesamtbewölkung sind nur für die russischen und der Niederschlag nur für die nicht-russischen Stationen vorhanden. Da für alle Stationen auch die Höhen über dem Meeresspiegel bekannt sind, kann beim Vergleich dieser Stationsdaten mit den REMO-Ergebnissen für die Oberflächentemperatur und die 2 m-Temperatur eine Höhenkorrektur durchgeführt werden.

Zusätzlich existieren die 2 m-Temperatur, der Niederschlag, die Gesamtbewölkung, die Globalstrahlung und die Schneehöhe über Land in NSIDC [2000] als Klimatologien von Monatsmittelwerten nördlich von 65° N. Die Messungen sind hierbei zu Gitterpunktwerten in einem $250 \text{ km} * 250 \text{ km}$ -Gitter interpoliert worden. Durch diese Interpolation werden sicherlich regionale Unterschiede geglättet. Speziell die Werte der Globalstrahlung sind mit Vorsicht zu betrachten, da hier nicht sehr viele Messungen vorliegen. Dadurch, dass beim Vergleich mit den REMO-Ergebnissen über größere Gebiete gemittelt wird, sollten die Fehler in den Beobachtungen, die durch die Interpolation nur weniger vorhandener Strahlungsmessungen zustande kommen, relativ gering bleiben. Trotzdem ist es fraglich, ob die Stationen repräsentativ für eine Gitterzelle sind, falls überhaupt in jeder Gitterzelle mindestens eine Station liegt, was bei der Globalstrahlung nicht der Fall ist. Wenn die Stationen z. B. bevorzugt in flachem Gelände liegen, kann daraus ein systematischer Fehler entstehen. Beim Vergleich der Gitterpunktsdaten mit den REMO-Ergebnissen kann nämlich nicht berücksichtigt werden, dass eventuell Höhendifferenzen zwischen den REMO-Gitterpunkten und den Gitterpunkten der Beobachtungsdaten existieren. Welche Höhe für jeden einzelnen Gitterpunkt repräsentativ ist, kann den Beobachtungsdaten nicht entnommen werden. 2 m-Temperatur und Bewölkung sind als Monatsmittel über jeweils zehn Jahre vorhanden, wobei in dieser Arbeit der Zeitraum von 1981 bis 1990 zum Vergleich herangezogen wird, da die Simulationszeiträume für die Klimastudien großenteils in diesem Zeitraum enthalten sind. Den Niederschlag gibt es nur als Klimatologie über den Zeitraum von 1951 bis 1990, die Globalstrahlung von 1953 bis 1999 und die Schneehöhe von 1966 bis 1982. Bei der Interpretation des Vergleichs muss berücksichtigt werden, dass die REMO-Ergebnisse nicht für diese langen Zeiträume vorliegen.

Die Niederschlagsmessungen sind um folgende systematischen Fehler korrigiert worden: Die Unterschätzung durch Wind bei Regen und insbesondere bei Schnee, häufig auftretende kleine Niederschlagsmengen, die nicht gemessen werden können, der Verlust durch zurückbleibendes Wasser beim Umschütten in den Messbecher und der Verlust durch Verdunstung. Eine ausführliche Beschreibung der Daten befindet sich in NSIDC [2000].

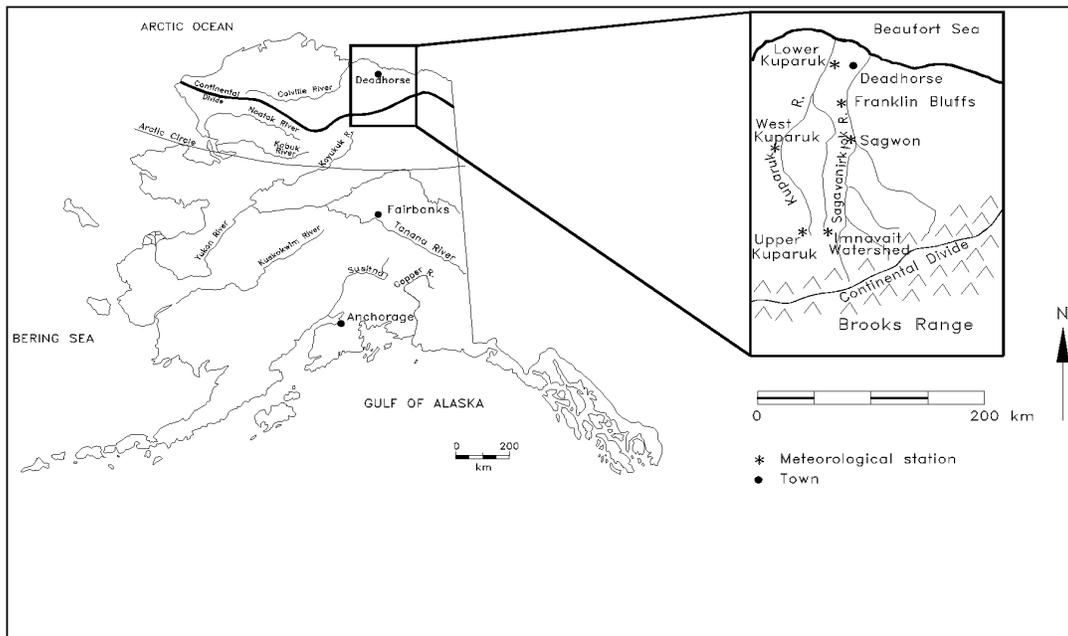


Abbildung 4.3: Lage der Messstationen für Erdbodentemperaturen in Alaska.

Die Messungen des Schneewasseräquivalents aus CRYSYS [2000] liegen als Stationswerte vor, beschränken sich aber auf das Gebiet von Kanada. An den Stationen ist das Schneewasseräquivalent in wöchentlichen bis zweiwöchentlichen Abständen gemessen worden.

Messungen von Erdbodentemperaturen in bis zu 10 m Tiefe sind sehr selten. In UAF [2000] sind zwischen 1993 und 1998 im nördlichen Alaska an drei Stationen Erdbodentemperaturen in verschiedenen Tiefen bis zu 10 m gemessen worden (Franklin Bluffs, Sagwon und Innavait; s. Abbildung 4.3). Hier sind die mit REMO simulierten Jahre großenteils nicht im Messzeitraum enthalten, so dass nur ein qualitativer Vergleich durchgeführt werden kann.

4.6 Vergleich verschiedener Reanalysen

Ein regionales Modell benötigt grundsätzlich als seitliche und untere Randwerte Atmosphären- und Bodenparameter. Operationell durchgeführte Analysen der Wetterdienste enthalten die benötigten Atmosphärenparameter. Allerdings werden im Laufe der Zeit immer wieder Veränderungen in den zur Analyse verwendeten Modellen vorgenommen, was in Klimasimulationen zu deutlichen zeitlichen Inkonsistenzen und künstlichen Trends führen kann. Daher bieten sich Reanalysen als Quelle für die von REMO benötigten Antriebsfelder an. Reanalysen sind nach einheitlichen Methoden nachträglich durchgeführte Analysen für einen längeren Zeitraum. Leichte zeitliche Inkonsistenzen können nur durch unterschiedliche Beobachtungsdichten sowie das erst spätere Vorhandensein von Satellitendaten entstehen [Serreze et al., 2000a]. Reanalysen sind vom ECMWF für die Jahre 1979 bis 1993 in einer horizontalen Auflösung von $1,125^\circ$ und vom NCEP für 1948 bis 2000 in einer horizontalen Auflösung von $1,875^\circ$ verfügbar.

Im Rahmen dieser Arbeit ist ein Vergleich von ECMWF- und NCEP-Reanalysen vorgenommen worden [Semmler et al., 2000], der im folgenden näher beschrieben wird. Hier wird auch der Einfluss der unterschiedlichen Randwerte auf die REMO-Ergebnisse untersucht. Mittlerweile gibt es vom NCEP neue, verbesserte Reanalysen für die Jahre 1979 bis 2000, die jedoch in dieser Untersuchung nicht betrachtet werden, da sie erst nach Beginn der Modellrechnungen verfügbar geworden sind. Auch das ECMWF ist dabei, seine Reanalysen zu überarbeiten; hier sind bisher nur ausgewählte Jahre vorhanden.

Aufgrund der geringen Beobachtungsdichte in der arktischen Region gibt es zum Teil gravierende Unterschiede zwischen den ECMWF- und NCEP-Reanalysen. Reanalysen repräsentieren nicht die Wahrheit, da sie Ergebnisse numerischer Modelle sind, die durch Datenassimilation an die verfügbaren Beobachtungen herangezogen werden. Gerade in Gebieten, in denen nicht so viele Messungen vorliegen, ist daher anzunehmen, dass die Reanalysen stark von den verwendeten physikalischen Parametrisierungen abhängig sind. Da die Reanalysen nicht speziell für die Arktis sondern global erstellt worden sind, sind nicht sämtliche verfügbaren Messungen in beiden Reanalysen verwendet worden, so dass auch durch die Verwendung unterschiedlicher Datenquellen Differenzen entstehen können. Eine Übersicht über die wesentlichen Merkmale der beiden Reanalyse-Produkte kann Serreze et al. [2000a] entnommen werden.

Ein Vergleich zwischen den Reanalysen des ECMWF und des NCEP zeigt deutliche Unterschiede z. B. in der 2 m-Temperatur, im reduzierten Luftdruck, im Niederschlag, in der Gesamtbewölkung und der Globalstrahlung. Die 2 m-Temperatur und der Luftdruck sind mit unabhängigen Eisbojendaten vom Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) in St. Petersburg [NSIDC, 1996] verglichen worden, die in täglicher Auflösung vorliegen. Sowohl die meteorologischen

Parameter 2 m-Temperatur und reduzierter Luftdruck als auch die Position der Eisbojen sind für die Jahre 1988 bis 1990 über jeweils einen Monat gemittelt worden. Anschließend sind jeweils die Monatsmittelwerte der vier umliegenden Gitterpunkte beider Reanalysen für die gleichen Jahre gewichtet gemittelt und zum Vergleich herangezogen worden. Die Gewichtung ist durchgeführt worden, indem das Gewicht jedes der vier Reanalysewerte mit zunehmendem Abstand zwischen jeweiliger Gitterpunktsmitte und Eisbojenposition linear abnimmt.

Abbildung 4.4 zeigt einen Vergleich zwischen den gemessenen und den aus ECMWF- und NCEP-Reanalysen berechneten Monatsmittelwerten der 2 m-Temperatur und des Luftdrucks für den Zeitraum Januar 1988 bis Dezember 1990 im Gebiet nördlich von 75° N. Beim Vergleich mit Messungen müssen auch deren Ungenauigkeiten berücksichtigt werden. Das AARI gibt für die Temperaturmessungen Fehlergrenzen von $\pm 0,2$ K bei Temperaturmessungen über 0°C und von $\pm 0,8$ K bei Temperaturmessungen unter -30°C an. Der Fehler der Druckmessungen liegt bei $\pm 0,5$ hPa. Fast über das ganze Jahr hinweg sind die ECMWF-Temperaturen zu warm. Es gibt Unterschiede bis zu 7 K im Mai 1989. Diese Abweichung ist insbesondere für einen Vergleich von Monatsmittelwerten hoch und liegt deutlich über den Fehlergrenzen der Messwerte. Nur in den Sommermonaten Juni, Juli und August sind die ECMWF-Temperaturen in den meisten Fällen kälter als die beobachteten. Hier tritt eine Art Grenzwert auf. Der Gefrierpunkt von Meerwasser, der vom Salzgehalt abhängt und in den ECMWF-Reanalysen sowie in REMO mit $-1,79^\circ\text{C}$ für einen mittleren Salzgehalt angenommen wird, wird in den ECMWF-Reanalysen nur selten überschritten, während in den Beobachtungen Werte bis zu $0,2^\circ\text{C}$ auftreten. Die 2 m-Temperaturen in den NCEP-Reanalysen stimmen generell besser mit den beobachteten Werten überein als die Werte in den ECMWF-Reanalysen. Aber es gibt auch hier deutliche Unterschiede, sie betragen bis zu 6 K im Oktober 1988. Von Januar bis August sind die NCEP-Temperaturen systematisch wärmer und von September bis Dezember kälter als die beobachteten Temperaturen.

Der reduzierte Luftdruck weicht im Mittel über den Dreijahreszeitraum in den ECMWF-Reanalysen um $-0,1$ hPa, in den NCEP-Reanalysen um $-0,4$ hPa von den Eisbojenmessungen ab. Diese Abweichungen liegen innerhalb der Messgenauigkeit für gemessene Einzelwerte. Die Unterschiede in den Monatsmittelwerten betragen jedoch bis zu 3 hPa zwischen ECMWF-Reanalysen und Beobachtungen und bis zu 4 hPa zwischen NCEP-Reanalysen und Beobachtungen. Die größeren Unterschiede zwischen NCEP-Reanalysen und Beobachtungen könnten auf die geringere Auflösung dieser Reanalysen zurückzuführen sein.

Zusätzlich sind die klimatologischen Gitterpunktsdaten der 2 m-Temperatur und der Gesamtbewölkung für 1981 bis 1990, des Niederschlages für 1951 bis 1990 und der Globalstrahlung für 1953 bis 1999 aus NSIDC [2000] zum Vergleich mit beiden Reanalysen herangezogen worden. Die Reanalysedaten sind über die

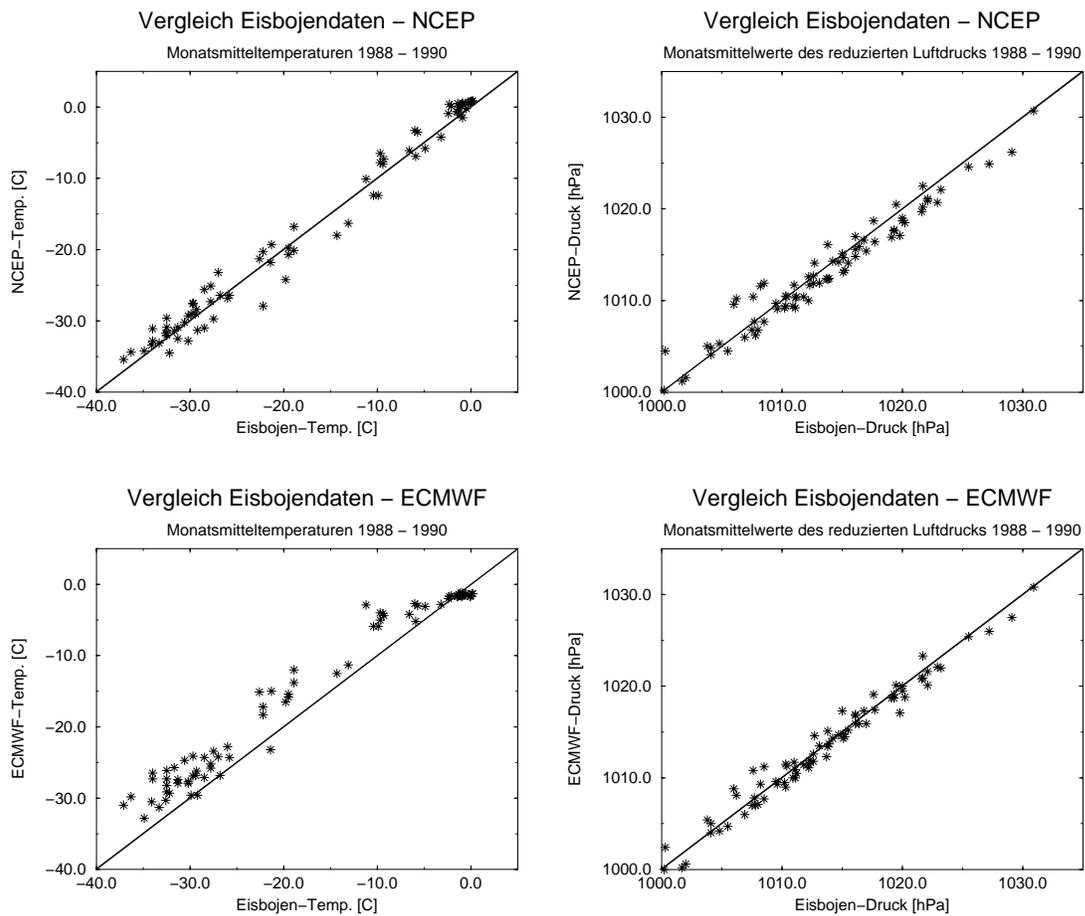


Abbildung 4.4: Vergleich der gemessenen und der aus ECMWF-Reanalysen und NCEP-Reanalysen ermittelten Monatsmittelwerte der 2 m-Temperatur (links) und des reduzierten Luftdrucks (rechts) für Januar 1988 bis Dezember 1990.

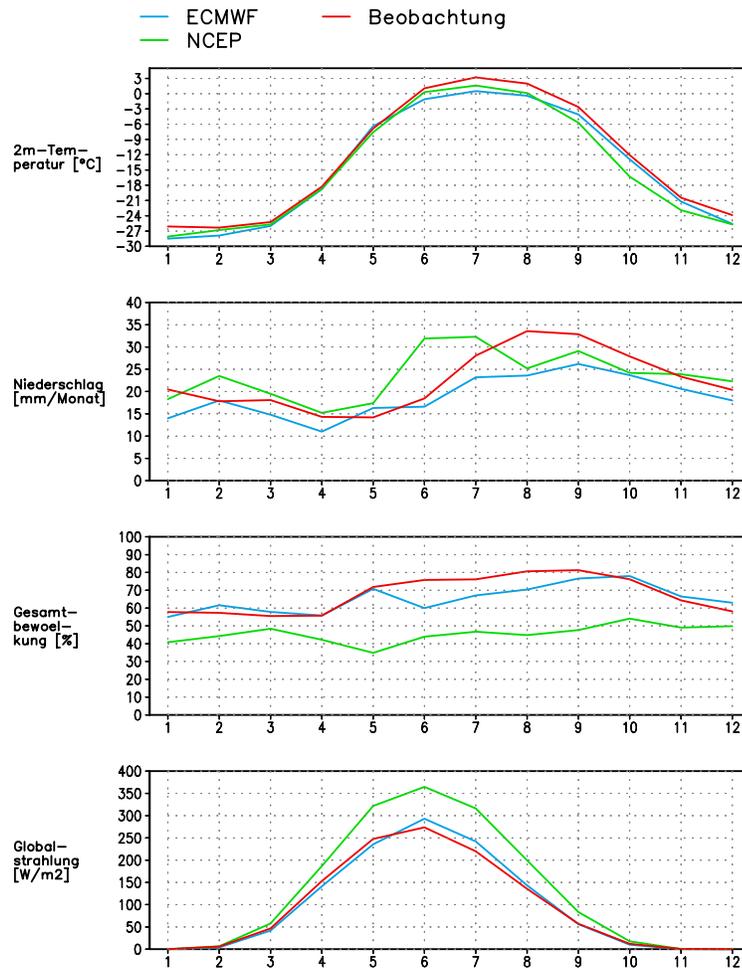


Abbildung 4.5: Jahresgang der 2 m-Temperatur, des Niederschlags, der Gesamtbewölkung und der Globalstrahlung nördlich von 70° N aus den ECMWF-Reanalysen, den NCEP-Reanalysen und den Beobachtungen aus dem Arctic Meteorology and Climate Atlas.

beiden Zeiträume Dezember 1984 bis November 1985 und Dezember 1988 bis November 1989 gemittelt worden. Damit ist ein Winter mit leicht negativem NAO-Index und einer mit stark positivem NAO-Index enthalten. Wie beim Vergleich zwischen REMO-Ergebnissen und Beobachtungen gezeigt wird (Abschnitt 5.2), ist es möglich, auf diese Weise eine gute Näherung an eine Klimatologie für einen Zeitraum mit einem im Mittel positivem NAO-Index (1984 bis 1993) zu erhalten. Die Werte aller Gitterpunkte nördlich von 70° N aus den ECMWF- und NCEP-Reanalysen sowie aus den Beobachtungen sind flächengewichtet gemittelt worden. In Abbildung 4.5 ist das Ergebnis dieses Vergleichs dargestellt.

Beim Vergleich der 2 m-Temperatur treten teilweise gravierende Unterschiede auf: In den Sommermonaten sind die ECMWF-Reanalysen bis zu 3 K kälter als die Beobachtungen und in den Herbstmonaten die NCEP-Reanalysen bis zu

4 K. Dies steht im Widerspruch zu dem vorher beschriebenen Vergleich mit Eisbojendaten, nach dem die Temperaturen in beiden Reanalysen die meiste Zeit im Jahr zu warm sind und nur in den Jahreszeiten, in denen beim jetzt vorgestellten Vergleich die stärksten Unterschätzungen der Temperatur auftreten, zu kalt sind. Es gibt mehrere mögliche Gründe für diesen Widerspruch. Der vorher beschriebene Vergleich beschränkt sich auf Eisgebiete. Im Gebiet nördlich von 70° N ist nicht nur Meereis, sondern auch offenes Wasser und Land enthalten. In dieser Hinsicht ist der jetzt vorgestellte Vergleich allgemeiner. Da in die klimatologischen Gitterpunktsdaten aus NSIDC [2000] außer Eisbojendaten Landstationen eingehen, während das offene Wasser nahezu nicht mit Beobachtungen abgedeckt ist, kann allerdings die Interpolation der Beobachtungsdaten auf das Gitter zu einem systematischen Fehler führen. Bei den Landgitterpunkten gibt es zusätzlich das Problem, dass die Höhen, für die die Beobachtungsgitterpunkte repräsentativ sind, nicht bekannt sind. Daher ist es nicht möglich gewesen, eine Höhenkorrektur durchzuführen. Die Vermutung, dass die fehlende Höhenkorrektur zu einem systematischen Fehler führt, wird dadurch bestätigt, dass nicht nur beim Vergleich der Reanalysen mit den Eisbojendaten, sondern auch beim später in diesem Abschnitt beschriebenen Vergleich der Reanalysen mit Vertikalprofilen aus Radiosondendaten nach [Serreze et al., 1995] die Temperaturen in Bodennähe höher als in den Beobachtungen liegen. Durch die Unsicherheiten in der Güte der Beobachtungsdaten kann nicht beurteilt werden, welche Reanalysen hinsichtlich der 2 m-Temperatur realitätsnäher sind. Auffällig sind aber deutliche Unterschiede bis zu 3 K im Monatsmittel zwischen den beiden Reanalysen.

In den NCEP-Reanalysen tritt die maximale monatliche Niederschlagssumme im Frühsommer, in den ECMWF-Reanalysen und Beobachtungen dagegen erst im Spätsommer auf. Die Jahressumme des Niederschlages beträgt in den NCEP-Reanalysen 283 mm und ist damit im Vergleich zu den Beobachtungen (271 mm) sehr ähnlich, während sie in den ECMWF-Reanalysen mit 226 mm deutlich geringer ist. Aus den hier festgestellten Unterschieden lässt sich jedoch keine Aussage über systematische Fehler in den Reanalysen machen, da gerade der Niederschlag besonders stark von lokalen Bedingungen abhängt und somit die bessere Datenlage an den Küsten und auf Inseln zu systematischen Fehlern in den Beobachtungsdaten führen kann. Zusätzlich besteht das Problem, dass der beobachtete Niederschlag eine Klimatologie für den Zeitraum von 1951 bis 1990 ist, während die betrachteten Reanalysedaten ein Mittel über Dezember 1984 bis November 1985 und Dezember 1988 bis November 1989 sind. Dies wird durch den wesentlich glatteren Verlauf des Jahresganges der Beobachtungen im Vergleich zum Jahresgang der Reanalysen deutlich. Auch hinsichtlich des Niederschlages kann also keine Aussage getroffen werden, welche Reanalysen realitätsnäher sind.

Bei der Gesamtbewölkung und der Globalstrahlung wird jedoch deutlich, dass die ECMWF-Reanalysen deutlich näher an der Realität liegen als die NCEP-Reanalysen. Beide Reanalysen zeigen zwar keinen ausgeprägten Jahresgang der

Gesamtbewölkung auf, aber die über das Jahr gemittelte Gesamtbewölkung ist in den ECMWF-Reanalysen realistisch, während sie in den NCEP-Reanalysen um über 20% unterschätzt wird. Messungen der zeitlichen Verteilung der Wolken, die während des umfangreichen Feldexperimentes Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) von Oktober 1997 bis Oktober 1998 mit Radar- und Lidartechnik durchgeführt worden sind [Intrieri et al., 2001], stützen die Beobachtungsdaten aus NSIDC [2000]. Die zu geringe Gesamtbewölkung in den NCEP-Reanalysen führt zu einer drastischen Überschätzung der Globalstrahlung um bis zu beinahe 100 W/m^2 . Diese Unterschiede dürften nicht auf die unterschiedlichen Vergleichszeiträume (Beobachtungen der Globalstrahlung 1953 bis 1999 und Reanalysen Mittel über Dezember 1984 bis November 1985 und Dezember 1988 bis November 1989) zurückzuführen sein. Eine vergleichende Studie von U. Mikolajewicz [persönliche Mitteilung], in der ECMWF- und NCEP-Reanalysen als Randwerte für das Ozean-Eis-Modell HOPE [Wolff et al., 1997] verwendet worden sind, hat durch die hohe Einstrahlung in den NCEP-Reanalysen zu einer unrealistisch starken Eisschmelze im Arktischen Ozean geführt, so dass das Eis im Sommer fast komplett abgeschmolzen ist. Hinsichtlich der Strahlung und Bewölkung sind die ECMWF-Reanalysen offensichtlich besser.

In Serreze et al. [1995] sind Vertikalprofile der Temperatur und der spezifischen Feuchte aus Radiosondenaufstiegen in den Jahren 1974 bis 1991 als zonale Mittel über 70° N berechnet worden. Diese sind mit den beiden Reanalyseprodukten verglichen worden, wobei auch hier über die beiden Zeiträume Dezember 1984 bis November 1985 und Dezember 1988 bis November 1989 gemittelt worden ist. Die Temperatur stimmt insgesamt gut überein (s. Abbildung 4.6). In den NCEP-Reanalysen wird allerdings in Bodennähe die Temperatur im Januar um etwa 2 K und im Jahresmittel um etwa 1 K überschätzt. Die spezifische Feuchte ist in den NCEP-Reanalysen in Bodennähe im Juli um etwa 0,5 g/kg und im Jahresmittel um etwa 0,2 g/kg zu hoch, während sie in den ECMWF-Reanalysen in Bodennähe gut wiedergegeben wird (s. Abbildung 4.7). Nur im Juli kommt es hier zu einer Unterschätzung um etwa 0,2 g/kg in Bodennähe. Oberhalb von 700 hPa liegen die spezifischen Feuchten aus den Reanalysen meistens höher als die aus den Beobachtungen. Es ist allerdings bemerkenswert, dass die Profile aus den Beobachtungen bei einem zonalen und klimatologischen Mittel ab etwa 700 hPa und besonders ab 500 hPa aufwärts relativ starke Strukturen aufweisen. Hier ist die Frage, wie verlässlich die aus den Beobachtungen abgeleiteten Profile sind.

Um den Einfluss der unterschiedlichen Reanalysen auf die REMO-Modellergebnisse abschätzen zu können, sind mit der gleichen REMO-Version zwei Läufe in $1/2^\circ$ Auflösung für das gleiche Modellgebiet (s. Abbildung 4.1 links auf S. 24) für die erste Hälfte von 1992 gerechnet worden. Eine Rechnung ist mit ECMWF-Reanalysen, die andere mit NCEP-Reanalysen angetrieben worden. Große Unterschiede entstehen nicht nur in den Druck-, Temperatur- und Windverteilungen in den Regionen, in denen die räumliche Auflösung eine Rolle spielt (nahe der

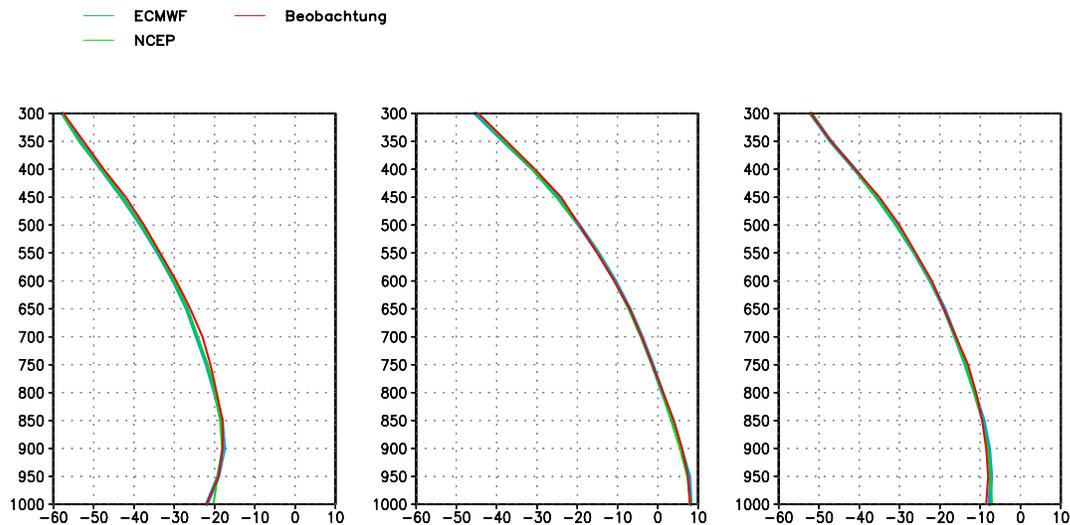


Abbildung 4.6: Vertikalprofile der Temperatur in $^{\circ}$ C aus ECMWF- und NCEP-Reanalysen sowie aus Beobachtungen als zonale Mittel über 70° N im Januar (links), im Juli (Mitte) und im Jahresmittel (rechts). Auf der Ordinate ist als Maß für die Höhe der Luftdruck in hPa aufgetragen.

Erdoberfläche sowie in gebirgigen Regionen), sondern in der gesamten Atmosphäre. Die simulierten Monatsmittelwerte des reduzierten Luftdrucks im Januar 1992 zeigen Unterschiede bis zu beinahe 8 hPa über der Barentssee, nördlich von Skandinavien, südlich von Grönland und nahe des Nordpols (s. Abbildung 4.8 auf S. 38). Da beide REMO-Läufe seitlich und oberhalb von 500 hPa innerhalb des gesamten Modellgebietes und während der gesamten Simulationszeit an die großskaligen Felder der Reanalysen herangezogen worden sind (Nudging-Methode) und der einzige Unterschied zwischen beiden Läufen in den Antriebsdaten liegt, sind die Unterschiede auf die unterschiedlichen Reanalysen zurückzuführen. Da die Simulationen am 1. Januar 1992 initialisiert worden sind, ist der Einfluss der unterschiedlichen Initialisierung auf das Monatsmittel vom Januar 1992 groß.

Nichtlineare Wechselwirkungen, die sowohl in der Atmosphäre als auch in den numerischen Modellen auftreten, können die Unterschiede zwischen den beiden REMO-Simulationen vergrößern. Das bedeutet, dass kleine Änderungen in den Anfangsbedingungen große Auswirkungen auf die Modellergebnisse haben können. Durch die Verwendung der Nudging-Methode soll erreicht werden, dass die nichtlinearen Wechselwirkungen gedämpft werden, um die systematischen Unterschiede festzustellen und die stochastischen Unterschiede gering zu halten. Hier wäre es sicherlich interessant, die Größe der stochastischen Unterschiede, die auch bei Verwendung der Nudging-Methode auftreten können, durch ein Ensemble von

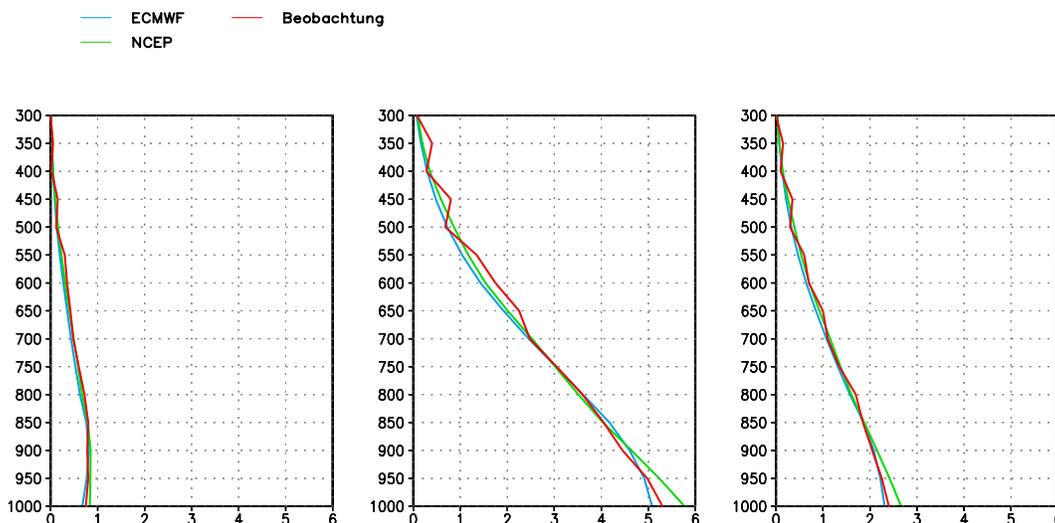


Abbildung 4.7: Vertikalprofile der spezifischen Feuchte in g/kg aus ECMWF- und NCEP-Reanalysen sowie aus Beobachtungen als zonale Mittel über 70° N im Januar (links), im Juli (Mitte) und im Jahresmittel (rechts). Auf der Ordinate ist als Maß für die Höhe der Luftdruck in hPa aufgetragen.

Modellsimulationen mit leicht unterschiedlichen Initialisierungsfeldern zu untersuchen.

Insgesamt sind für die Arktis gravierende Unterschiede zwischen den beiden Reanalysen, zwischen zwei mit den verschiedenen Reanalysen angetriebenen REMO-Simulationen sowie zwischen Reanalysen und Beobachtungen festgestellt worden. Die monatlich gemittelte Globalstrahlung wird in den NCEP-Reanalysen um bis zu 100 W/m^2 im Gebietsmittel über den gesamten Bereich nördlich von 70°N überschätzt, die Gesamtbewölkung um bis zu 35% unterschätzt. Die ECMWF-Reanalysen geben die arktische Strahlung, Bewölkung und vertikale Feuchteverteilung wesentlich realistischer als die NCEP-Reanalysen wieder, während die Qualität beider Reanalysen hinsichtlich des Bodendruckes und der 2 m-Temperatur recht unbefriedigend ist. Es treten bei Betrachtung von Monatsmitteln Abweichungen zwischen Beobachtungen und Reanalysen von bis zu 4 hPa im Luftdruck und bis zu 7 K in der 2 m-Temperatur auf. Bei der 2 m-Temperatur über Meereis sind die NCEP-Reanalysen etwas näher an den Beobachtungen, beim Luftdruck die ECMWF-Reanalysen. Da insgesamt die ECMWF-Reanalysen realistischer sind, werden diese in sämtlichen Klimastudien als Antrieb für REMO verwendet. In der Fallstudie FRAMZY (Abschnitt 5.1) werden jedoch nicht die Reanalysen sondern die Analysen des ECMWF an den Modellgebietsrändern

vorgeschrieben, da die Reanalysen für den simulierten Zeitraum im April 1999 nicht vorhanden sind.

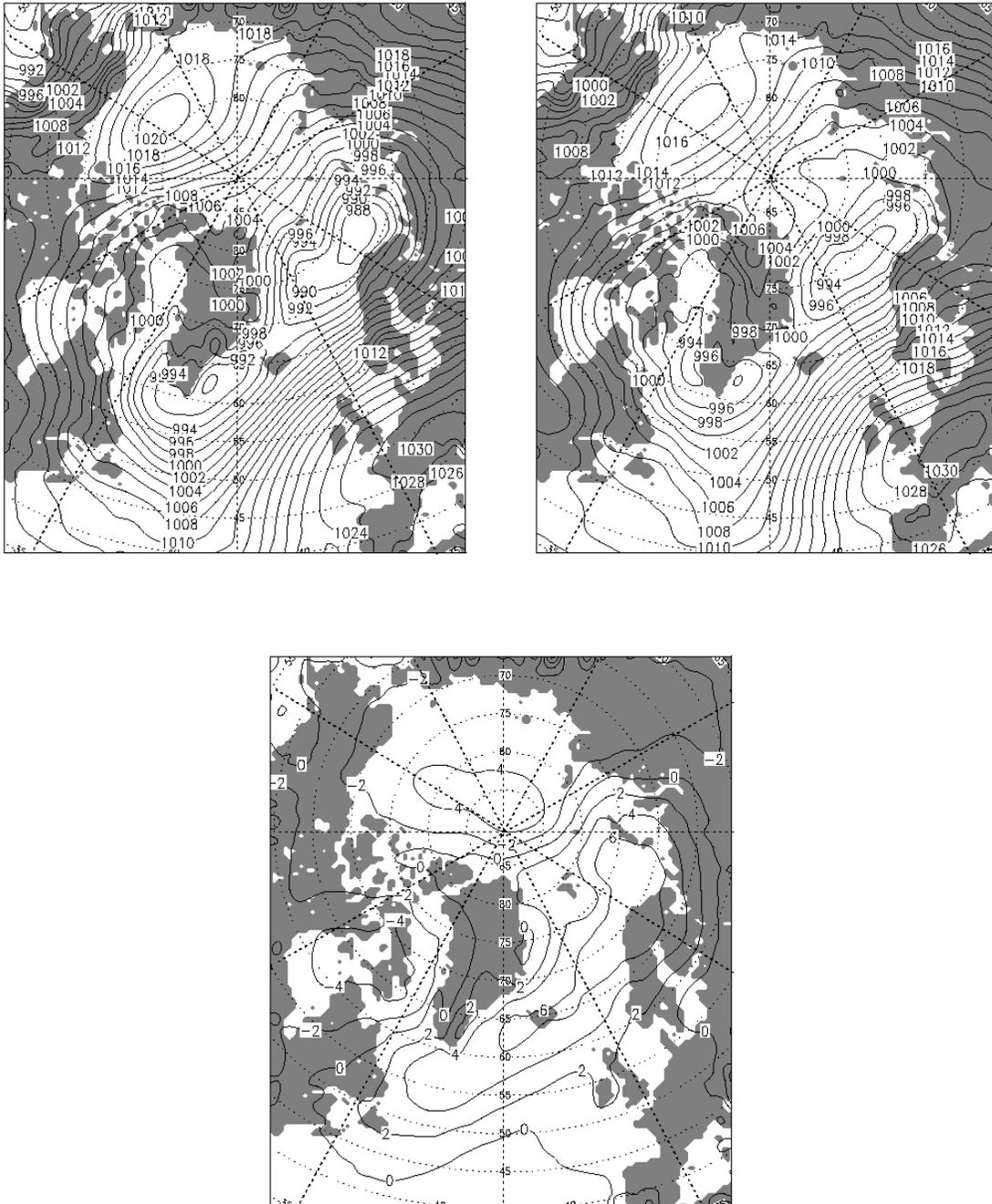


Abbildung 4.8: Monatsmittel des reduzierten Luftdruckes in hPa im Januar 1992 in REMO mit ECMWF-Antrieb (links oben) und REMO mit NCEP-Antrieb (rechts oben) sowie Differenz REMO mit NCEP-Antrieb minus REMO mit ECMWF-Antrieb (unten).

Kapitel 5

Validierung der Modellergebnisse

5.1 Fallstudie FRAMZY

In diesem Abschnitt wird die Validierung des Modells für die arktische Grenzschicht in der Nähe der Eiskante in der Framstraße beschrieben. Das Modell ist in dieser Fallstudie für den 3. April 1999 initialisiert und dann durchgehend bis zum 24. April 1999 integriert worden. Auf diese Weise liegen sämtliche Flugzeugmessungen, die am 10., 12., 14., 18. und 19. April durchgeführt worden sind, im Simulationszeitraum und die Modellergebnisse hängen bei Beginn der Flugzeugmessungen nicht mehr zu stark von der Initialisierung ab. Als Anfangs- und Randwerte sind die ECMWF-Analysen verwendet worden, da die Reanalysen für diesen Zeitraum nicht verfügbar sind. Innerhalb des hier betrachteten kurzen Zeitraumes ist das für die Analyse verwendete Modell nicht geändert worden, so dass hier nicht das Problem der zeitlichen Inkonsistenz besteht.

Um den Effekt zusätzlich verwendeter Meereiskonzentrationen aus Satellitendaten zu erkennen und den Einfluss unterschiedlicher Meereisverteilungen auf die Entstehung und Entwicklung von Tiefdruckgebieten zu untersuchen, sind zwei REMO-Läufe durchgeführt worden: Einer mit der originalen REMO-Version 4.3 und der aus den ECMWF-Analysen diagnostizierten Eiskante (im Folgenden als REMO-original bezeichnet, Beschreibung s. Abschnitt 3.1) und einer mit der partielle Eisbedeckung berücksichtigenden REMO-Version und der aus SSM/I-Daten bestimmten Eisverteilung (im Folgenden als REMO-partiell bezeichnet, Beschreibung der Änderungen s. Abschnitt 3.4). Die verschiedenen Eisverteilungen für den 18. April 1999 sind in Abbildung 5.1 dargestellt. Die Eiskante liegt in REMO-original zu weit südlich, während sie in REMO-partiell deutlich besser wiedergegeben ist. Der Übergang zwischen Eis und Wasser ist in REMO-original auf einen zu engen Raum begrenzt, da in REMO-original in jeder Gitterzelle entweder nur Eis oder nur Wasser zugelassen ist. In REMO-partiell ist der Gradient in

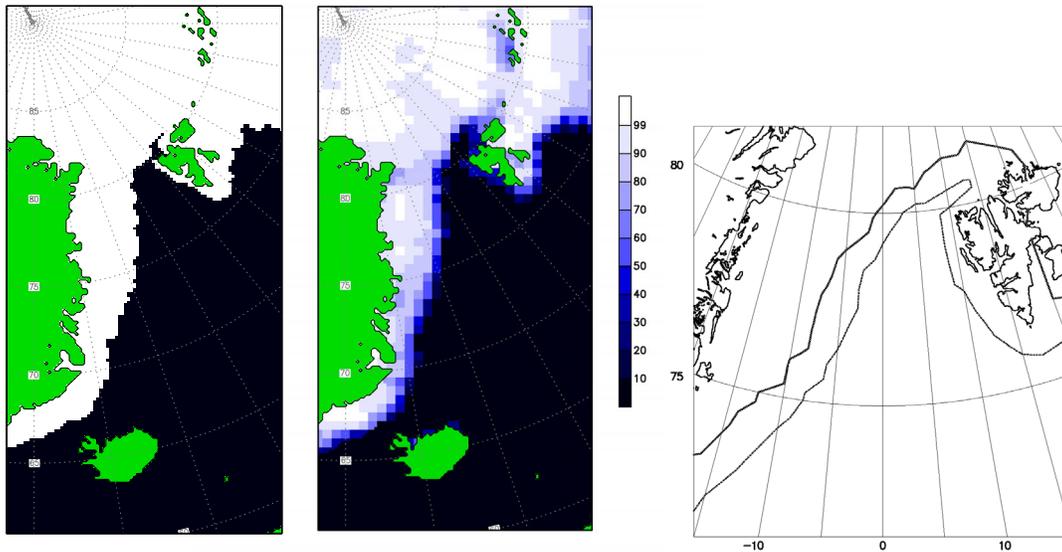


Abbildung 5.1: Eisverteilung aus REMO-original (links), REMO-partiell (Mitte) und aus Beobachtungen vom Norwegischen Meteorologischen Institut (rechts) in %. Bei den Beobachtungen bezeichnet die dünne Linie 10% Eisbedeckung und die dicke Linie 90%.

der Eisverteilung durch die Interpolation auf das REMO-Gitter etwas schwächer als in den Beobachtungen. In beiden Simulationen wird REMO nur an den seitlichen Rändern angetrieben, das heißt es wird nicht wie bei der Untersuchung des Einflusses unterschiedlicher Randdaten (Abschnitt 4.6) die Nudging-Methode angewendet.

Da am 19. April 1999 eine Zyklone von Süd nach Nord über die Eiskante durch die Framstraße gezogen ist (s. Abbildung 5.2), ist bei der Auswertung der Ergebnisse ein besonderes Augenmerk auf den Zeitraum vom 17. bis 20. April 1999 gerichtet worden. Im Hinblick auf die großskalige meteorologische Situation zeigen beide REMO-Simulationen eine gute Übereinstimmung mit den Analyse-daten des ECMWF, die als Antrieb am Rand dienen, und mit denen des DWD, die zu einem unabhängigen Vergleich herangezogen worden sind. Insbesondere in den höheren Schichten ab 850 hPa aufwärts gibt es in den meisten Gebieten nur kleine Differenzen zwischen ECMWF-Analysen und REMO-Ergebnissen (s. Abbildung 5.3 auf S. 42). Nur über Spitzbergen und nördlich davon gibt es größere Differenzen. Die REMO-Simulation weist in diesem Gebiet um über 4 K höhere Temperaturen in 850 hPa als die ECMWF-Analysen auf. Wie aus dem Geopotential in 500 hPa deutlich wird, wird in REMO verstärkt milde Luft aus eisfreien Gebieten in die Region um und nördlich von Spitzbergen geführt. Die

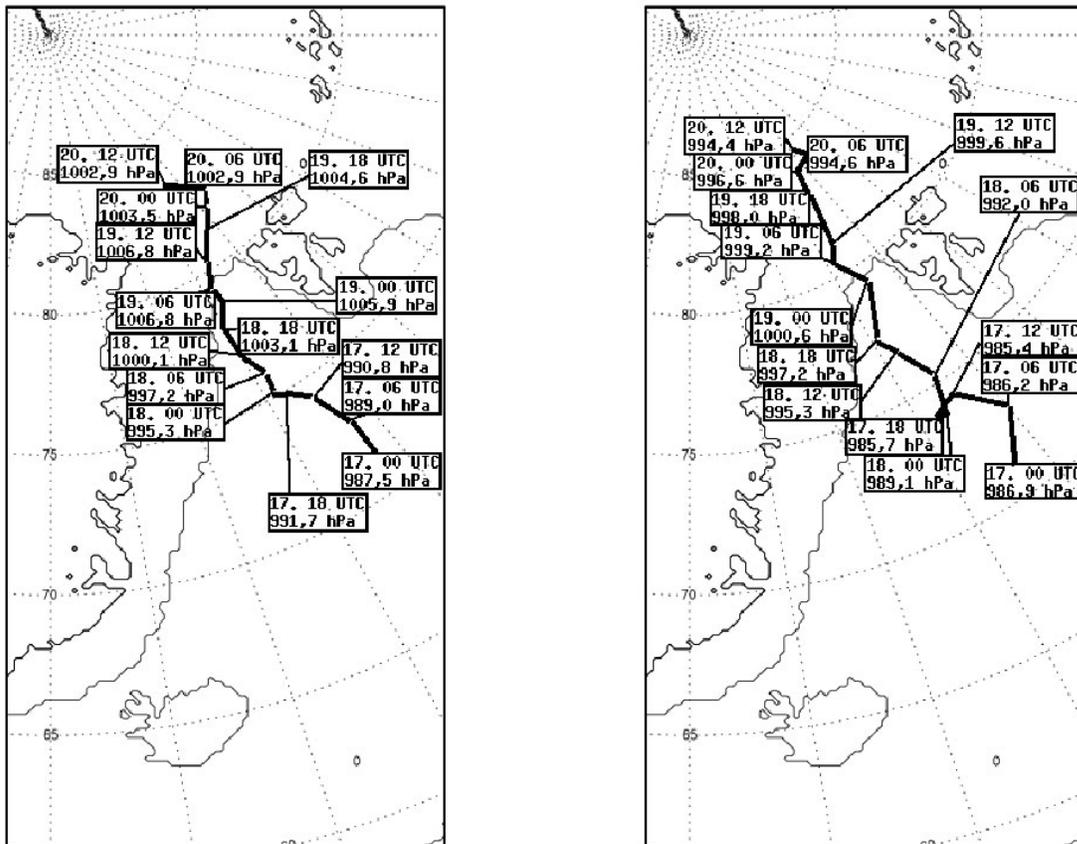


Abbildung 5.2: Zyklonenzugbahn aus ECMWF-Reanalysen (links) und REMO-Ergebnissen (rechts) vom 17. bis 20. April 1999.

in den meisten Gebieten geringen Unterschiede machen deutlich, dass auch das nur lateral angetriebene REMO im Gebietsinneren den großskaligen Wetterablauf gut wiedergeben kann und die Verwendung der Nudging-Methode nicht zwingend notwendig ist.

Bei der Betrachtung der 850-hPa-Temperatur fällt auf, dass die Temperaturgradienten in den REMO-Simulationen teilweise stärker als in den Analysen sind, was wahrscheinlich eine Folge der höheren Auflösung in REMO ist. Speziell an der Eiskante ergeben sich zwischen den beiden REMO-Simulationen und den Analysen Unterschiede in den oberflächennahen Schichten. Am 20. April 1999, 6 UTC ist das Tiefdruckgebiet in beiden REMO-Simulationen im Vergleich zu den Analysen intensiviert und in zwei Zentren gegliedert (Abbildung 5.4 auf S. 43). In

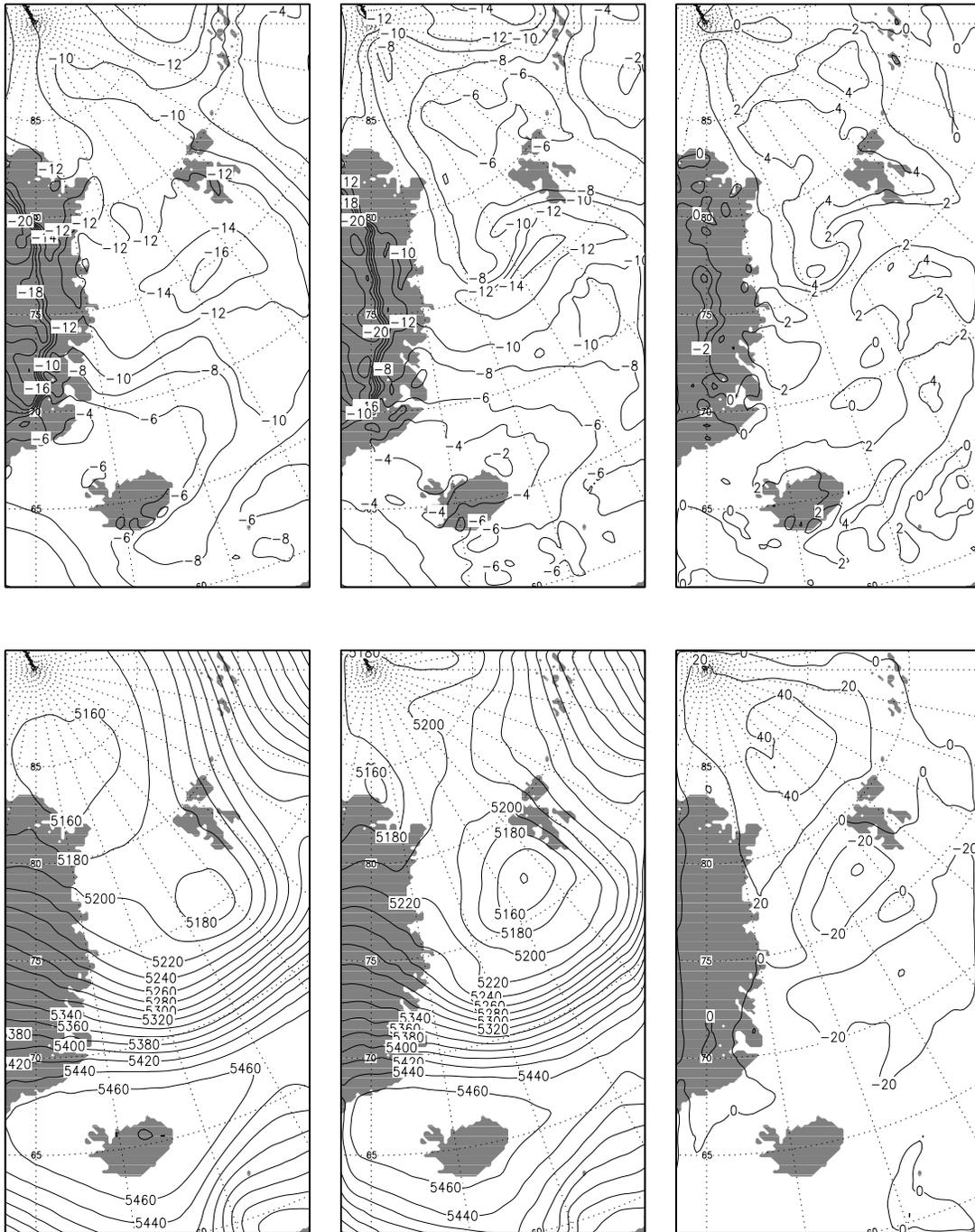


Abbildung 5.3: Obere Reihe: Temperatur in 850 hPa in °C in den ECMWF-Analysen (links), REMO-partiell (Mitte) und Differenz REMO-partiell minus ECMWF-Analysen (rechts) für den 20.4.1999, 6 UTC. Untere Reihe: Wie obere Reihe, aber Geopotential in 500 hPa in gpm.

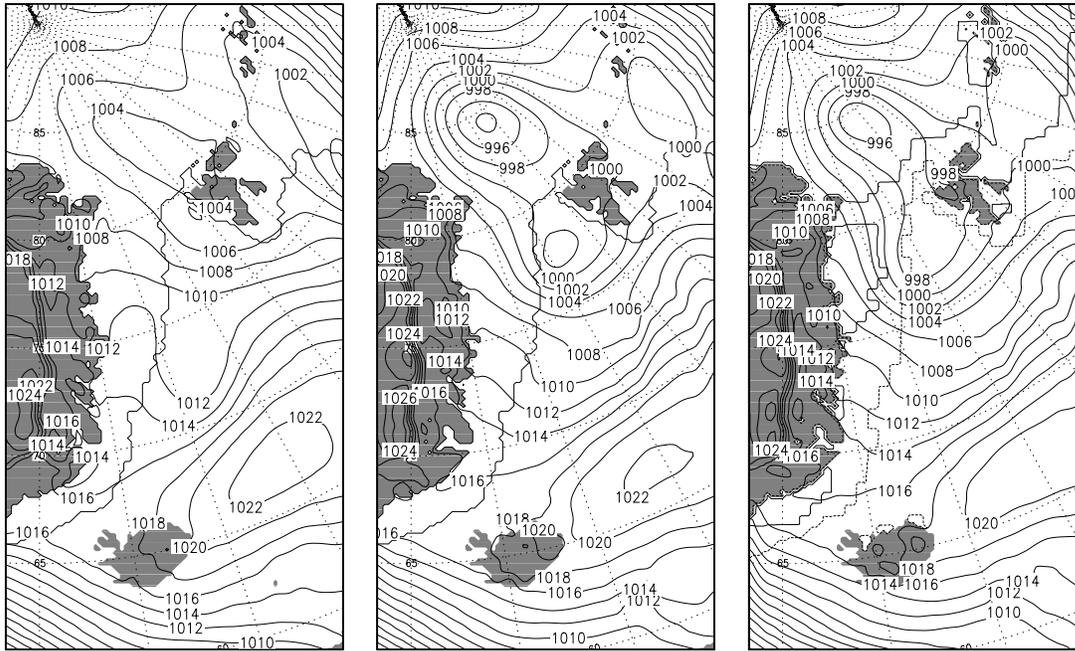


Abbildung 5.4: Reduzierter Luftdruck und Eiskante in den ECMWF-Analysen (links), REMO-original (Mitte) und REMO-partiell (rechts) am 20.4.1999, 6 UTC. Bei REMO-partiell bezeichnet die gestrichelte Linie 10% Eisbedeckung, die durchgezogene Linie 90%.

den Analysen befindet sich zwischen der Ostküste Grönlands und der Eiskante ein Hochkeil, der in REMO nicht vorhanden oder nur schwach ausgeprägt ist. Dieser Hochkeil könnte durch die spektrale Darstellung der Orographie in den Analysen auftreten. Die spektrale Darstellung führt östlich von Grönland zu Höhen von mehr als 200 m unter dem Meeresspiegel. Dieses künstliche Tal im Ozean kann in Verbindung mit der Meereisbedeckung zur Ausbildung eines verstärkten Kältehochs führen. In Gebieten mit abeisiger Strömung werden von REMO über dem offenen Wasser in der Nähe der Eiskante intensive aufwärts gerichtete latente und sensible Wärmeflüsse simuliert. Durch die Labilisierung der Luft über dem verhältnismäßig warmen offenen Wasser kommt es dort zu konvektiven Niederschlägen. Diese von REMO simulierten kleinräumigen Phänomene sind plausibel. Da für den 20. April keine Flugzeugmessungen vorliegen, ist es jedoch schwierig zu beurteilen, ob diese Phänomene auch in Wirklichkeit aufgetreten sind. Das Modell kann an den Tagen, an denen Flugzeugmessungen vorhanden sind, die kleinräumigen Phänomene gut erfassen, wie im Folgenden beschrieben wird. Dies ist ein Hinweis dafür, dass auch die Ergebnisse vom 20. April sinnvoll sind.

Durch die scharfe Eiskante in REMO-original gibt es starke Gradienten in der Oberflächentemperatur und der 2 m-Temperatur an der Eiskante (hier nicht

dargestellt), die in REMO-partiell wegen des realistischeren, allmählichen Übergangs zwischen Wasser und Eis schwächer sind. Aus dem gleichen Grund sind die sensiblen und latenten Wärmeflüsse an der Eiskante in Regionen mit Eis-Wasser-Wind in REMO-partiell schwächer als in REMO-original. In REMO-original gibt es hauptsächlich abwärts gerichtete sensible Wärmeflüsse über dem Eis, während REMO-partiell nur schwache abwärts oder sogar aufwärts gerichtete sensible Wärmeflüsse zeigt, da die Eisbedeckung selten geschlossen ist. Speziell an den Polynien nordöstlich von Grönland und bei den Inseln zwischen St.-Anna-Rinne und Franz-Viktoria-Rinne östlich von Spitzbergen zeigt REMO-partiell mehr Bewölkung und Niederschlag als REMO-original [Semmler et al., 2001].

Um den Einfluss der zusätzlichen Meereisinformation auf die Güte der Modellergebnisse zu untersuchen, ist zunächst in einfacher Weise die Oberflächentemperatur aus den beiden REMO-Simulationen mit den Flugzeugmessungen verglichen worden. Dazu ist die Oberflächentemperatur über jeden ausgewerteten Horizontalflug am 18. und 19. April 1999 sowie über die REMO-Gitterzellen, die während eines Horizontalfluges durchflogen worden sind, gemittelt worden. Die Flugstrecken sind in Abbildung 5.5 dargestellt. Sämtliche Flugstrecken, deren Bezeichnung in der Abbildung mit H beginnt, sind Horizontalflüge. In die Auswertung sind alle Horizontalflüge eingegangen, die sich nicht von der Strecke her überlappen. Bei den Flügen, die auf nahezu der gleichen Strecke stattgefunden haben, ist nur jeweils der mit der niedrigsten Flughöhe in die Auswertung einbezogen worden. Der eine im Vergleich zu den anderen Flugabschnitten lange Horizontalflug am 19. April (H1) ist in zwei gleich lange Teile unterteilt worden (im Folgenden H1a und H1b genannt). Wie Tabelle 5.1 auf S. 46 zu entnehmen ist, wird die Oberflächentemperatur in REMO-partiell deutlich besser wiedergegeben als in REMO-original. Dies zeigt, wie wichtig die Vorgabe einer realistischen Eisverteilung für die Güte der Modellergebnisse ist.

Da bei diesem einfachen Vergleich mit Flugzeugmessungen nur die in Abschnitt 3.4 beschriebene Modelländerung zur Meereisverteilung, nicht aber die anderen in Kapitel 3 dargestellten Änderungen eingegangen sind, ist für einen detaillierten Vergleich mit Flugzeugmessungen eine weitere REMO-Simulation für den 3. bis 24. April durchgeführt worden. Somit wird nun die Version von REMO validiert, die schließlich für die Bestimmung des Wasser- und Energiehaushaltes der arktischen Atmosphäre herangezogen worden ist.

Für den detaillierten Vergleich zwischen Modellergebnissen und Messungen ist es wichtig, wie gut die Windrichtung im Messgebiet wiedergegeben ist. Gerade in der Nähe des Eisrandes reicht eine leicht unterschiedliche Lage eines Tiefdruckgebietes aus, um entweder eine abeisige oder eine aufeisige Strömung zu erzeugen. In so einem Fall kann aus dem Vergleich nicht abgeleitet werden, wie gut die Grenzschichtparametrisierungen im Modell funktionieren, da die Unterschiede zwischen Modell und Messung durch unterschiedliche Luftmassen zustande kommen.

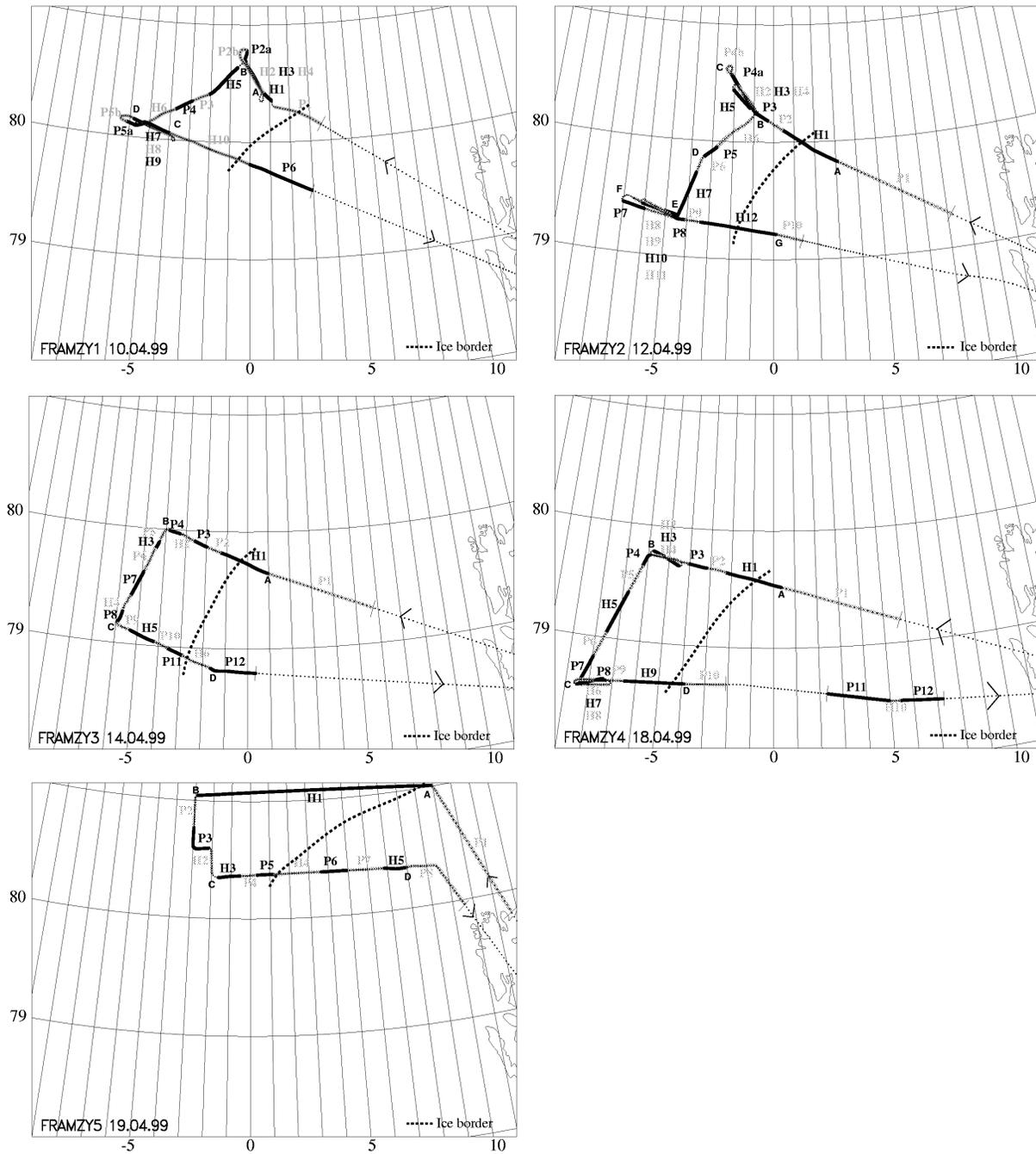


Abbildung 5.5: Flugstrecken am 10. (links oben), 12. (rechts oben), 14. (Mitte links), 18. (Mitte rechts) und 19. April 1999 (links unten) nach G. Müller aus Brümmer et al. [2000].

Tabelle 5.1: Oberflächentemperaturen aus Flugzeugmessungen, aus REMO-original und aus REMO-partiell in °C

Horizontalflug	Flugzeug	REMO-original	REMO-partiell
18. April H1	-4,9	-7,2	-4,9
18. April H2	-14,0	-15,7	-13,9
18. April H5	-14,3	-15,8	-14,2
18. April H6	-15,1	-15,4	-13,4
18. April H9	-7,8	-12,8	-8,1
18. April H10	1,9	0,5	0,6
19. April H1a	-1,7	-12,7	-2,4
19. April H1b	-8,8	-13,8	-7,0
19. April H2	-11,2	-14,6	-5,4
19. April H3	-8,8	-14,1	-3,7
19. April H4	0,4	-4,9	-1,7
19. April H5	0,1	-6,0	-1,8

Am 10., 12. und 18. April sind sowohl in den Messungen (s. Abbildung 5.6 und Beschreibung in Brümmer et al. [2000] S. 28ff) als auch im Modell (s. Abbildungen 5.7 und 5.8) folgende Strukturen zu erkennen: Es herrscht eine Nord- bis Nordostströmung vor, die eisrandparallel oder schwach abeisig verläuft. Am 10. und 12. April sind über dem Eis keine Wolken beobachtet und simuliert worden, während über dem Wasser Konvektion entstanden ist. Speziell am 12. April ist eine eisrandparallele Konvergenzzone beobachtet und simuliert worden. Am 14. April sind in den Messungen und im Modell nur schwache Windgeschwindigkeiten bis zu 5 m/s zu erkennen. Die Windrichtungen in Modell und Messung stimmen hier nicht überein (südliche Winde im Modell und nördliche Winde in den Messungen). Im Modell ist nicht die beobachtete Konvergenzlinie an der Eiskante zu erkennen. Am 18. April befindet sich das Messgebiet in dichter Bewölkung im Nordwestsektor des Tiefdruckgebietes, das von Süd nach Nord durch die Framstraße gezogen ist. Am 19. April befindet sich das Messgebiet in den Messungen nördlich des Zentrums und im Modell genau im Zentrum des Tiefdruckgebietes. Trotzdem stimmen die Windrichtungen in Modell und Messungen gut überein (nördliche Winde im Westen des Messgebietes und südliche Winde im Osten des Messgebietes). Wie am 18. April wird dichte Bewölkung sowohl gemessen als auch modelliert.

Insgesamt stimmen also die größerskaligen Strukturen in Modell und Messung gut überein, so dass es sich lohnt, einen detaillierteren Vergleich durchzuführen.

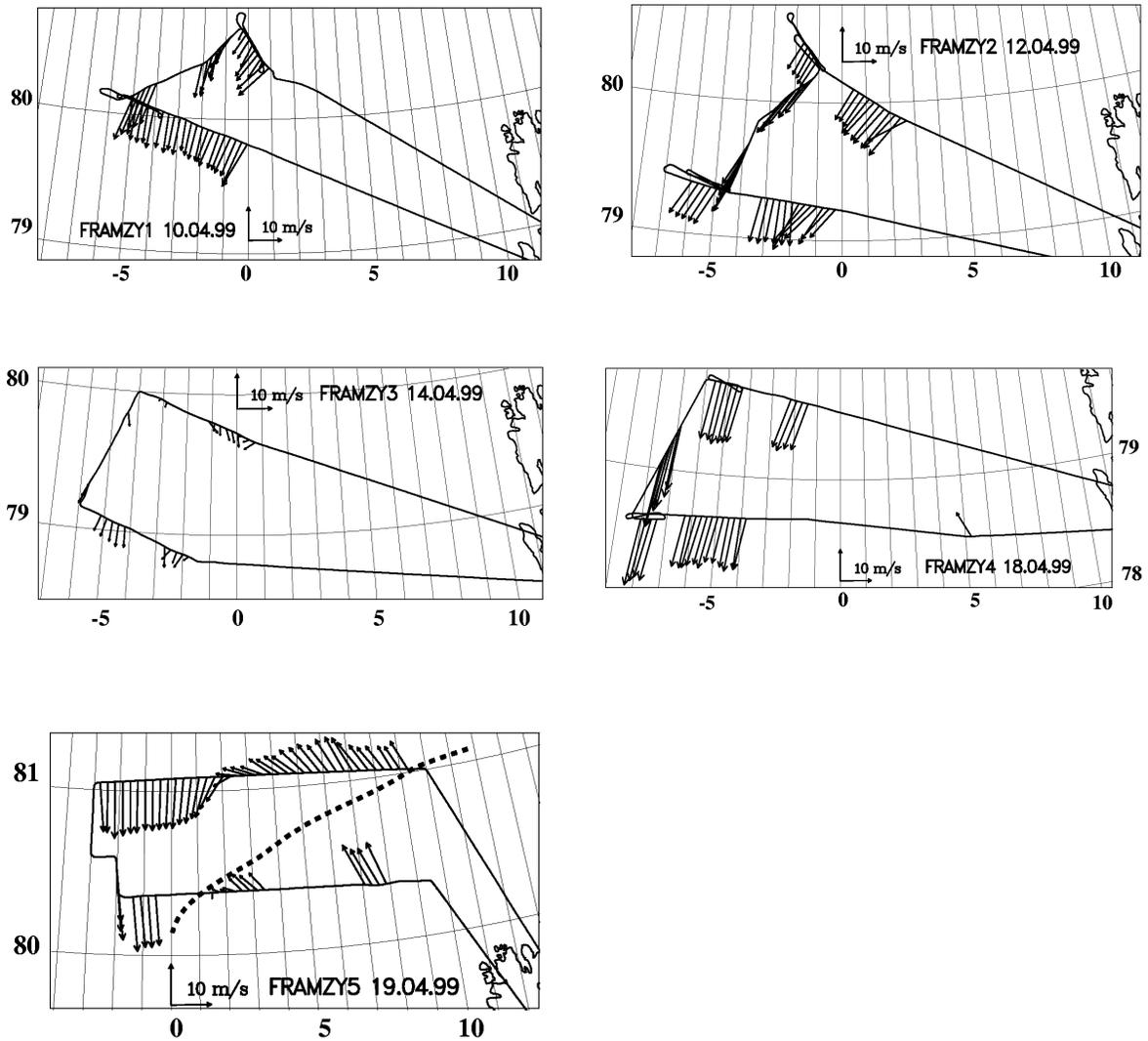


Abbildung 5.6: Windvektoren am 10. (links oben), 12. (rechts oben), 14. (Mitte links), 18. (Mitte rechts) und 19. April 1999 aus den Flugzeugmessungen nach G. Müller aus Brümmer et al. [2000].

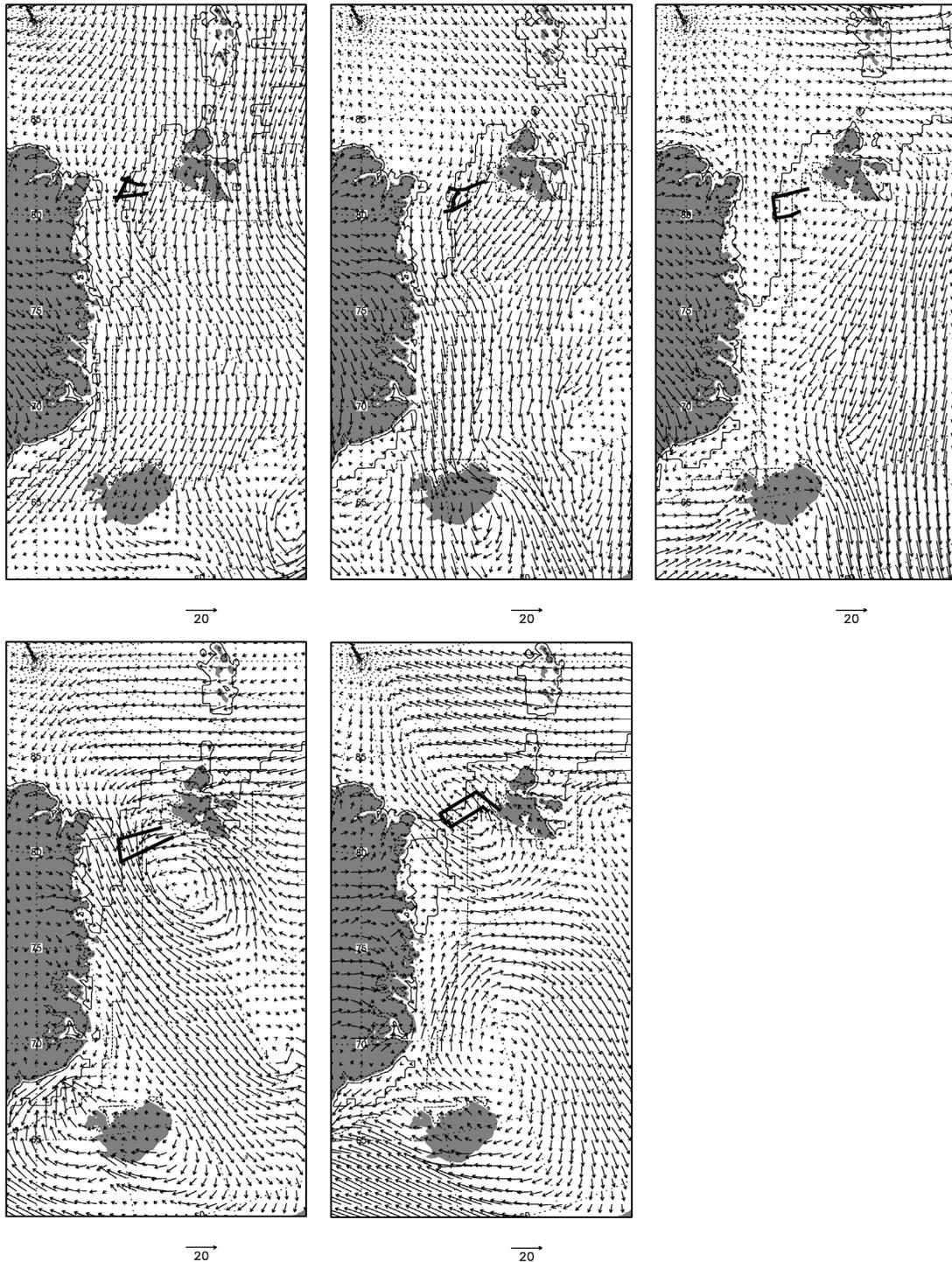


Abbildung 5.7: Windvektoren in 10 m Höhe in REMO zu den Flugterminen in m/s. Oben links: 10. April 14 Uhr UTC, oben Mitte: 12. April 12 Uhr UTC, oben rechts: 14. April 13 Uhr UTC, unten links: 18. April 11 Uhr UTC, unten Mitte: 19. April 11 Uhr UTC. Die gestrichelte dünne Linie bezeichnet 10% Eisbedeckung, die durchgezogene dünne Linie 90%. Die durchgezogene dicke Linie kennzeichnet die Flugstrecken, auf denen gemessen worden ist.

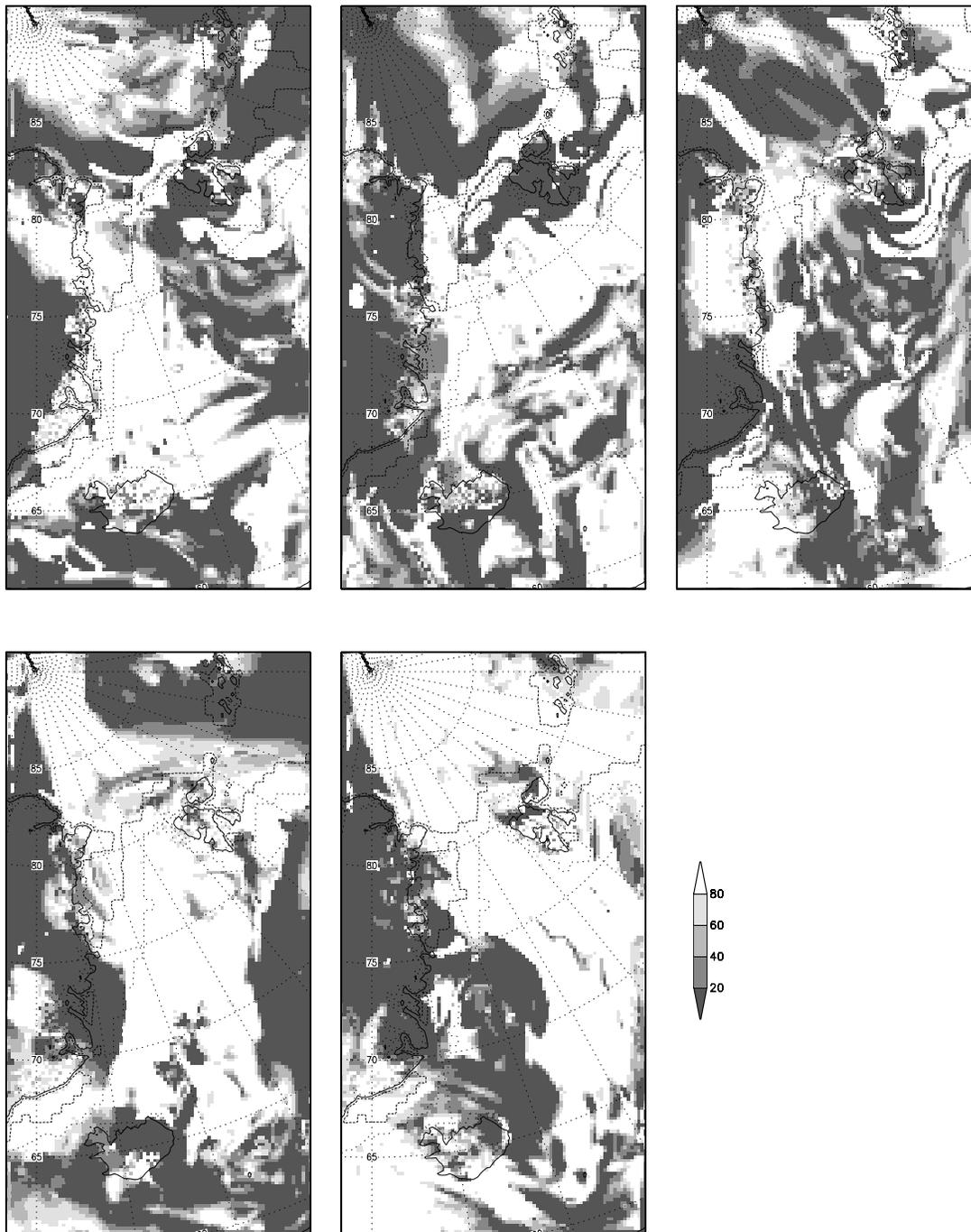


Abbildung 5.8: Gesamtbewölkung in REMO zu den Flugterminen in %. Oben links: 10. April 14 Uhr UTC, oben Mitte: 12. April 12 Uhr UTC, oben rechts: 14. April 13 Uhr UTC, unten links: 18. April 11 Uhr UTC, unten Mitte: 19. April 11 Uhr UTC. Die gepunktete Linie bezeichnet 10% Eisbedeckung, die gestrichelte Linie 90%.

Verglichen werden die Temperaturen, spezifischen Feuchten und Windgeschwindigkeiten in Flughöhe, die sensiblen und latenten Wärmeflüsse, die Impulsflüsse, die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse am Boden und die Oberflächentemperaturen. Hierbei sind die Horizontalflüge aller fünf Messtage (10., 12., 14., 18. und 19. April 1999) verwendet worden (s. Abbildung 5.5 auf S. 45). Bei den Flugzeugmessungen sind Mittelwerte der meteorologischen Parameter sowie der Flughöhe und der geographischen Koordinaten des Flugzeugs über jeweils 180 s gebildet worden. Da das Flugzeug mit einer Geschwindigkeit von etwa 100 m/s geflogen ist, entsprechen 180 s Flugzeit ungefähr 18 km Flugstrecke und damit auch der Gitterweite einer REMO-Gitterzelle. Auch wenn hier ein Streckenmittel mit einem räumlichen Mittel verglichen wird, wird auf diese Weise zumindest gewährleistet, dass die meteorologischen Phänomene der gleichen räumlichen Skala miteinander verglichen werden. Das Gleiche gilt für die zeitliche Skala, da das Modell mit einem Zeitschritt von 120 s betrieben wird, was nahe am Mittelungsintervall von 180 s liegt. Die Flugzeugmessungen werden als repräsentativ für die Mitte eines Mittelungsintervalls, dem Mittelwert der geographischen Koordinaten und dem Mittelwert der Flughöhe während eines Mittelungsintervalls angesehen. Die REMO-Ergebnisse werden zeitlich und räumlich linear auf Zeitpunkt und Ort der Flugzeugmessungen interpoliert.

Die räumliche Interpolation wird für die Wärme-, Impuls- und Strahlungsflüsse sowie für die Oberflächentemperaturen zweidimensional durchgeführt. Hier werden die Flugzeugmessungen als repräsentativ für die Erdoberfläche angenommen. Für jede Flugzeugmessung werden die Werte der vier umliegenden REMO-Gitterpunkte gewichtet gemittelt und zum Vergleich herangezogen. Die Gewichtung wird wie beim Vergleich der Eisbojendaten mit Reanalysen (s. Abschnitt 4.6) durchgeführt, indem das Gewicht jedes der vier Modellwerte mit zunehmendem Abstand zwischen jeweiliger Gitterpunktmittel und Flugzeugposition linear abnimmt. Um zu große Fehler durch die unterschiedliche Flughöhe zu vermeiden, die insbesondere bei den Wärme- und Impulsflüssen entstehen dürften, werden nur die Flugzeugmessungen zum Vergleich herangezogen, die in einer Flughöhe unterhalb von 100 m stattgefunden haben.

Beim Vergleich der Temperaturen, spezifischen Feuchten und Windgeschwindigkeiten in Flughöhe wird eine dreidimensionale Interpolation der REMO-Ergebnisse auf den Ort der Flugzeugmessungen durchgeführt, wobei auch die Flugzeugmessungen in über 100 m Höhe verwendet werden. Es werden vertikal die zwei umliegenden Modellschichten und horizontal die vier umliegenden Gitterpunkte gesucht und anschließend eine gewichtete Mittelung durchgeführt. Zunächst werden für beide Modellschichten wie bei der zweidimensionalen Interpolation gewichtete Mittelwerte gebildet. Anschließend wird eine vertikale Interpolation zwischen den beiden Modellschichten durchgeführt, die linear ist, wenn die Flughöhe größer als die Höhe der untersten Modellschicht (etwa 30 m) gewesen ist. Bei kleinerer Flughöhe werden Profile nach der Monin-Obhukovschen Theorie angenom-

men, die in Majewski et al. [1995] beschrieben sind. Hiermit wird dem Umstand Rechnung getragen, dass die Profile besonders in Bodennähe nichtlinear sind.

Da es für alle meteorologischen Parameter entscheidend ist, ob Meereis vorhanden ist oder nicht, sind die Flugzeugmessungen nur dann mit REMO-Ergebnissen verglichen worden, wenn sowohl die vom Flugzeug beobachtete als auch die aus den Satellitendaten vorgegebene Eiskonzentration in REMO über 80% gelegen hat. Da es keine Fälle gibt, in denen sowohl die vom Flugzeug beobachtete als auch die aus den Satellitendaten vorgegebene Eiskonzentration in REMO unter 20% gelegen hat, kann der Vergleich nur für den eisbedeckten Fall vorgenommen werden.

In Abbildung 5.9 auf S. 52 sind die Differenzen der Temperatur, der spezifischen Feuchte und der Windgeschwindigkeit zwischen Modell und Messungen in Abhängigkeit der Flughöhe dargestellt. Hierbei sind sämtliche über jeweils 18 km gemittelten Messungen der fünf Flugtage berücksichtigt. Sie liegen in Höhen zwischen etwa 15 und 360 m. Bei der Temperatur und der spezifischen Feuchte gibt es keine Höhenabhängigkeit der Abweichungen. Die Temperaturabweichungen liegen zwischen -4 und +3 K, die Abweichungen der spezifischen Feuchte zwischen -0,4 und +0,2 g/kg. Bei der spezifischen Feuchte liegen jedoch sämtliche Abweichungen im Rahmen der Messgenauigkeit, so dass hierfür keine Aussage in Bezug auf die Güte der Modellergebnisse getroffen werden kann. Ein Vergleich zwischen den Mittelwerten über alle Messungen und über die entsprechenden Modellergebnisse für jeden Flugtag zeigt in der Temperatur nur kleine Differenzen unter 1 K (s. Abbildung 5.10 auf S. 53). Die Windgeschwindigkeiten werden in REMO insbesondere in größeren Höhen systematisch unterschätzt. Prozentual gesehen gibt es jedoch keine deutliche Höhenabhängigkeit der Abweichungen, da die Beträge der Windgeschwindigkeiten in größeren Höhen größer als in Bodennähe sind. Die Abweichungen liegen zwischen -7 und -1 m/s. REMO ist also insgesamt etwas zu kalt und simuliert zu geringe Windgeschwindigkeiten.

In Abbildung 5.11 auf S. 54 sind für jeden Flugtag die Mittelwerte über alle Messungen der Wärme-, Impuls-, Strahlungsflüsse, Albeden und Oberflächentemperaturen unterhalb von 100 m sowie die entsprechenden Modellergebnisse am Boden dargestellt.

Die Wärmeflüsse sind sowohl in REMO als auch in den Flugzeugmessungen meistens aufwärts gerichtet. Nur am 10., 12. und 14. April sind die sensiblen Wärmeflüsse in den Flugzeugmessungen schwach abwärts gerichtet. Die Wärmeflüsse sind in REMO systematisch stärker aufwärts gerichtet als in den Flugzeugmessungen. Ein Grund hierfür sind die unterschiedlichen Methoden zur Bestimmung der Wärmeflüsse: In REMO werden die sensiblen Wärmeflüsse mit dem Gradientansatz aus der Oberflächentemperatur und der Temperatur der untersten Modellschicht (etwa 30 m über Grund) bestimmt, während sie bei den Flugzeugmessungen aus dem Korrelationsprodukt $\overline{w'\Theta'}$ in Flughöhe bestimmt werden.

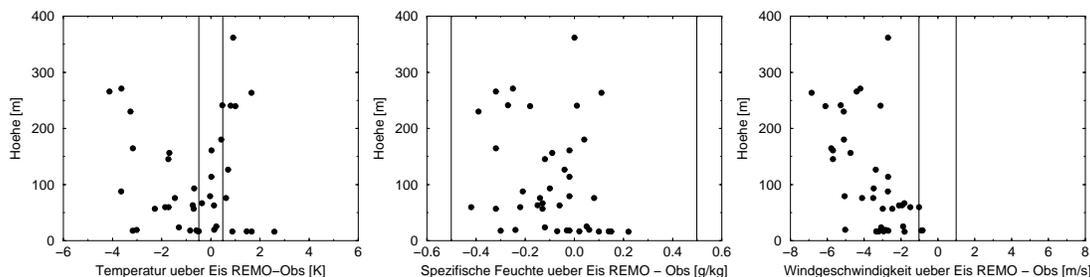


Abbildung 5.9: Differenzen der Temperatur, der spezifischen Feuchte und der Windgeschwindigkeit zwischen REMO-Ergebnissen und Messungen (REMO-Ergebnisse minus Messungen) in Abhängigkeit der Flughöhe. Die vertikalen Linien zeigen die Fehlergrenzen der Messungen an.

Hierbei sind w die Vertikalgeschwindigkeit und Θ die potentielle Temperatur. $\bar{}$ bezeichnet das Mittel und \prime die Abweichung vom Mittel. Analoges gilt für die latenten Wärmeflüsse sowie die Impulsflüsse. Damit sind die Flüsse aus den Flugzeugmessungen für eine größere Höhe (15 m bis 100 m) repräsentativ als die aus REMO (je nach Stabilität der Grenzschicht zwischen 0 m und 15 m). Dies gilt hauptsächlich für den 18. und 19. April, wo das Flugzeug aufgrund schlechter Sichtverhältnisse grundsätzlich oberhalb von 50 m Höhe geflogen ist. Ein anderer Grund für die stärker aufwärts gerichteten Wärmeflüsse in REMO dürfte sein, dass die Eiskonzentrationen in REMO und in den Messungen leicht unterschiedlich sind. Durch die Interpolation der Eiskonzentrationen auf das REMO-Gitter ist die Eiskante in REMO etwas weniger scharf ausgeprägt als in den Beobachtungen. Dies zusammen mit der Bedingung, dass sowohl in den Flugzeugmessungen als auch in den Beobachtungen mindestens 80% Eis vorhanden sein muss, führt dazu, dass die Eiskonzentrationen in den Flugzeugmessungen nahe 100% und in REMO bei 90% liegen.

Insgesamt sind die gemessenen und simulierten Impulsflüsse ähnlich. Die Abweichungen zwischen gemessenen und simulierten Werten liegen am 12. und 14. April im Rahmen der Messgenauigkeit. Am 10. April liefert REMO geringere und am 18. und 19. April höhere Impulsflüsse als die Messungen. Am 10., 12. und 14. April ist das Flugzeug dicht über der Eisoberfläche geflogen, so dass hier die gemessenen und simulierten Impulsflüsse für ähnliche Höhen repräsentativ und somit gut miteinander vergleichbar sind. Die zu niedrigen Impulsflüsse in REMO am 10. April sind auf die zu niedrigen Windgeschwindigkeiten zurückzuführen. Am 18. und 19. April ist das Flugzeug aufgrund der schlechten Sicht grundsätzlich oberhalb von 50 m geflogen, wo die Impulsflüsse schwächer als am Boden

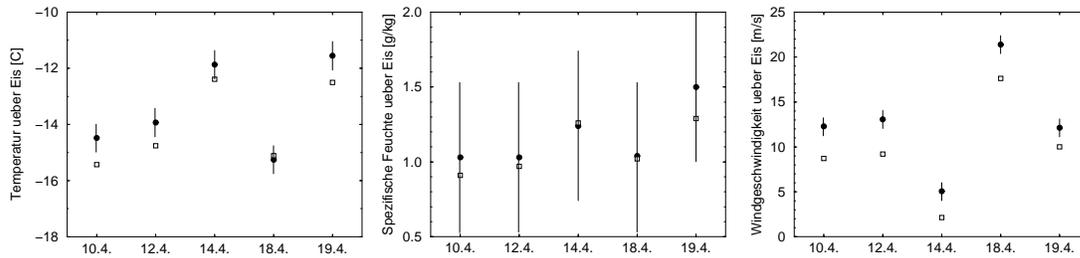


Abbildung 5.10: Mittelwerte der Temperatur, der spezifischen Feuchte und der Windgeschwindigkeit über sämtliche Messungen (Punkte mit Fehlerbalken) und die entsprechenden REMO-Ergebnisse (Quadrate) für jeden Flugtag.

sind. Dies führt zu einer scheinbaren Überschätzung der Impulsflüsse in REMO, die jedoch auf die unterschiedlichen Höhen zurückzuführen ist, für die Modell und Messung repräsentativ sind.

Die Strahlungsmessungen vom 18. und 19. April können nicht zum Vergleich herangezogen werden, da das Flugzeug durch Wolken geflogen ist und somit nicht die Strahlungsflüsse am Boden gemessen hat. Dementsprechend werden die gemessenen und simulierten Strahlungsflüsse sowie die daraus berechneten Albeden nur für den 10., 12. und 14. April verglichen.

Am 10. und 14. April sind die Globalstrahlung und die Gegenstrahlung in REMO sehr realistisch wiedergegeben. Am 12. April unterschätzt REMO die Globalstrahlung um 40 W/m^2 und überschätzt die Gegenstrahlung um den gleichen Betrag, so dass die gesamte Einstrahlung mit der gemessenen vergleichbar ist. Der Grund für die Abweichungen könnte sein, dass die Wolken an diesem Tag in REMO geringfügig anders liegen als in den Beobachtungen. In REMO ist in den Gebieten Bewölkung zu erkennen, wo die Eiskonzentration bei 90% oder darunter liegt, während aus dem Flugzeug beobachtet worden ist, dass die Bewölkung erst südlich der Eiskante auftritt. Dadurch sind im Messgebiet in REMO mehr Wolken vorhanden als in den Beobachtungen, was zu weniger Globalstrahlung und mehr Gegenstrahlung führt. Die langwellige Ausstrahlung ist an allen drei Tagen realistisch wiedergegeben.

Die Albedo ist in REMO am 10., 12. und 14. April systematisch um etwa 10% zu niedrig, was auch die zu niedrige kurzwellige Reflektion erklärt. Ein Grund hierfür sind die niedrigeren Eiskonzentrationen in REMO. Dies erklärt jedoch noch nicht den gesamten Unterschied. In REMO liegt die Eisalbedo zwischen 55% bei einer Eisoberflächentemperatur von 0°C und 75% bei -10°C oder

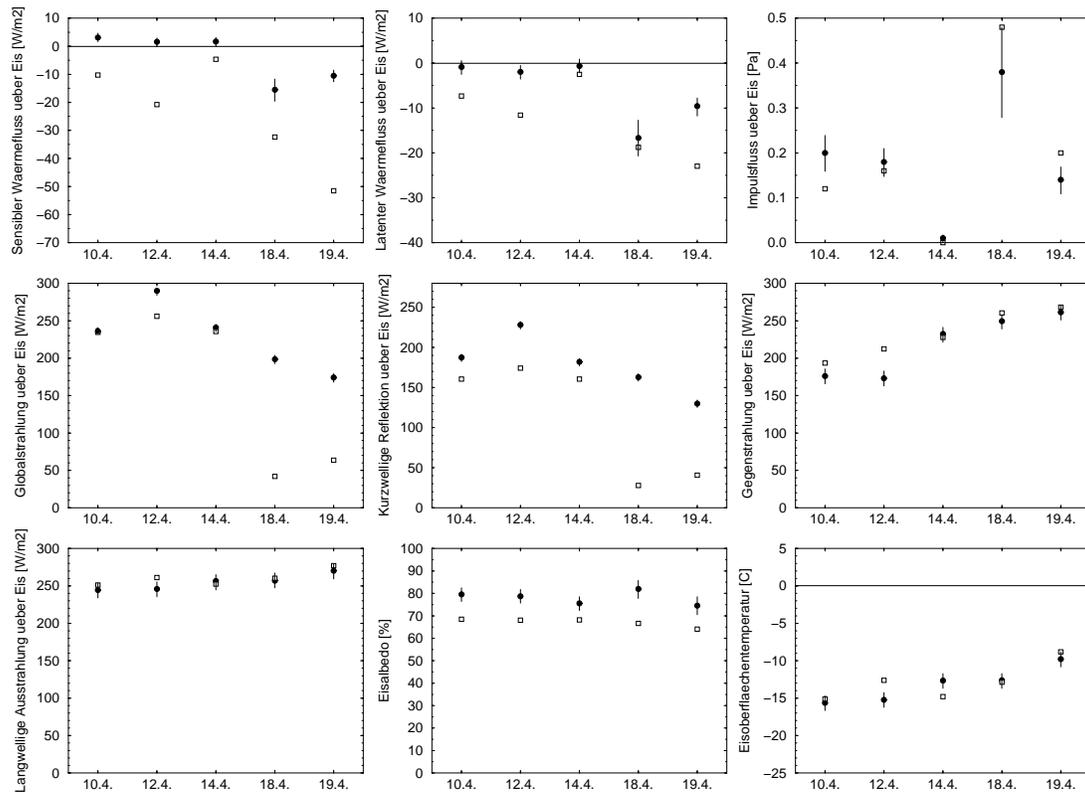


Abbildung 5.11: Mittelwerte der Wärme-, Impuls-, Strahlungsflüsse, Albeden und Oberflächentemperaturen über sämtliche Messungen unterhalb von 100 m (Punkte mit Fehlerbalken) und die entsprechenden REMO-Ergebnisse (Quadrate) für jeden Flugtag (bei den Wärme- flüssen bedeuten positive Werte abwärts gerichtete und negative Werte aufwärts gerichtete Flüsse).

darunter, während die Flugzeugmessungen Albeden zwischen 75 und 80% zeigen. Selbst wenn also in REMO 100% Eis vorgegeben wäre, könnte die Albedo nicht über 75% ansteigen und läge immer noch unter den gemessenen Werten. Es scheint also sinnvoll, in REMO höhere Eisalbeden zuzulassen. Auch im Wasseranteil könnte die Albedo in REMO unterschätzt werden, da sie hier unabhängig vom Sonnenstand 7% beträgt. Gerade bei den in der Arktis grundsätzlich niedrigen Sonnenständen kann die Wasser-albedo deutlich höhere Werte annehmen.

Die Oberflächentemperaturen sind an allen Tagen recht realistisch wiedergegeben. Dies ist insofern erstaunlich, als die Albedo in REMO niedriger als in den Beobachtungen ist. Hier könnten sich zwei Effekte kompensieren: Die zu niedrige Eisalbedo erhöht die Oberflächentemperatur, während eine zu hohe Eisdicke die Oberflächentemperatur erniedrigt, da sie den Wärmestrom vom Ozean durch das Eis verkleinert. In REMO wird nämlich eine einheitliche Eisdicke von 2 m angenommen, was in der Nähe der Eiskante zu hoch sein könnte.

Hieran zeigt sich, dass es sicherlich gut wäre, variable Eisdicken aus Beobachtungen als unteren Rand vorzuschreiben. Bis jetzt sind jedoch nur sporadische Beobachtungen von Eisdicken verfügbar, da es noch keine zuverlässige Fernerkundungsmethode gibt, nach der die Eisdicken regelmäßig und flächendeckend bestimmt werden können. Auch für die Eisalbedo ist bisher keine Klimatologie verfügbar. Eisdicke und Eisalbedo sind für die klimatologischen Untersuchungen wie in REMO-original beibehalten worden, da es sich hier um eine Fallstudie in einer bestimmten Jahreszeit in einem begrenzten Gebiet handelt. Es ist daher nicht möglich, aus den Ergebnissen eine Anpassung der Parameter Eisdicke und Eisalbedo für das gesamte Gebiet und alle Jahreszeiten abzuleiten.

Beim Vergleich der REMO-Ergebnisse mit den Grenzschichtmessungen aus FRAMZY hat sich gezeigt, dass REMO-partiell hinsichtlich der Eisverteilung und der Oberflächentemperatur realitätsnäher als REMO-original ist. Auswirkungen von Polynien und Rissen im Eis auf die atmosphärische Grenzschicht können nur mit REMO-partiell studiert werden. Die über Eis gemessenen und simulierten spezifischen Feuchten und die Strahlungsflüsse bis auf die kurzwellige Reflektion stimmen meistens im Rahmen der Genauigkeit der Messungen überein, wobei der Messfehler der spezifischen Feuchte mit 0,5 g/kg groß ist. Die kurzwellige Reflektion ist in REMO wegen der zu niedrigen Albedo zu schwach. Hier sollte die in REMO maximal mögliche Eisalbedo von 75% erhöht werden. Bei der Wasser-albedo sollte im Modell die Abhängigkeit des Sonnenstandes einbezogen werden. Die Temperatur in Messhöhe wird von REMO im Mittel um 0,5 K leicht unterschätzt. Ein Problem stellt die systematische Unterschätzung der Windgeschwindigkeit über Eis um etwa 25% dar. Hierfür muss noch nach möglichen Ursachen gesucht werden. Abweichungen zwischen Modell und Messung bei den turbulenten Flüssen sind durch unterschiedliche Oberflächeneigenschaften in Modell und Messung oder unterschiedliche Bestimmungsmethoden der Parameter

zu erklären. REMO liefert zusätzliche kleinräumige meteorologische Informationen, die aus grob aufgelösten Analysen, Reanalysen und globalen Klimamodellen nicht abzuleiten sind. Durch die Messkampagne in der Framstraße, während der immerhin an fünf verschiedenen Tagen bei unterschiedlichen meteorologischen Situationen (eisrandparallele Nord- bis Nordostströmung, Konvergenzzone nahe der Eiskante und nordwärts ziehende Zyklone) Grenzschichtmessungen durchgeführt worden sind, ist ein brauchbarer Datensatz für die Validierung des Modells in der Grenzschicht entstanden. Es wäre allerdings wünschenswert, REMO auch für andere Jahreszeiten und andere Gebiete in der Grenzschicht und an der Eisoberfläche zu validieren, um die Repräsentativität des Vergleichs zu erhöhen. Dann wäre es auch möglich, die Eisalbedo in REMO in Abhängigkeit vom Gebiet und von der Jahreszeit anzupassen.

5.2 Klimastudien

In diesem Abschnitt soll gezeigt werden, dass REMO in der Lage ist, das Klima der Arktis realistisch zu simulieren. Im vorhergehenden Abschnitt ist zwar für eine Fallstudie bestätigt worden, dass das Modell die großskalige meteorologische Situation sowie kleinräumige Phänomene in der Grenzschicht realitätsnah simulieren kann; dies kann aber nicht als Beleg dafür gewertet werden, dass das Modell in der Lage ist, auch auf langen Zeitskalen realistische Ergebnisse hinsichtlich der für den Wasser- und Energiehaushalt wichtigen Parameter zu produzieren.

5.2.1 Modellläufe

Zur Validierung des Modells auf längeren Zeitskalen sind mehrere Simulationen durchgeführt worden. Hierbei sind auch die verschiedenen, im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Änderungen in den Parametrisierungen getestet worden. Dabei sind die Änderungen meistens sukzessive hinzugefügt worden, um die Auswirkungen jeder einzelnen Änderung auf die Qualität der Ergebnisse einschätzen zu können. In Tabelle 5.2 wird eine Übersicht über alle Klimaläufe gegeben, von denen die Läufe A bis I zur Validierung des Modells und dessen Änderungen durchgeführt worden sind, während Lauf J eine Sensitivitätsstudie mit veränderter Eisverteilung darstellt (s. Kapitel 6.4). In Tabelle 5.2 bedeutet 0 grundsätzlich, dass die originale Parametrisierung verwendet worden ist. Die anderen Ziffern stellen die Stufe der Modifikation dar. Bei der Bereinigung der Inkonsistenz, der Schnee- und der Bodenparametrisierung gibt es nur eine Stufe. Hier bedeutet die 1, dass die Parametrisierung entsprechend der Beschreibung in Kapitel 3 modifiziert worden ist. Eine Ausnahme bildet die Spalte "Unterer Rand", in der die 0 bedeutet, dass eine realitätsnahe Eisverteilung als untere Randbedingung vor-

Tabelle 5.2: Übersicht über die Klimaläufe. Die Zahlen bedeuten die Stufe der Modifikation (Erläuterung s. Text)

	Inkon- sistenz Abschn. 3.2	Flüssig- wasser Abschn. 3.3	Meereis Abschn. 3.4	Schnee Abschn. 3.5	Boden Abschn. 3.6	Initiali- sierung Abschn. 3.7	Unterer Rand Abschn. 6.4
Lauf A Jan. 1983 - Dez. 1993	0	0	1	1	0	0	0
Lauf B Okt. 1984 - Dez. 1984	0	0	1	1	0	0	0
Lauf C Okt. 1984 - Nov. 1985	1	1	2	0	0	1	0
Lauf D Okt. 1984 - Nov. 1985	1	0	2	0	0	2	0
Lauf E Okt. 1984 - Nov. 1985	1	0	2	1	0	2	0
Lauf F Okt. 1984 - Nov. 1985	1	0	2	1	1	2	0
Lauf G Okt. 1988 - Nov. 1989	1	0	2	1	1	2	0
Lauf H Okt. 1984 - Nov. 1985	1	2	2	1	1	2	0
Lauf I Okt. 1988 - Nov. 1989	1	2	2	1	1	2	0
Lauf J Mai 1985 - Aug. 1985	1	2	2	1	1	2	1

gegeben wird, und die 1 anzeigt, dass die Eisverteilung entsprechend Abschnitt 6.4 modifiziert worden ist.

Bei den übrigen Parametrisierungen sind die in Kapitel 3 beschriebenen Modifikationen in einigen Simulationen nur teilweise verwendet worden. Beim Flüssigwassergehalt bedeutet die 1, dass die subskalige Kondensation an die regionale Skala angepasst worden ist. Hierbei ist allerdings $r_{0,top}$ in Gleichung 3.1 auf S. 13 zunächst nur von 0,6 auf 0,7 gesetzt worden. Stufe 2 bedeutet, dass dieser Wert - wie in Abschnitt 3.3 beschrieben - auf 0,8 gesetzt worden ist.

Bei der Meereisverteilung bedeutet die 1, dass in jeder Meergitterzelle eine prozentuale Verteilung von Wasser und Eis zugelassen ist und die Satellitendaten zur Bestimmung der Meereisverteilung herangezogen worden sind. Die 2 besagt, dass zusätzlich für jede Gitterzelle eine prozentuale Land-/Meerverteilung zugelassen ist, die Bodendaten aus Hagemann et al. [1999] neu interpoliert worden sind und als zusätzliche Bodentextur Torf eingeführt worden ist. Torf besitzt im Vergleich zu den anderen Bodentexturen (Sand, Lehm, Ton und deren Mischformen) deutlich andere Feldkapazitäten, Wärmeleitfähigkeiten und Wärmekapazitäten [Rechid, 2001, S. 40].

Bei der Initialisierung von Bodentemperatur und -feuchte wird in der 1. Stufe die modifizierte Initialisierung aus ECMWF-Reanalysen und in der 2. Stufe die Initialisierung aus Ergebnissen des Globalmodells ECHAM-4 verwendet.

5.2.2 Auswertemethode

Bei der Auswertung werden nicht die gesamten in Tabelle 5.2 dargestellten Zeiträume berücksichtigt. Von der Simulation von Januar 1983 bis Dezember 1993 (Lauf A) wird nur der zehnjährige Zeitraum Januar 1984 bis Dezember 1993 ausgewertet. Von dem kurzen Lauf B, der nur dazu dient, die Vergleichbarkeit zwischen den Ergebnissen des langen Laufes A mit denen der Läufe C bis I zu überprüfen (s. übernächster Absatz), wird der Dezember 1984 betrachtet. Von den übrigen zur Validierung verwendeten Simulationen (Läufe C bis I) werden jeweils die ersten beiden Monate nicht berücksichtigt, so dass für die Auswertung einjährige Zeiträume zur Verfügung stehen. Hierdurch soll vermieden werden, dass die REMO-Ergebnisse zu stark von der Initialisierung abhängen.

Bei der langen Simulation wird ein ganzes Jahr nicht in die Auswertung einbezogen, da hier der Boden nach der originalen Methode und daher zu trocken initialisiert worden ist. Die Bodenfeuchte nach den unterschiedlichen Initialisierungsmethoden für den 1. Oktober 1984 ist in Abbildung 5.12 dargestellt. Hier ist erkennbar, dass der Boden nach der originalen Methode deutlich trockener als nach beiden anderen Methoden initialisiert wird. Der auffälligste Unterschied zwischen der modifizierten Initialisierung aus den ECMWF-Reanalysen und der

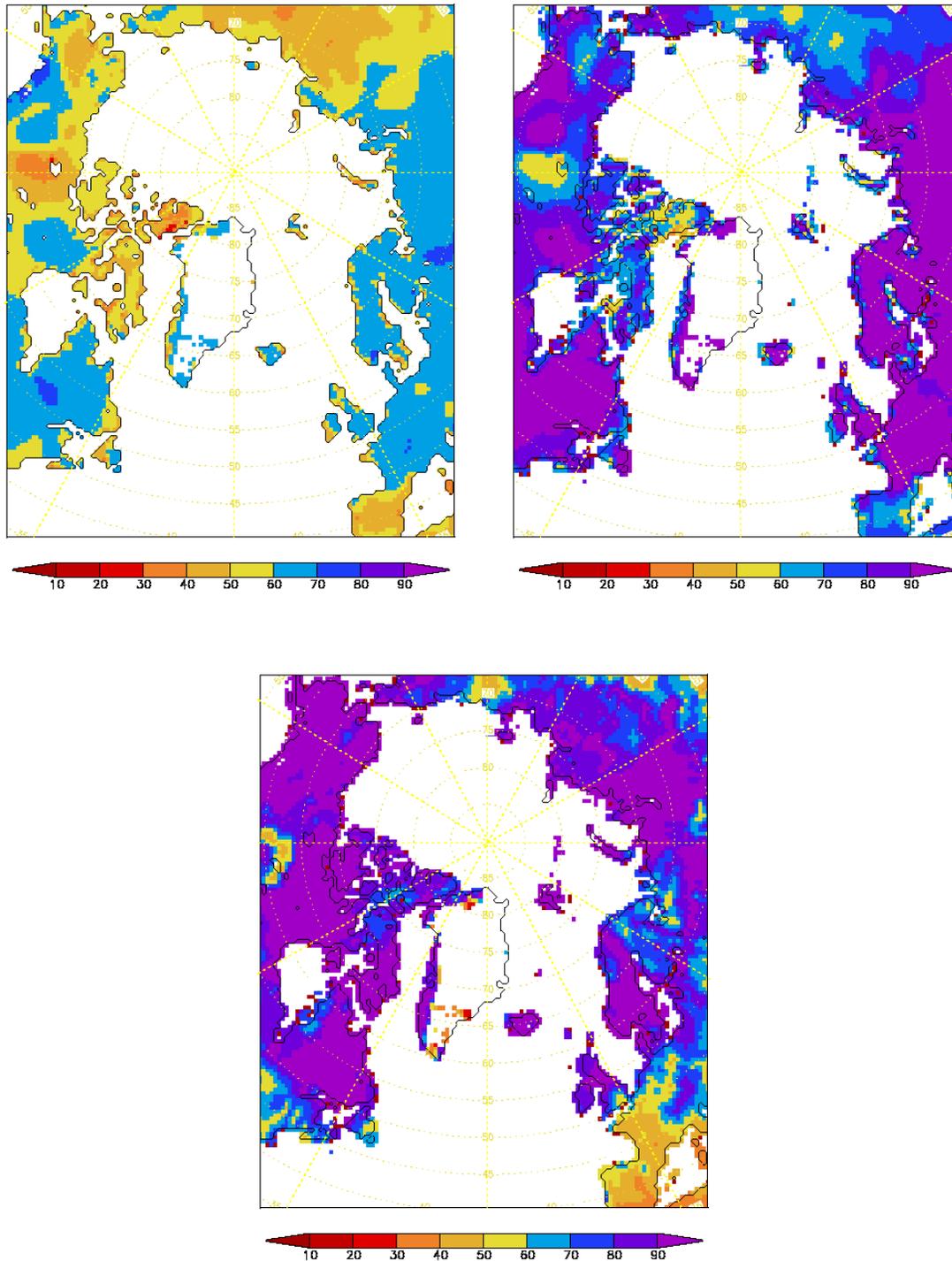


Abbildung 5.12: Relative Bodenfeuchte in % bezogen auf die Feldkapazität nach der originalen Initialisierungsmethode aus ECMWF-Reanalysen (links oben), nach der modifizierten Initialisierungsmethode aus ECMWF-Reanalysen (rechts oben) und bei Initialisierung aus Ergebnissen des Globalmodells ECHAM-4 (unten) am 1. Oktober 1984, 00 Uhr UTC.

Initialisierung aus Ergebnissen des Globalmodells ECHAM-4 sind die deutlich trockeneren Böden in Südwesteuropa aus dem Globalmodell. Diese liegen jedoch am Rand des Modellgebietes und dürften keine großen Auswirkungen auf das Untersuchungsgebiet nördlich von 70° N haben. Abgesehen vom Gebiet südlich der Barentssee ist die Initialisierung aus dem Globalmodell in den nördlichen Breiten noch etwas feuchter als die modifizierte Initialisierung aus den ECMWF-Reanalysen.

Beim Vergleich der Ergebnisse der Zehnjahressimulation mit den Ergebnissen der übrigen Simulationen ist zu beachten, dass Unterschiede in den atmosphärischen Parametern auch durch nichtlineare Wechselwirkungen durch den unterschiedlichen Initialisierungszeitpunkt entstehen können. Außerdem dürften wegen der langen Einschwingphase des Bodens von bis zu fünf Jahren in den Bodenparametern systematische Unterschiede auftreten, da der Boden trockener initialisiert worden ist als er im Gleichgewichtszustand wäre. Um den Einfluss des unterschiedlichen Initialisierungszeitpunktes auf die Ergebnisse abzuschätzen, ist eine kurze REMO-Simulation mit den gleichen Parametrisierungen wie im Zehnjahreslauf durchgeführt worden. Diese REMO-Simulation ist wie die Einjahressimulationen am 1. Oktober 1984 initialisiert und dann allerdings nur bis zum 1. Januar 1985 gerechnet worden. Da der Dezember 1984 der erste Monat ist, der für die Bestimmung des Wasser- und Energiehaushaltes verwendet wird, und da der Einfluss der Initialisierung nahe dem Initialisierungszeitpunkt am stärksten ist, ist es sinnvoll, die Ergebnisse für diesen Monat zu vergleichen. Wie aus Abbildung 5.13 hervorgeht, gibt es nur geringe Unterschiede in der großskaligen Zirkulation, so dass es möglich ist, die atmosphärischen Parameter aus den Einjahressimulationen direkt mit denen aus den entsprechenden Jahren der Zehnjahressimulation zu vergleichen, obwohl die Bodentemperaturen unterschiedlich sein dürften.

Als Validierungsdaten werden Beobachtungen der 2 m-Temperatur, der Oberflächentemperatur, der Gesamtbewölkung, des Niederschlags, der Schneehöhe über Land und der Globalstrahlung aus dem Arctic Meteorology and Climate Atlas [NSIDC, 2000], des Schneewasseräquivalents aus CRYSYS [2000] und Erdbodentemperaturen aus UAF [2000] verwendet (s. Abschnitt 4.5).

Beim Vergleich der klimatologischen Beobachtungsdaten aus NSIDC [2000] können Mittelwerte über die Zehnjahressimulation nicht herangezogen werden, da auch die Parametrisierungsänderungen getestet werden sollen, die aus Rechenzeitgründen nicht für den gesamten Zehnjahreszeitraum angewendet worden sind. Stattdessen werden Mittelwerte über die zwei verwendeten Einjahreszeiträume (Dezember 1984 bis November 1985 und Dezember 1988 bis November 1989) gebildet. Das Mittel über ein Jahr mit leicht negativem und ein Jahr mit stark positivem NAO-Index kann sicherlich keine Klimatologie ersetzen, dürfte sie aber deutlich besser repräsentieren als die Verwendung eines einzelnen Jahres. Dass

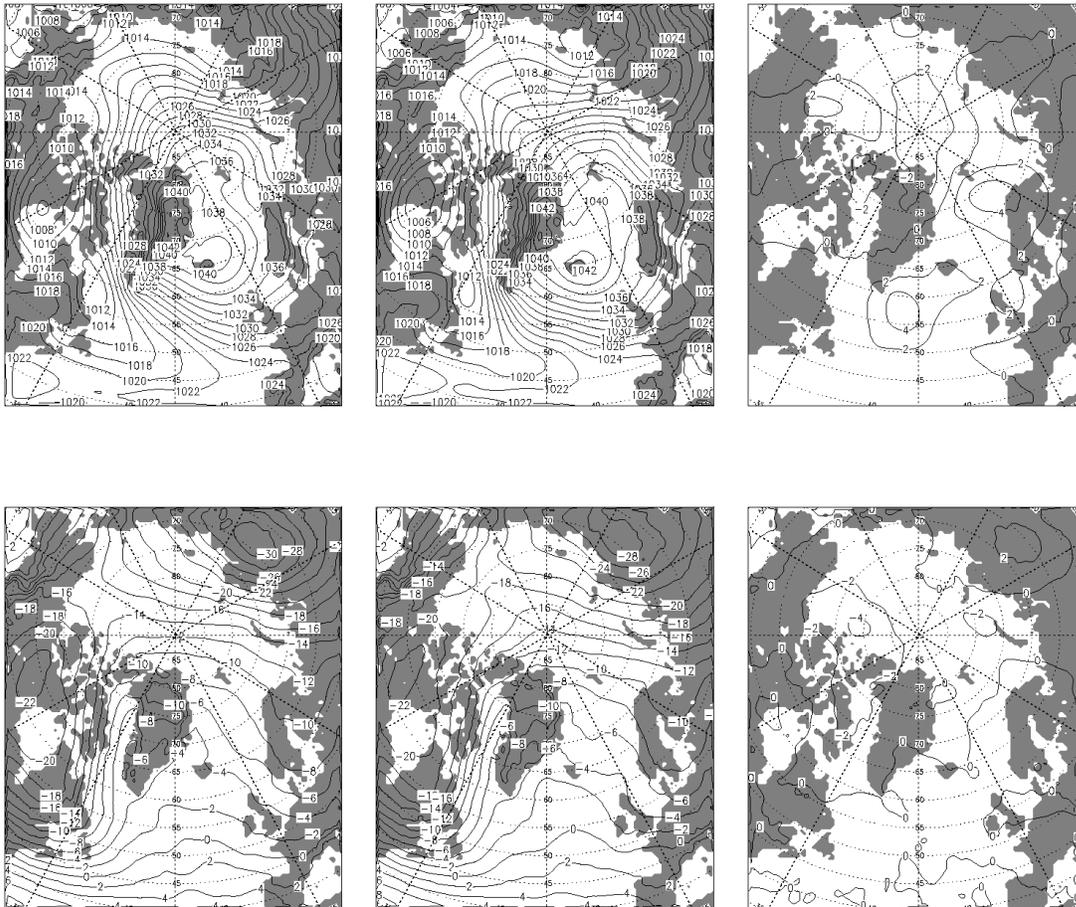


Abbildung 5.13: Obere Reihe: Monatsmittel des reduzierten Luftdruckes in hPa im Dezember 1984 in REMO mit ECMWF-Antrieb bei Initialisierung am 1. Juli 1983 (links) und bei Initialisierung am 1. Oktober 1984 (Mitte) sowie Differenz REMO bei Initialisierung am 1. Oktober 1984 minus REMO bei Initialisierung am 1. Juli 1983 (rechts); untere Reihe: wie obere Reihe, aber Monatsmittel der Temperatur in 850 hPa in °C.

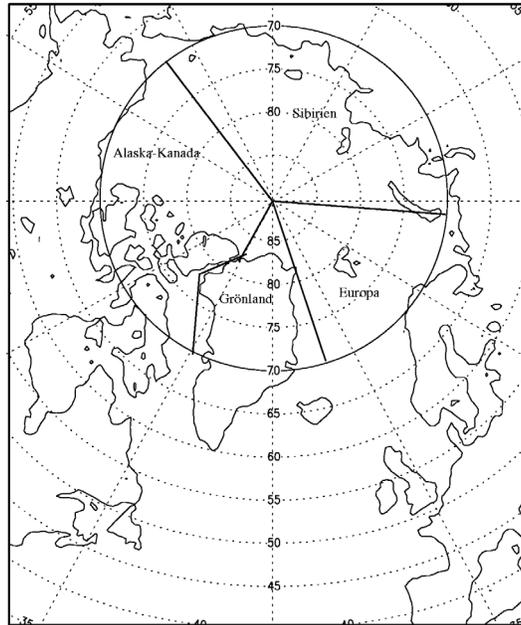


Abbildung 5.14: Unterteilung der Arktis in vier Gebiete

auf diese Weise eine gute Näherung an eine Klimatologie berechnet werden kann, wird in Abschnitt 5.2.3 gezeigt.

Der Einfluss sämtlicher Parametrisierungsänderungen auf die Güte der Modellergebnisse kann durch den Vergleich mit den klimatologischen Beobachtungsdaten nicht untersucht werden, da nur die Behebung der Inkonsistenz zwischen Flüssigwasser, Bewölkung und Strahlung und die Anpassung der subskaligen Kondensation an die regionale Skala für beide Jahre getestet worden sind. Die Einführung einer prozentualen Meereisverteilung ist bereits in Abschnitt 5.1 detailliert diskutiert worden; die Auswirkungen der übrigen Modellveränderungen werden später in diesem Abschnitt beschrieben. Es werden also die Ergebnisse der Simulationen A, F/G und H/I mit den Beobachtungen verglichen. Mit Simulation F/G bzw. H/I ist hier gemeint, dass Mittelwerte über die Ergebnisse der Läufe F und G bzw. H und I gebildet worden sind. Beim Vergleich mit den Beobachtungen werden Gebietsmittel über sämtliche REMO-Gitterzellen und über sämtliche Gitterzellen der Beobachtungen in den vier in Abbildung 5.14 dargestellten Gebieten getrennt nach Land und Meer gebildet.

Der Vergleich der Messungen der Küsten- und Inselstationen sowie der kanadischen Schneemessungen mit den REMO-Ergebnissen kann Monat für Monat durchgeführt werden. Daher ist es mit diesen Messungen möglich, auch die

Auswirkungen der Parametrisierungsänderungen zu validieren, die nicht für zwei Jahre mit unterschiedlichem NAO-Index, sondern nur für ein Jahr getestet worden sind. Beim Vergleich von Stationsmessungen mit REMO-Ergebnissen kann das Problem auftreten, dass lokale Effekte eine große Rolle spielen. Es kann passieren, dass eine Station in Wirklichkeit noch im Luv eines Gebirges liegt und im Modell schon im Lee. Um diese Effekte herauszumitteln, sind jeweils mehrere Stationen zu einem Gebiet zusammengefasst worden. Der russische Bereich ist in sechs und der nichtrussische Bereich der Küsten- und Inselstationen in vier Gebiete unterteilt worden. Der kanadische Bereich für die Schneemessungen ist in vier Gebiete unterteilt worden. Dann ist für jede Station eine zweidimensionale Interpolation aus den vier umliegenden REMO-Gitterpunkten analog zum Vergleich von Eisbojenmessungen mit Reanalysedaten (s. Abschnitt 4.6) durchgeführt und ein Mittelwert über die in einem Gebiet vorhandenen Stationen gebildet worden.

Da die Messungen der tiefen Erdbodentemperaturen nur für drei Stationen am Nordhang von Alaska und nur für den Zeitraum von 1993 bis 1998 vorhanden sind, kann hier weder Monat für Monat verglichen werden, noch können mehrere Stationen zu einem Gebiet zusammengefasst werden, um lokale Effekte herauszumitteln. Hier kann nur ein qualitativer Vergleich durchgeführt werden. Für jede Station ist eine zweidimensionale Interpolation aus den vier umliegenden REMO-Gitterpunkten durchgeführt worden. Die von REMO in fünf Schichten simulierten Erdbodentemperaturen sind auf fünf ausgewählte Messtiefen linear interpoliert worden, die nahe an den Mittelpunkten der fünf Modellschichten liegen.

5.2.3 Ergebnisse

In den Abbildungen 5.15 und 5.16 sind Mittelwerte einiger für den Wasser- und Energiehaushalt wichtigen Parameter aus Simulation A über die beiden Einjahreszeiträume (Dezember 1984 bis November 1985 und Dezember 1988 bis November 1989) mit denen über den Zehnjahreszeitraum (Januar 1984 bis Dezember 1993) dargestellt. Da die Unterschiede geringer sind als die im Folgenden beschriebenen Unterschiede, die sich durch die Parametrisierungsänderungen ergeben und die bei der Auswertung im Hinblick auf den Wasser- und Energiehaushalt als Unsicherheit des Modells interpretiert werden, kann das Mittel über ein Jahr mit leicht negativem und ein Jahr mit stark positivem NAO-Index als eine gute Näherung an eine Klimatologie für den Zeitraum 1984 bis 1993 mit einem im Mittel positiven NAO-Index angesehen werden.

In Abbildung 5.17 ist der klimatologisch mittlere Jahresgang der Globalstrahlung aus den drei REMO-Simulationen A, F/G und H/I sowie aus den klimatologischen Beobachtungsdaten aus [NSIDC, 2000] in den vier in Abbildung 5.14 definierten Gebieten getrennt nach Land und Meer dargestellt. In Abbildung 5.18 sind zusätzlich die Vertikalprofile des Flüssigwassergehaltes der drei Simulationen

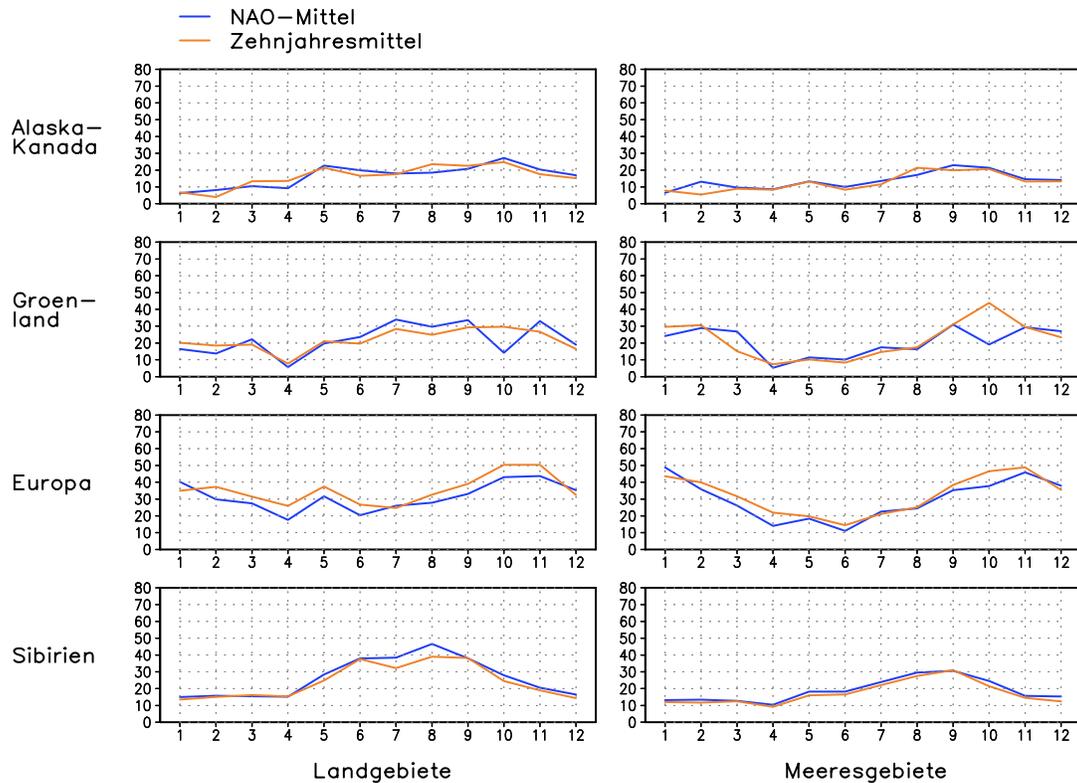


Abbildung 5.15: Jahresgang des Niederschlages in mm/Monat aus REMO-Simulation A als Mittel über ein Jahr mit leicht positivem und ein Jahr mit stark positivem NAO-Index (“NAO-Mittel”) und als Zehnjahresmittel.

als zonales Mittel über 70° N dargestellt. In Simulation A ist die Globalstrahlung durch die Inkonsistenz besonders im Sommer systematisch deutlich zu hoch. Im europäischen Landgebiet erreichen die Abweichungen bis zu 120 W/m^2 . In dieser Simulation gibt es in vielen Gitterzellen entweder Bewölkung ohne Flüssigwasser oder umgekehrt. Dadurch werden die Strahlungsflüsse in diesen Gitterzellen so berechnet, als ob keine Bewölkung vorhanden wäre. Zusätzlich führt die künstliche Flüssigwassersenke dazu, dass mehr Globalstrahlung den Boden erreichen kann. Die Ergebnisse der Simulation F/G, in der die Inkonsistenz bereinigt ist, zeigen dagegen insbesondere im späten Frühling deutlich zu wenig Globalstrahlung. Die Abweichungen erreichen im sibirischen Meeresgebiet bis zu 190 W/m^2 . Damit sind die Abweichungen sogar größer als bei Simulation A. In Simulation F/G könnte zu viel Flüssigwasser vorhanden sein. Da es in der Arktis kaum Messungen von Flüssigwasserprofilen gibt, ist dies schwierig zu beurteilen. Bei Anpassung der subskaligen Kondensation an die regionale Skala in Simulation H/I sinkt der Flüssigwassergehalt und steigt die Globalstrahlung. Die Unterschätzung

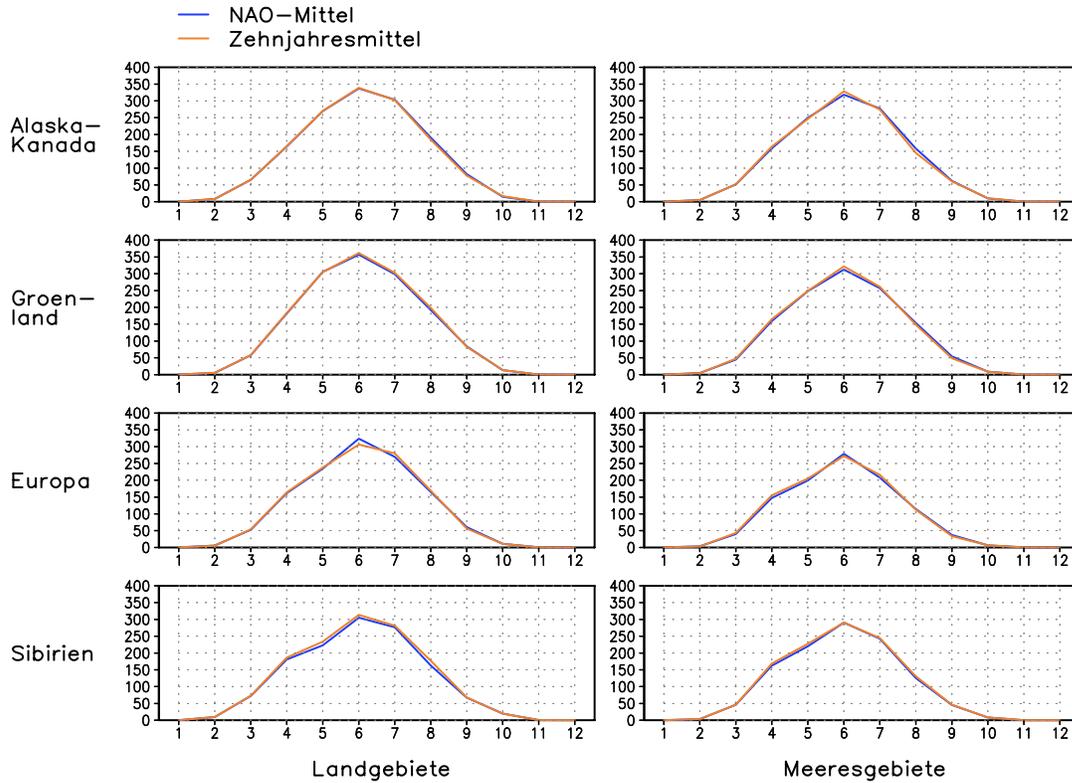


Abbildung 5.16: Jahresgang der Globalstrahlung in W/m^2 aus REMO-Simulation A als Mittel über ein Jahr mit leicht negativem und ein Jahr mit stark positivem NAO-Index (“NAO-Mittel”) und als Zehnjahresmittel.

der Globalstrahlung beschränkt sich nun auf das späte Frühjahr, wobei auch hier Abweichungen bis zu $120 W/m^2$ im sibirischen Meeresgebiet erreicht werden. Trotzdem wird in Simulation H/I insgesamt die Globalstrahlung am realistischsten simuliert, da die großen Abweichungen auf das Frühjahr beschränkt sind, während in Simulation A das ganze Jahr über deutliche Abweichungen auftreten. Ein Grund für die Unterschätzung der Globalstrahlung im späten Frühjahr kann sein, dass der Jahresgang der Bewölkung nicht richtig simuliert wird.

In Abbildung 5.19 ist der Jahresgang der Gesamtbewölkung der REMO-Simulationen im Vergleich zu den klimatologischen Beobachtungen dargestellt. In keiner der REMO-Simulationen wird der Jahresgang richtig repräsentiert. Während in den Beobachtungen im Spätsommer oder Herbst ein Maximum und im Spätwinter oder Frühling ein Minimum der Gesamtbewölkung zu erkennen ist, simuliert REMO das Maximum im Winter und das Minimum im Sommer. Sicherlich ist hier die Frage, wie die Qualität der Bodenbeobachtungen in der im Winter den ganzen Tag dunklen Arktis ist. Radar- und Lidarmessungen, die von

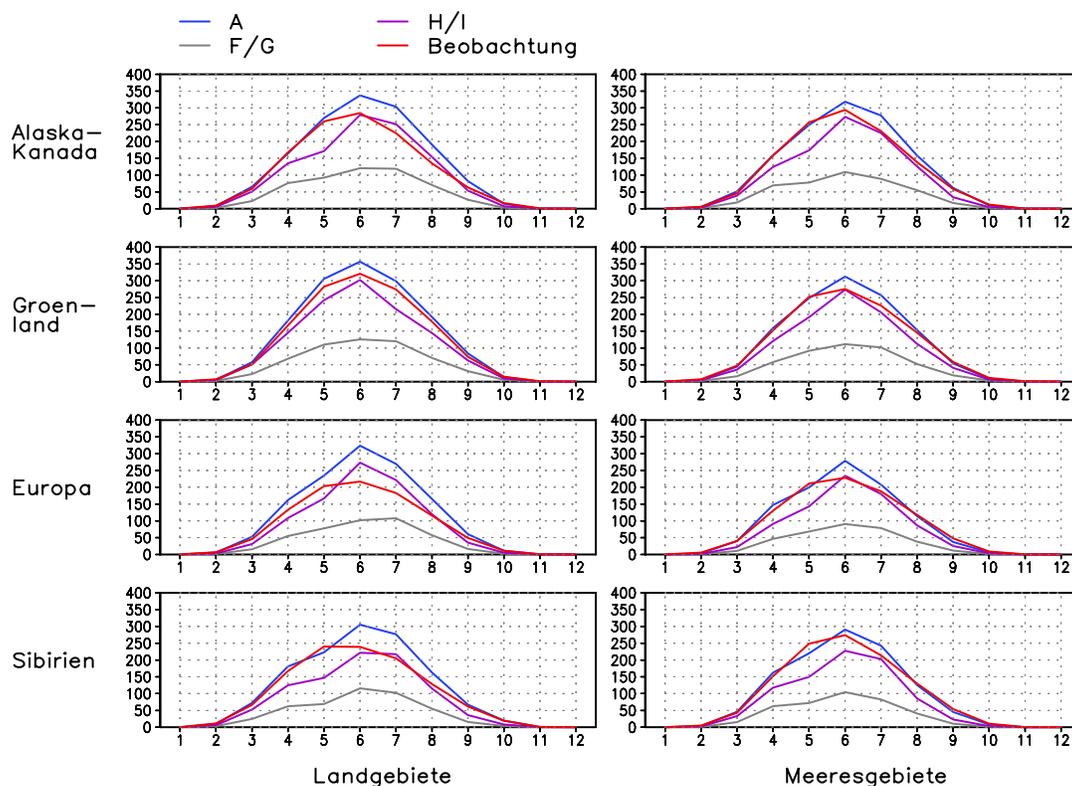


Abbildung 5.17: Jahresgang der Globalstrahlung in W/m^2 aus den REMO-Simulationen A, F/G und H/I sowie aus Beobachtungen.

Oktober 1997 bis September 1998 während der umfangreichen Messkampagne SHEBA in der kanadischen Arktis durchgeführt worden sind, deuten darauf hin, dass im Sommer häufiger Mehrschichtbewölkung auftritt als im Winter, und dass es im Winter häufiger Wolkenlücken als im Sommer gibt [Intrieri et al., 2001]. Zur Lösung des Problems könnte eine verbesserte Beschreibung der mikrophysikalischen Prozesse bezüglich der Wolkeneisbildung etwa durch die Einführung einer zusätzlichen prognostischen Gleichung für den Wolkeneisgehalt beitragen [Beesley et al., 1999]. Die durchschnittliche Verweildauer von Wolkeneis in der Atmosphäre ist kürzer als die von Wolkenwasser. Dies scheint eine Ursache dafür zu sein, dass in der Arktis im Winter weniger Wolken als im Sommer beobachtet werden. Es ist also für die Wolkenbildung im Modell entscheidend, ob der Eisgehalt der Wolken richtig simuliert wird.

In Lauf A sind die Jahresgänge der 2 m-Temperatur zu stark ausgeprägt (s. Abbildung 5.20). Grund hierfür ist sicherlich die in diesem Lauf enthaltene künstliche Flüssigwassersenke, die im Sommer zu zu hoher Globalstrahlung und im Winter wahrscheinlich zu zu hoher langwelliger Ausstrahlung führt. In Lauf F/G sind die Jahresgänge aufgrund eines vermutlich zu hohen Flüssigwasserge-

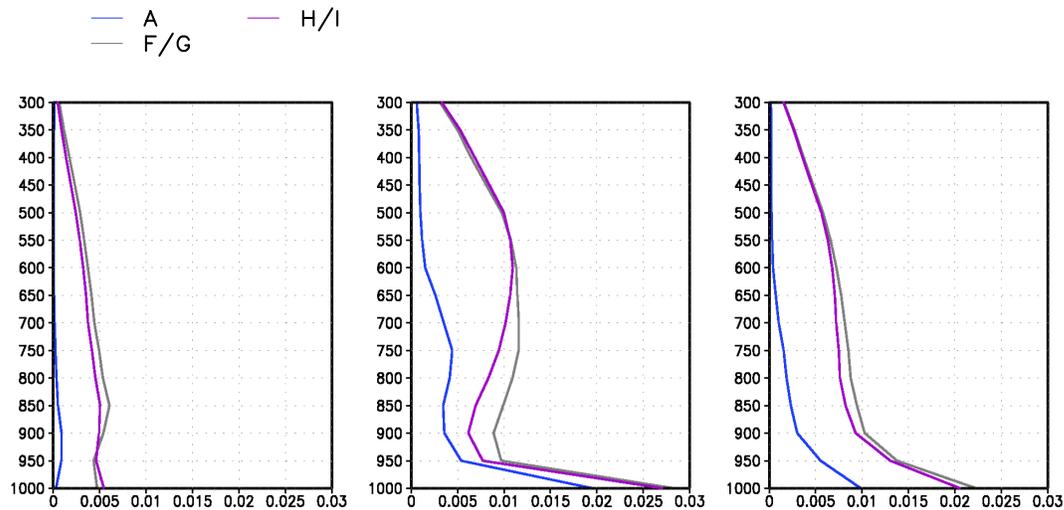


Abbildung 5.18: Vertikalprofile des Flüssigwassergehaltes in g/kg aus den REMO-Simulationen A, F/G und H/I als Gebietsmittel über den Bereich nördlich von 70° N im Januar (links), im Juli (Mitte) und im Jahresmittel (rechts). Auf der Ordinate ist als Maß für die Höhe der Luftdruck in hPa aufgetragen.

haltes und damit verbundener verminderter Einstrahlung im Sommer und Ausstrahlung im Winter deutlich zu schwach ausgeprägt. In Lauf H/I stimmt der Jahresgang der 2 m-Temperatur in allen Gebieten recht gut überein. Lediglich im Frühjahr steigen die Temperaturen systematisch zu früh an. Bei diesem Vergleich muss zwar berücksichtigt werden, dass beim Vergleich der Modellergebnisse mit Messungen keine Höhenkorrektur durchgeführt worden ist; die Höhenkorrektur hat aber keinen Einfluss auf die Amplitude der Jahresgänge.

Der Jahresgang des Niederschlages ist in allen Simulationen mit einem Maximum im Herbst und einem Minimum je nach Region im Winter oder Frühjahr gut wiedergegeben (s. Abbildung 5.21).

Die Schneehöhe über Land ist in Simulation A in den Gebieten Europa und Sibirien im Winter überschätzt (s. Abbildung 5.22). Nur im Gebiet Alaska-Kanada ist Simulation A am realistischsten. Im Frühjahr schmilzt der Schnee in den Ge-

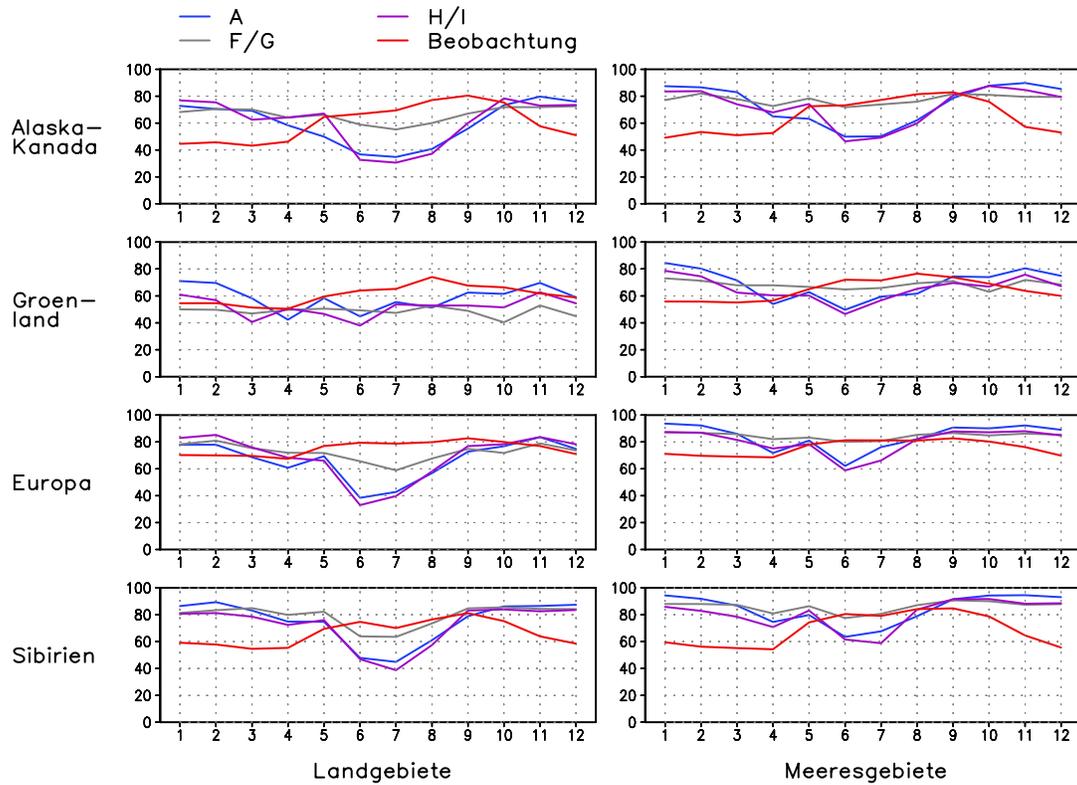


Abbildung 5.19: Jahresgang der Gesamtbewölkung in % aus den REMO-Simulationen A, F/G und H/I sowie aus Beobachtungen.

bieten Alaska-Kanada und Sibirien zu früh, was auf den zu frühen Anstieg der 2 m-Temperatur zurückzuführen ist. Dagegen liegt in Simulation F/G das ganze Jahr über Schnee, wobei die winterlichen Schneehöhen realistisch simuliert werden, die sommerlichen Schneehöhen aber überschätzt werden. Simulation H/I gibt die Schneehöhe insgesamt am besten wieder. Insbesondere im europäischen Gebiet ist die Schneehöhe in Simulation H/I das ganze Jahr über gut getroffen. Der Auf- und Abbau der Schneedecke wird in dieser Simulation in allen Gebieten realistisch wiedergegeben, wobei die winterlichen Schneehöhen in den Gebieten Alaska-Kanada und Sibirien überschätzt werden. Die Schneehöhen in Grönland sind nicht verglichen worden, da diese im Modell über Gletschereis nicht berechnet werden.

Die Schneehöhe wird durch mehrere Faktoren beeinflusst. Dazu gehören der atmosphärische Flüssigwassergehalt, der erhebliche Auswirkungen auf die Strahlungsbilanz am Boden und damit auch die Temperatur hat, und der Niederschlag in Jahreszeiten, in denen die Temperatur unter 0°C bleibt. Insbesondere im europäischen Gebiet sinkt durch den geringen Flüssigwassergehalt in Simulation A die Temperatur im Herbst zu schnell ab, so dass sich trotz des geringeren Nie-

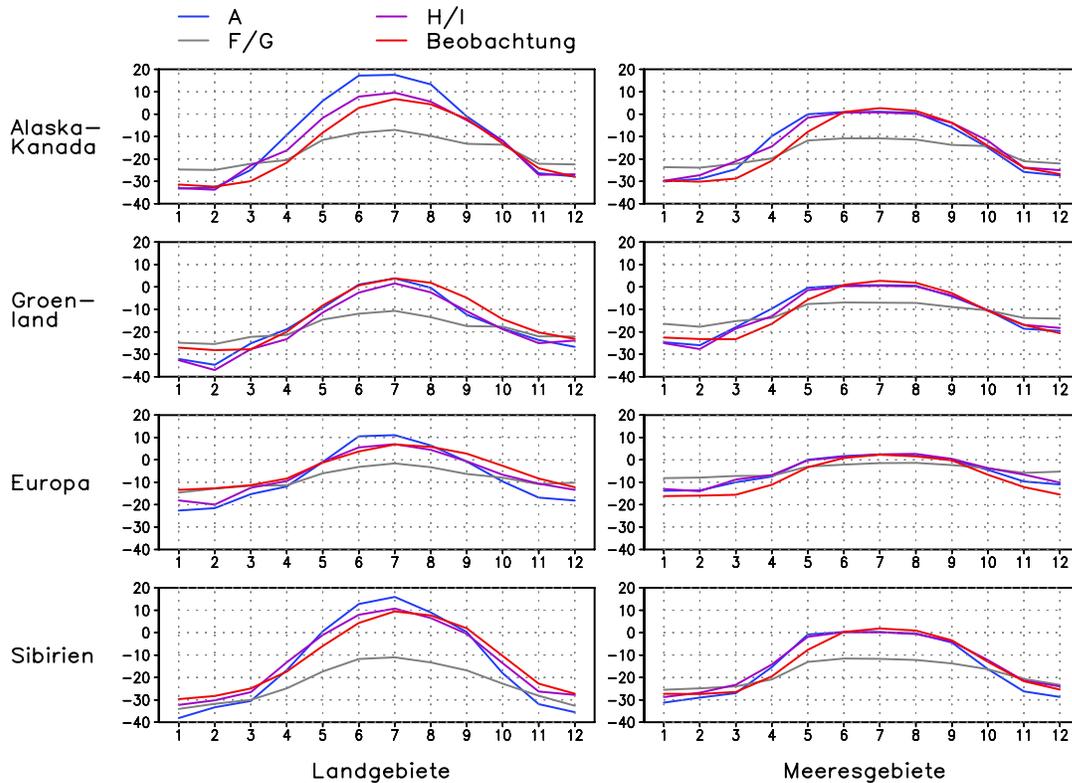


Abbildung 5.20: Jahresgang der 2 m-Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ aus den REMO-Simulationen A, F/G und H/I sowie aus Beobachtungen.

derschlag es schon in dieser Jahreszeit viel Schnee anhäufen kann. Der sehr hohe Flüssigwassergehalt in Simulation F/G führt dazu, dass der Schnee im Sommer nicht abtaut, da zu wenig Globalstrahlung den Boden erreicht und damit die Temperatur in 2 m Höhe auch im Sommer deutlich unter 0°C bleibt. Im Bereich Alaska-Kanada ist die 2 m-Temperatur von September bis Februar in den Simulationen A und H/I sehr gut wiedergegeben. Durch den in Simulation H/I stärker als in Simulation A überschätzten Niederschlag in dieser Zeit kommt es in Simulation H/I zu einer Überschätzung der Schneehöhe.

Da die Ergebnisse aus dem Vergleich mit Messungen der Küsten- und Inselstationen bezüglich der verglichenen Parameter 2 m-Temperatur, Niederschlag und Gesamtbewölkung sehr ähnlich wie die Ergebnisse aus dem Vergleich mit den klimatologischen Gitterpunktsdaten sind, wird hier nicht näher darauf eingegangen. Die Oberflächentemperatur verhält sich im Wesentlichen wie die 2 m-Temperatur und das Schneewasseräquivalent wie die Schneehöhe.

Bisher sind noch nicht die Auswirkungen der veränderten Schnee- und Bodenparametrisierung beschrieben worden, da es nicht möglich ist, diese mit Hilfe

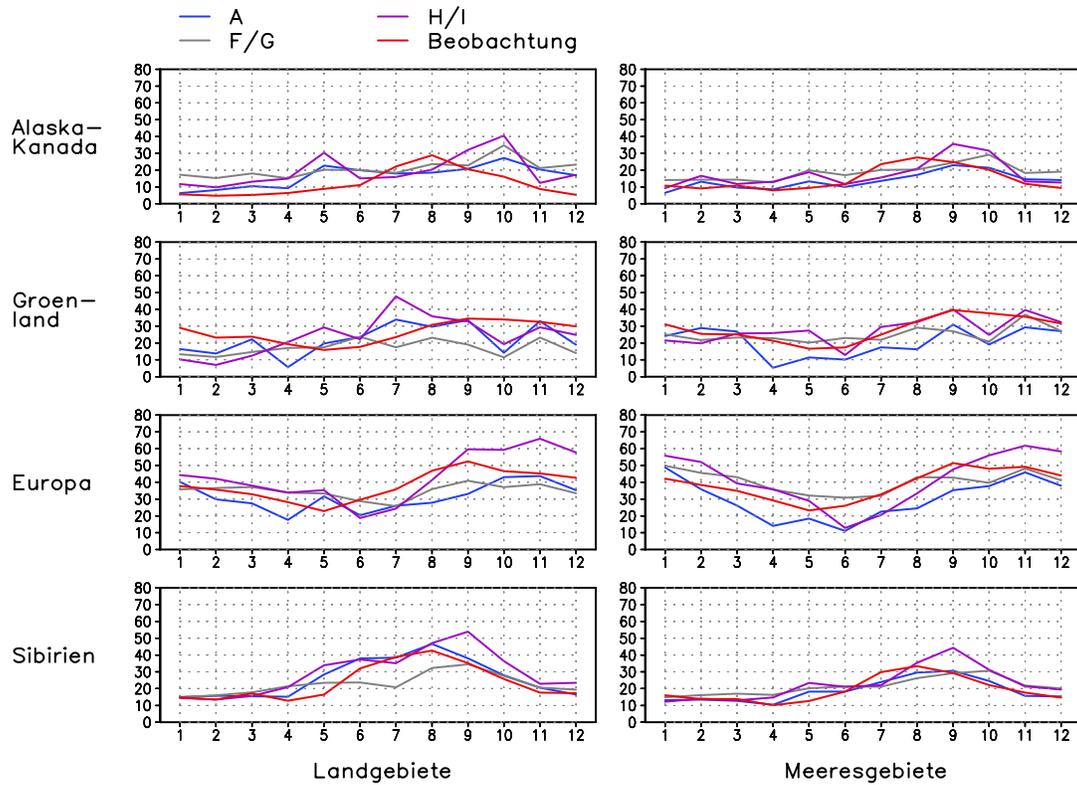


Abbildung 5.21: Jahresgang des Niederschlages in mm/Monat aus den REMO-Simulationen A, F/G und H/I sowie aus Beobachtungen.

der klimatologischen Beobachtungsdaten zu validieren. Beim Vergleich mit den Messungen der Küsten- und Inselstationen, bei dem die Ergebnisse sämtlicher REMO-Simulationen für den Zeitraum Dezember 1984 bis November 1985 verglichen werden können, hat sich ergeben, dass diese Modellveränderungen auf die verglichenen Parameter im Monatsmittel keine nennenswerten systematischen Veränderungen bewirken. Eine Betrachtung des Jahresganges der Erdbodentemperaturen an drei Stationen am Nordhang von Alaska ergibt jedoch, dass der Jahresgang bei Verwendung der modifizierten Schneeparametrisierung (Modelllauf E) abgeschwächt und bei Verwendung der modifizierten Bodenparametrisierung (Modelllauf F) noch weniger ausgeprägt wird (s. Abbildung 5.23; Lage der Messstationen in Abbildung 4.3 auf S. 28). Beim Vergleich mit den Beobachtungen, die jedoch ein Mittel über die Jahre 1993 bis 1998 darstellen und dementsprechend nicht unmittelbar mit dem einen Jahr der REMO-Simulationen verglichen werden können, zeigen sich zu allen REMO-Simulationen deutliche Unterschiede. Diese Unterschiede können auf die unterschiedlichen Zeiträume und auf unterschiedliche Bodenbeschaffenheiten in Messung und Modell zurückzuführen sein. Außerdem spielt die Initialisierung der Bodentemperaturen eine entscheidende

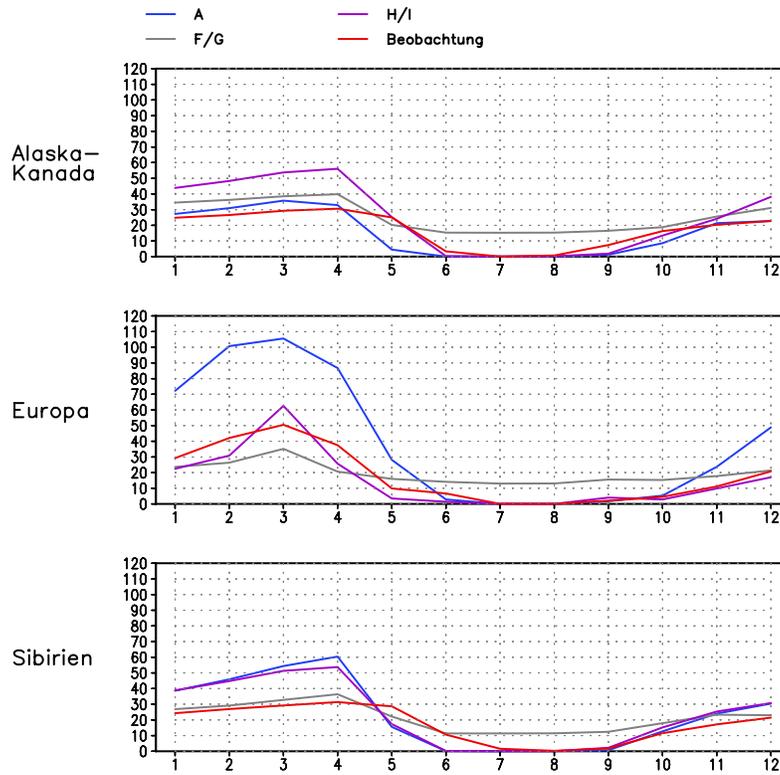


Abbildung 5.22: Jahrgang der Schneehöhe über Land in cm aus den REMO-Simulationen A, F/G und H/I sowie aus Beobachtungen.

de Rolle, da diese nur zwei Simulationsmonate vor Beginn der Auswertung der REMO-Ergebnisse stattgefunden hat. Im Vergleich zu den Beobachtungen zeigt sich aber zumindest, dass die Amplitude des Jahrganges bei Verwendung beider modifizierter Parametrisierungen am realistischsten wiedergegeben wird. Bei der modifizierten Schneeparametrisierung hat der Schnee im Winter im Vergleich zur originalen Parametrisierung eine verstärkte Isolationswirkung. Der Grund hierfür liegt darin, dass die Wärmeleitfähigkeit in der modifizierten Parametrisierung temperaturabhängig ist. Bei niedrigen Temperaturen ist die Wärmeleitfähigkeit geringer als bei hohen Temperaturen. Die verstärkte Isolationswirkung des Schnees im Winter bewirkt eine stärkere Reduzierung der Amplitude des Jahrganges als die Berücksichtigung der Gefrier- und Schmelzprozesse im Boden.

Beim Vergleich der Ergebnisse der verschiedenen Modellsimulationen mit den Beobachtungen hat sich gezeigt, dass die Modifikationen in den Parametrisierungen zu einer Verbesserung der Güte der Modellergebnisse geführt haben. Daher wird Simulation H/I, die sämtliche im Rahmen dieser Arbeit weiterentwickelten Parametrisierungen enthält, zur Bestimmung des Wasser- und Energiehaushaltes der arktischen Atmosphäre herangezogen. In dieser Simulation werden die hier untersuchten, für den Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre

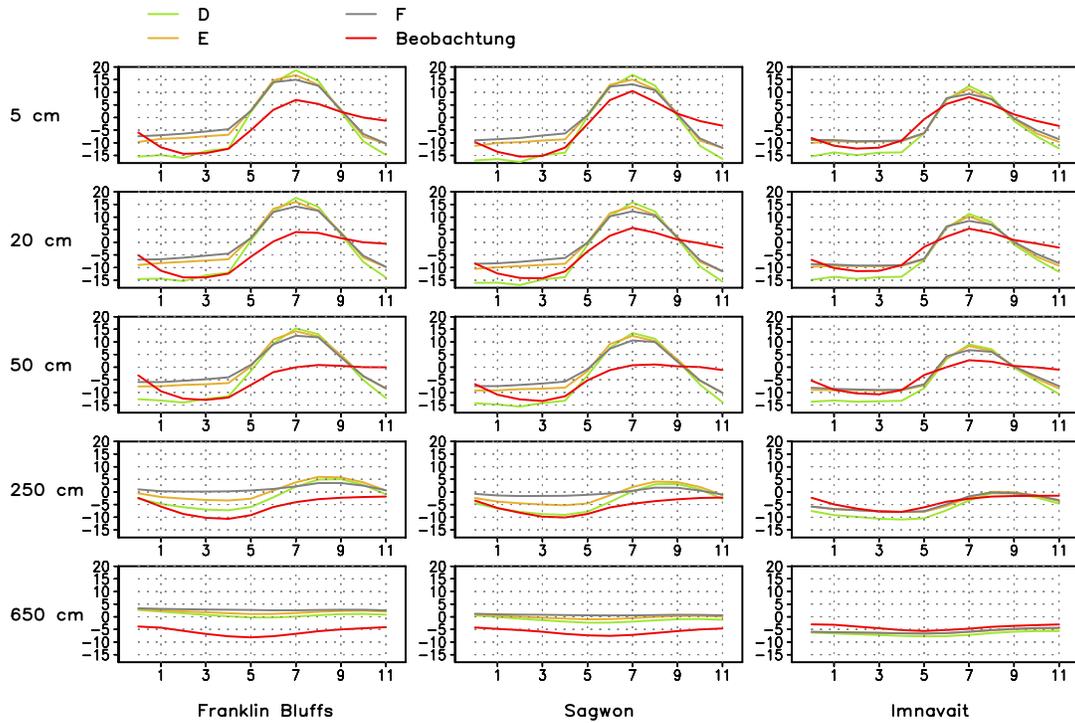


Abbildung 5.23: Erdbodentemperaturen in $^{\circ}\text{C}$ am Nordhang von Alaska aus den REMO-Simulationen D, E und F von Dezember 1984 bis November 1985 und aus Messungen aus den Jahren 1993 bis 1998.

wichtigen Parameter bis auf die Bewölkung zufriedenstellend wiedergegeben. Mit Hilfe einer Mittelung über zwei Einjahressimulationen, die einen Winter mit leicht negativem und einen Winter mit stark positivem NAO-Index enthalten, kann nun in Näherung eine Klimatologie über den Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre erstellt werden.

Kapitel 6

Wasser- und Energiebilanz

Die wichtigsten Eigenschaften arktischen Klimas sind in AMAP [1997] zusammengefasst und werden hier kurz wiedergegeben. Ein wesentliches Merkmal arktischen Klimas ist die geringe Globalstrahlung, die dadurch verursacht wird, dass die Sonne nie sehr hoch über dem Horizont steht. Über Schnee und Eis werden außerdem bis zu 90% der Sonnenenergie reflektiert. Zusätzlich gibt das arktische Gebiet Energie durch langwellige Ausstrahlung ab. Insgesamt ist die Arktis eine Energiesenke im globalen Klimasystem; der Energieverlust an den Weltraum wird durch einen Energietransport in Ozean und Atmosphäre von niedrigen zu hohen Breiten ausgeglichen. Dieser Energietransport ist unter anderem für den Strahlstrom in den mittleren Breiten verantwortlich und prägt somit maßgeblich unser Klima in Mitteleuropa.

Über dem arktischen Ozean ist die Temperatur aufgrund des Wärmestroms vom Ozean durch das Meereis gemäßigt. Trotzdem fällt die Temperatur im Winter auf etwa -30°C . Durch die niedrigen Temperaturen kann die Luft nicht viel Feuchtigkeit speichern. Es kann zwar häufig Schneefall geben, aber meistens nur von schwacher Intensität, so dass die Niederschlagsmenge insgesamt niedrig bleibt. Im späten Winter und Frühling bilden sich oft ausgeprägte Hochdruckgebiete, die zu kalter, klarer Witterung führen. Im Sommer ist es dagegen durch das kalte Meerwasser und die verhältnismäßig milde und feuchte Luft vielfach trüb und neblig, wobei die Niederschlagsmenge gering bleibt und die Temperatur um den Gefrierpunkt schwankt. Starke Winde erzeugen im arktischen Ozean Eisdrift, Presseisrücken sowie Spalten und Polynien. Durch relativ warmes, offenes Wasser nördlich der Polarfront entstehen instabile atmosphärische Schichtungen, die zur Bildung von kleinen, intensiven Tiefdruckgebieten (Polar lows) führen können, in denen teilweise heftige Winde und intensive Niederschläge auftreten.

Das arktische Klima ist insbesondere über Land zeitlich und räumlich durch starke Schwankungen gekennzeichnet, so dass die Arktis einige der kältesten Orte

auf der Erde einschließt, obwohl die Antarktis im raumzeitlichen Mittel kälter als die Arktis ist. Durch die karge, offene Landschaft wenig gebremste Winde führen häufig zu Schneeverwehungen. Das regionale Klima ist stark durch die Entfernung zur Küste geprägt.

Über den kontinentalen Teilen der Arktis (Sibirien und Nordwestkanada) herrschen im Winter stabile, kalte Hochdruckgebiete vor, die zu Inversionswetterlagen führen, in denen die Temperatur bis auf -60°C sinken kann. Die Temperatur weist in den kontinentalen Gebieten einen sehr ausgeprägten Jahresgang auf. In einigen Gebieten in Sibirien und im Landesinneren von Alaska kann die Temperatur Werte von weniger als -50°C im Winter und mehr als 30°C im Sommer erreichen.

Die Küstenregionen sind durch ein maritimes Klima geprägt, in dem es deutlich geringere Temperaturunterschiede zwischen Sommer und Winter gibt. Insbesondere in der Nähe der Norwegischen See und der Barentssee, auf Island und Spitzbergen liegen die Wintertemperaturen durch den Nordatlantikstrom deutlich höher als in jeweils von der geographischen Breite her vergleichbaren kontinentalen Gebieten. So liegt die mittlere Wintertemperatur in Spitzbergen bei -12°C und ist damit etwa 20 K höher als im kanadischen Archipel. Durch die beiden besonders im Winter ausgeprägten Tiefdruckgebiete, nämlich das Island-Tief und das Aleuten-Tief, wird milde und feuchte Meeresluft nach Norden advehiert, was an den Luvseiten der Gebirge insbesondere in Südisland und Teilen der norwegischen Küste zu ergiebigen Steigungsniederschlägen von über 3000 mm pro Jahr führt.

Um die Wasser- und Energieflüsse von den mittleren Breiten in die Arktis, die Niederschläge in der Arktis sowie die Strahlungs- und Energieflüsse am Ober- und Unterrand der arktischen Atmosphäre zu quantifizieren, sind die in Abschnitt 5.2 beschriebenen REMO-Simulationen durchgeführt worden. Die Auswertemethode sowie die Ergebnisse werden in den folgenden Abschnitten beschrieben und diskutiert. Abschließend werden die Ergebnisse eines Szenariolaufes mit verringerter Eisdicke und -ausdehnung interpretiert, die einen Hinweis auf Auswirkungen von Änderungen der Eisverteilung auf das arktische Klima geben können.

6.1 Auswertemethodik

Um die Wasser- und Energiebilanz der arktischen Atmosphäre zu berechnen, sind sämtliche Wasser- und Energieflüsse durch den Oberrand, die seitlichen Ränder bei 70°N und den Unterrand der arktischen Atmosphäre bestimmt worden. Durch den Oberrand der Atmosphäre tritt kein Wasser; der Energiefluss setzt sich am Oberrand aus lang- und kurzweiliger Strahlungsbilanz zusammen. Am Unterrand der Atmosphäre gehen Niederschlag und Verdunstung in die Wasserbilanz sowie lang- und kurzweilige Strahlungsbilanz, sensibler und latenter Wärmefluss

und die für die Schneeschmelze verwendete Energie in die Energiebilanz ein. Die Wasser- und Energieflüsse durch die seitlichen Ränder werden wie folgt als Residuen bestimmt:

$$F_{Seite} = \frac{dG}{dt} - F_{unten} - F_{oben} \quad (6.1)$$

Hierbei bezeichnet G den Gesamtenergie- oder -wassergehalt der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N und F_{Seite} , F_{unten} und F_{oben} die Flüsse von den seitlichen, unteren und oberen Rändern in die arktische Atmosphäre hinein.

Gesamtenergie- und -wassergehalt berechnen sich aus:

$$GE = - \int \int \int (c_p T + gz + Lq_d) dx dy \frac{dp}{g} \quad (6.2)$$

$$GQ = - \int \int \int (q_d + q_w) dx dy \frac{dp}{g} \quad (6.3)$$

Hierbei bedeuten:

GE Gesamtenergiegehalt

GQ Gesamtwassergehalt

c_p Spezifische Wärme feuchter Luft bei konstantem Druck

g Erdbeschleunigung ($9,80665 \text{ m/s}^2$)

z Höhe über dem Meeresspiegel

L Kondensationswärme ($2,501 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$)

q_d Spezifischer Wasserdampfgehalt

q_w Spezifischer Flüssigwassergehalt

Die Bestimmung der Wasser- und Energieflüsse durch die seitlichen Ränder als Residuen hat den Vorteil, dass nicht während der Modellsimulation Transportterme durch diese Ränder berechnet und gespeichert werden müssen. Diese Methode hat sich bei der Berechnung der Wasserbilanz im Ostsee-einzugsgebiet [Jacob, 2001; Jacob et al., 2001] als brauchbar erwiesen und sollte nicht zu Ungenauigkeiten führen, da die Wasser- und Energiebilanz im Modell geschlossen ist. Um auch regionale Effekte erfassen zu können, wird die oben beschriebene Methode zusätzlich für vier Subgebiete der Arktis nördlich von 70° N angewendet (Alaska-Kanada, Grönland, Europa, Sibirien; s. Abbildung 5.14 auf S. 62).

Zur Bestimmung des Wasser- und Energiehaushaltes wird Simulation H/I (s. Tabelle 5.2 auf S. 57) verwendet, da die Ergebnisse dieser Simulation den Beobachtungen am nächsten sind (s. Abschnitt 5.2.3).

Die maximalen Abweichungen zwischen allen möglichen Kombinationen der Läufe C bis F und H werden als Unsicherheit des Modells interpretiert. Damit werden bis auf Lauf A alle Läufe zur Bestimmung der Unsicherheit des Modells herangezogen, die den Zeitraum Dezember 1984 bis November 1985 beinhalten. Lauf A wird nicht einbezogen, da die Inkonsistenz zwischen Flüssigwasser, Bewölkung und Strahlung ein schwerwiegendes Problem darstellt. Die durch diese Inkonsistenz entstehenden Unterschiede zu den anderen Modellsimulationen können nicht als Unsicherheit des Modells interpretiert werden. Durch die getroffene Auswahl der verwendeten Parametrisierungen bei der Durchführung der Läufe werden außerdem nicht die Bestimmung der Eisverteilung nach der originalen REMO-Version und die zu trockene Bodeninitialisierung in die Abschätzung der Unsicherheit des Modells einbezogen. Wie in Abschnitt 5.2 beschrieben worden ist, haben teilweise auch die anderen Modellveränderungen einen erheblichen Einfluss auf die Modellergebnisse. Während die ursprünglich vorhandene Inkonsistenz ein Fehler im Modell gewesen ist, sind die vorher im Modell implementierten Parametrisierungen so wie die im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Modifikationen mehr oder weniger gute Annäherungen an die Realität. Also können die auf diese Weise ermittelten Unterschiede im Wasser- und Energiehaushalt als Unsicherheit heute in regionalen Klimamodellen verwendeter Parametrisierungen betrachtet werden.

Insbesondere die Parametrisierung der subskaligen Kondensation hat, wie sich gezeigt hat, einen fast genauso starken Einfluss auf die Jahresgänge von Strahlung, Bewölkung, Temperatur und Schneehöhe wie die Inkonsistenz im Modell. Somit wäre zu überlegen, ob nur die drei Simulationen D, E und F zur Bestimmung der Unsicherheit des Modells herangezogen werden sollten, in denen diese Parametrisierung nicht geändert ist. Die aus den fünf Simulationen berechnete Unsicherheit ist jedoch nicht wesentlich größer als die aus den drei Simulationen. Dies deutet darauf hin, dass ein Großteil der Abweichungen nicht auf den direkten Einfluss der unterschiedlichen Parametrisierungen, sondern auf nichtlineare Wechselwirkungen zurückzuführen ist. Dies zeigt auch die häufig angewendete Methode der Ensemblevorhersagen, bei denen teilweise deutlich unterschiedliche Vorhersagen des Wetters oder Klimas durch leicht unterschiedliche Anfangsbedingungen erzeugt werden.

6.2 Klimatologie der Flüsse

In Abbildung 6.1 sind die Wassertransporte über 70° N und an der Meeres- bzw. Erdoberfläche aus REMO und aus Beobachtungen nach Serreze et al. [1995] als Jahresmittel und als saisonale Mittel dargestellt. Zur besseren Vergleichbarkeit sind die seitlichen Flüsse wie die Flüsse am Unterrand in mm/Monat angegeben. Die seitlichen Flüsse sind mit der Fläche des Gebietes nördlich von 70° N normiert

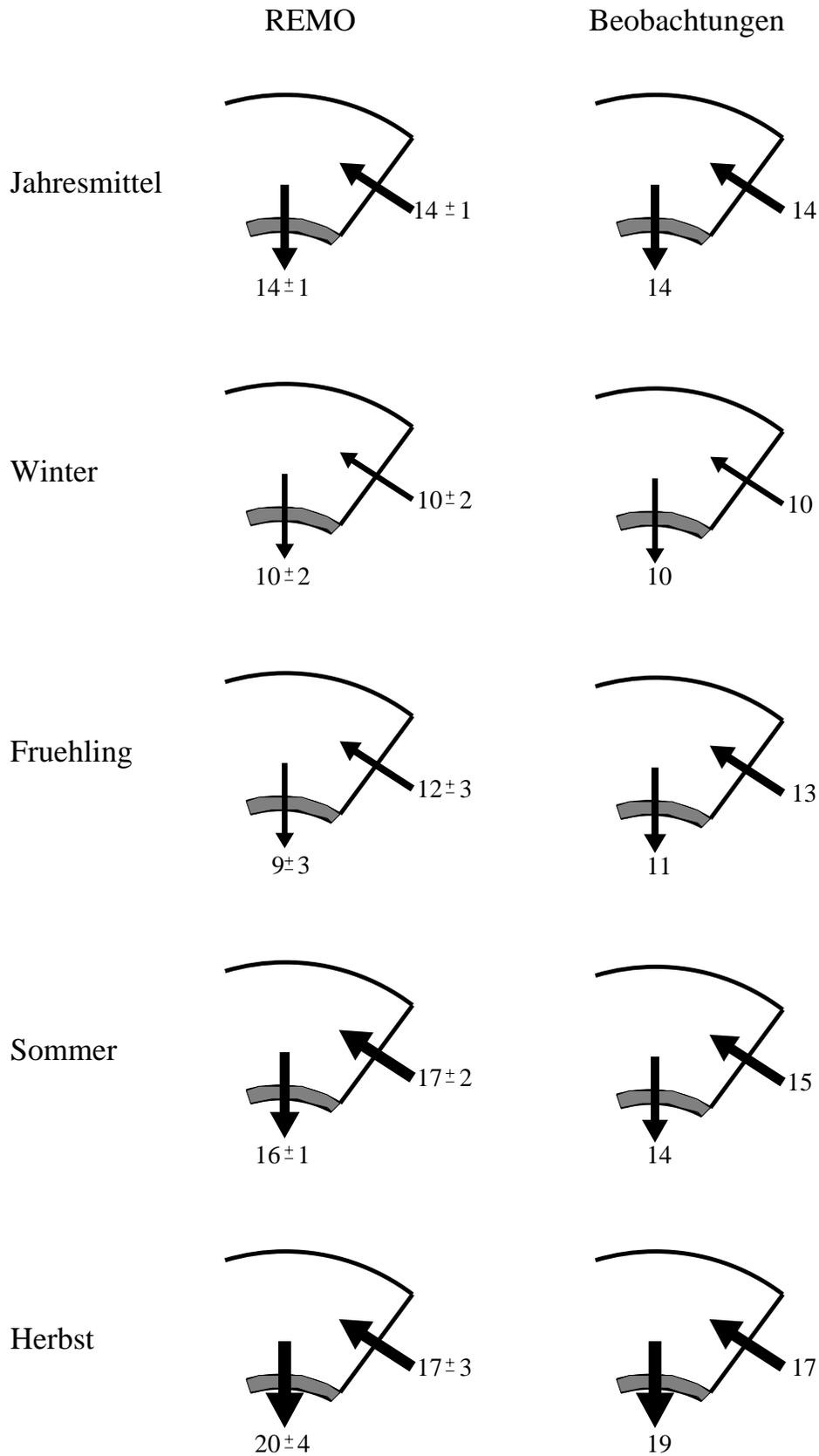


Abbildung 6.1: Wasserhaushalt der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N aus REMO und aus Beobachtungen nach Serreze et al. [1995]. Die Pfeildicke ist proportional zur Größe der Flüsse. Alle Angaben in mm/Monat.

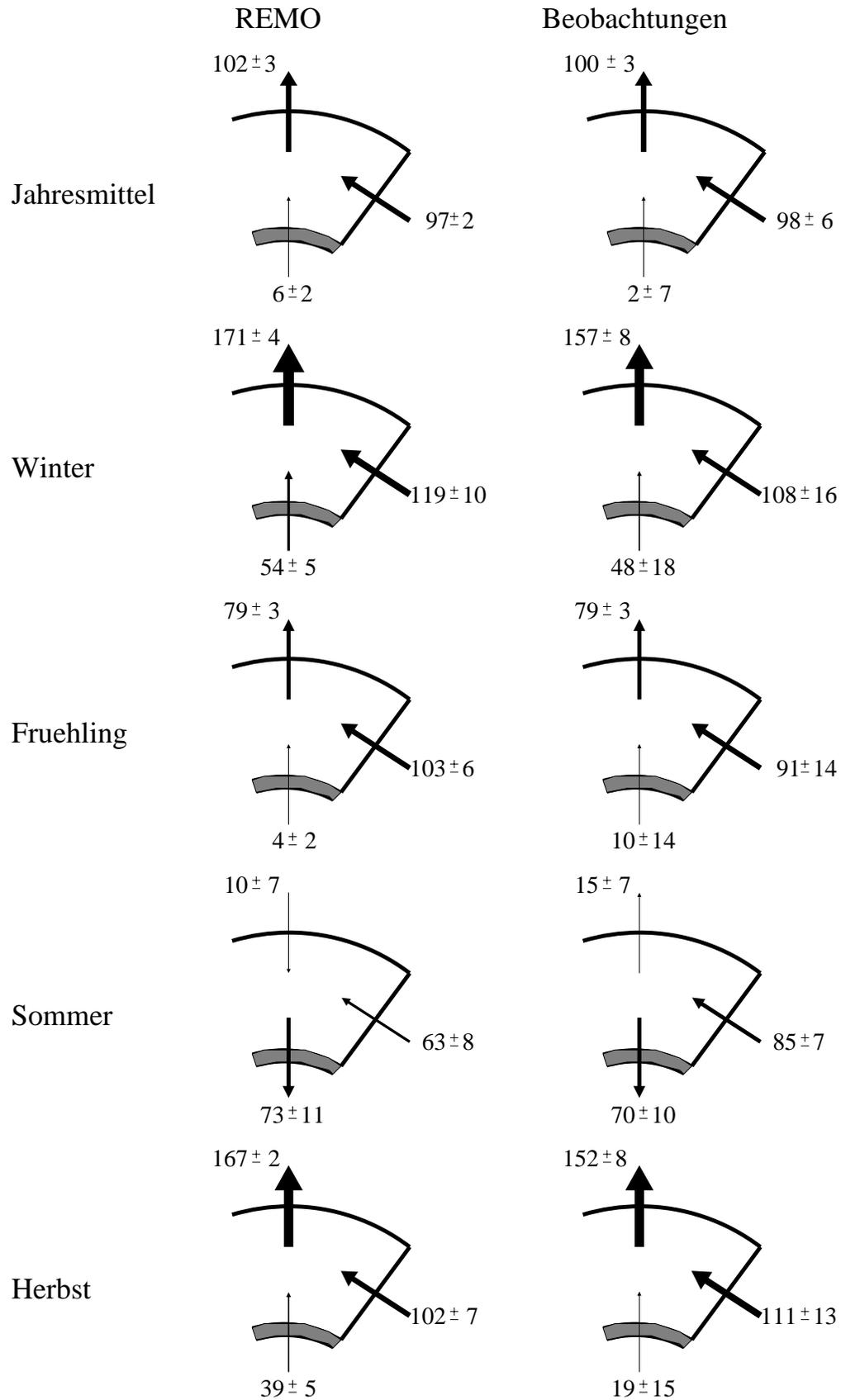


Abbildung 6.2: Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre nördlich von 70°N aus REMO und aus Beobachtungen nach Nakamura et al. [1988]. Die Pfeildicke ist proportional zur Größe der Flüsse. Alle Angaben in W/m^2 .

worden.

Die modellierten Wassertransporte stimmen sowohl im Jahresmittel als auch in den saisonalen Mitteln mit Ausnahme der Bodenflüsse im Sommer im Rahmen der Rechengenauigkeit mit den Beobachtungen überein. Auch die Beobachtungen sind mit einer Unsicherheit behaftet; diese wird von den Autoren jedoch nicht angegeben.

Im Jahresmittel liegen Niederschlag minus Verdunstung (P-E) in REMO und in den Beobachtungen bei 14 mm/Monat. Die Wassermenge, die dadurch aus der arktischen Atmosphäre zur Erdoberfläche und ins Meer gelangt, wird von den mittleren Breiten her wieder in das arktische Gebiet hineingeführt. Im Winter sind die Wassertransporte am schwächsten und nehmen über das Jahr bis zum Herbst zu. Während der beiden Jahreszeiten Winter und Sommer bleibt der Wassergehalt in der arktischen Atmosphäre jeweils nahezu unverändert, da etwa so viel Wasser von den Seiten in die arktische Atmosphäre eintritt wie nach unten hin austritt. Während des Frühlings nimmt der atmosphärische Wassergehalt zu und während des Herbstes ab. Dies ist plausibel, da warme Luft mehr Wasserdampf als kalte Luft speichern kann.

In Abbildung 6.2 sind die Energieflüsse über 70° N sowie am Ober- und Unterrand der Atmosphäre aus REMO und aus Beobachtungen nach Nakamura et al. [1988] als Jahresmittel und als saisonale Mittel dargestellt. Auch hier sind die seitlichen Flüsse mit der Fläche des Gebietes nördlich von 70° N normiert worden, so dass alle Flüsse in W/m^2 angegeben werden können.

Die modellierten und aus Beobachtungen berechneten Flüsse stimmen sowohl im Jahresmittel als auch in den saisonalen Mitteln mit Ausnahme der Süd-Nord-orientierten Flüsse im Sommer und der Flüsse am Oberrand der Atmosphäre im Herbst und Winter im Rahmen der Rechengenauigkeit von REMO und der Genauigkeit der Beobachtungen überein. Die Unsicherheit des Modells ist kleiner als die Unsicherheit der Beobachtungen, was für die hier verwendete Methode der Modellierung der Flüsse mit einem regionalen Klimamodell spricht.

Im Jahresmittel treten etwa $100 W/m^2$ aus der Atmosphäre in den Weltraum. Dieser Energieverlust wird durch den atmosphärischen Energietransport aus den mittleren Breiten beinahe ausgeglichen. Auch der Ozean trägt durch Transport von warmem Wasser in die Arktis und Eisexport zum Energietransport bei. Dies führt zu einem schwachen aufwärts gerichteten Energietransport am Unterrand der Atmosphäre. Im Herbst und Winter verliert die arktische Atmosphäre große Mengen von Energie an den Weltraum. Im Sommer halten sich abwärts und aufwärts gerichtete Strahlungsflüsse die Waage. In allen Jahreszeiten außer dem Sommer gibt der Boden Energie an die Atmosphäre ab, wobei die Energieabgabe im Winter am deutlichsten ist. Im Sommer wird der Boden dagegen kräftig erwärmt. Im Winter und Sommer gleichen sich die drei Energieflüsse so aus, dass

sich während dieser Jahreszeiten die Gesamtenergie nicht ändert. Im Frühling wird mehr und im Herbst weniger Energie von den mittleren Breiten in die Arktis transportiert als die Differenz zwischen in den Weltraum gelangender Strahlung und vom Boden in die Atmosphäre gelangender Energie. Auf diese Weise steigt der Gesamtenergiegehalt der Atmosphäre im Frühjahr und sinkt im Herbst. Insgesamt herrscht ein über das Jahr recht gleichmäßiger Energietransport von den mittleren Breiten in die Arktis.

Die Wasser- und Energietransporte über die oberen, seitlichen und unteren Ränder der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N sind mit REMO berechnet worden. Dazu ist die Unsicherheit durch verschiedene heute verwendete Parametrisierungen in regionalen Klimamodellen ermittelt worden, so dass die berechneten Wasser- und Energietransporte mit Fehlergrenzen angegeben werden können. Die modellierten Flüsse stimmen gut mit den in Serreze et al. [1995] und Nakamura et al. [1988] aus Beobachtungen hergeleiteten Flüssen überein. Dies erhöht einerseits die Verlässlichkeit der in den Studien aus Beobachtungsdaten ermittelten Wasser- und Energieflüsse und zeigt andererseits, dass REMO in der Lage ist, die Flüsse realistisch zu simulieren. Außerdem ist die Unsicherheit des Modells kleiner als die Unsicherheit der Beobachtungen, so dass die Wasser- und Energietransporte nun verlässlicher quantifizierbar sind. Auch die hier angewendete Methode der Abschätzung einer Klimatologie aus einem Jahr mit leicht negativem und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index im Winter ist hiermit bestätigt. Es ist nun möglich, den Wasser- und Energiehaushalt in Abhängigkeit von der großräumigen Zirkulation zu untersuchen und Studien zukünftigen Klimas durchzuführen.

6.3 Abhängigkeit der Flüsse von der Zirkulation

Der hier verwendete Zeitraum zur Bestimmung des NAO-Indexes reicht von Dezember bis März. Daher werden hier die Mittelwerte der Komponenten des Wasser- und Energiehaushaltes über die Monate Dezember bis März betrachtet.

REMO zeigt im Mittel über die Monate Dezember bis März deutliche Unterschiede im reduzierten Luftdruck (s. Abbildung 6.3). Wie für die mittleren Wasser- und Energieflüsse ist auch für die regionalen Unterschiede des Luftdruckes und der anderen im Folgenden untersuchten meteorologischen Parameter die Unsicherheit des Modells berechnet worden. Sie ist an jedem Gitterpunkt als die maximale Abweichung zwischen den fünf verschiedenen REMO-Simulationen mit unterschiedlichen Parametrisierungen für den gleichen Zeitraum definiert worden. Mit Ausnahme von Teilen von Sibirien und nördlich davon sowie nördlich von

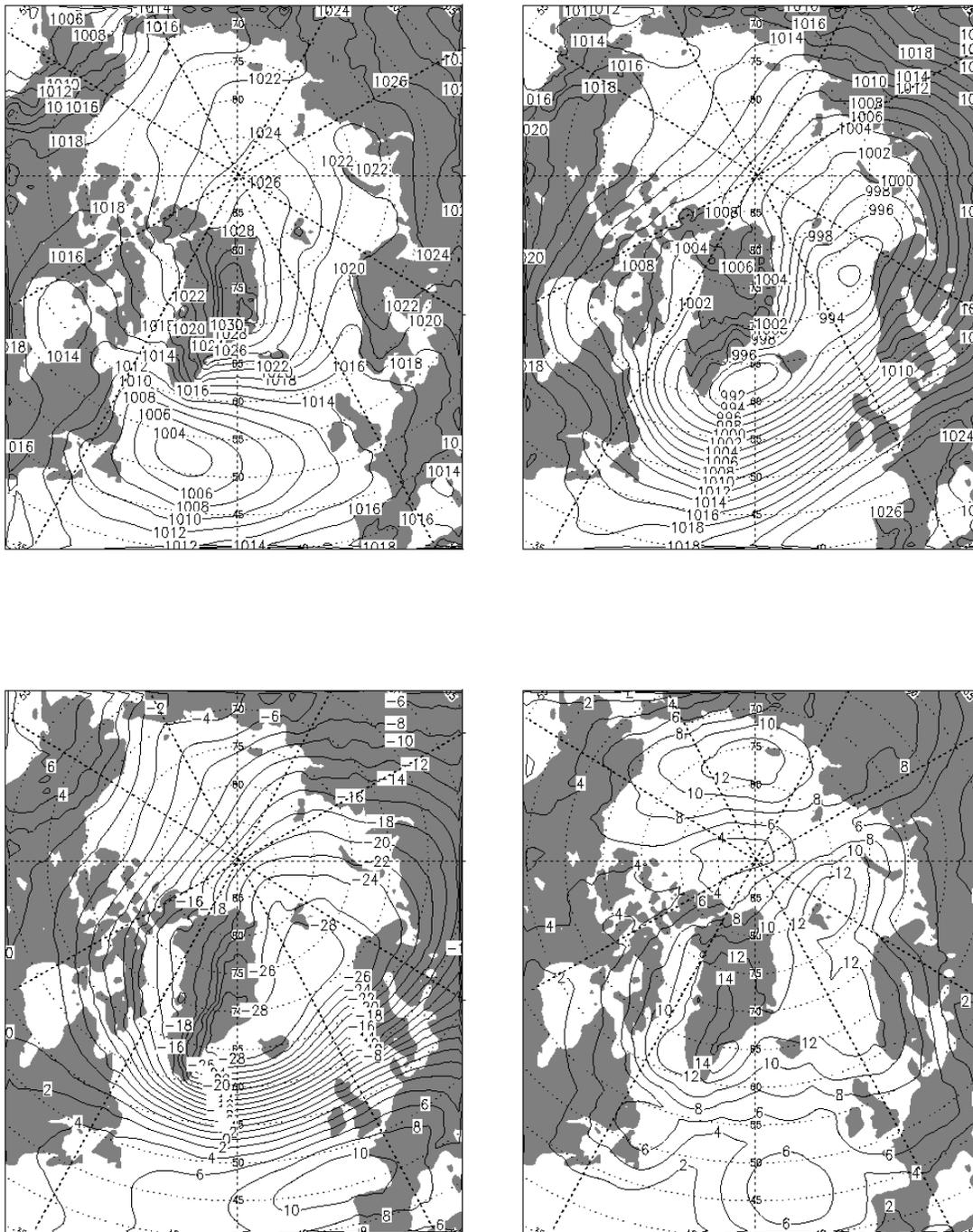


Abbildung 6.3: Reduzierter Luftdruck in hPa aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85, links oben) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89, rechts oben), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ (links unten) und Unsicherheit des Modells (rechts unten).

Neufundland sind die Unterschiede im reduzierten Luftdruck größer als die Unsicherheit des Modells. Bei leicht negativem NAO-Index (Dezember 1984 bis März 1985) befindet sich über der zentralen Arktis in Bodennähe ein Hochdruckgebiet; südlich von Grönland herrscht tiefer Luftdruck vor. Auf diese Weise herrscht im nördlichen Nordatlantik in Bodennähe eine östliche Strömung vor. Mitteleuropa liegt im Einfluss einer südöstlichen Strömung. Bei stark positivem NAO-Index (Dezember 1988 bis März 1989) entsteht ein ausgedehntes Tiefdruckgebiet, das sich von Südgrönland über Island bis nach Nordnorwegen erstreckt und für westliche Winde über dem Nordatlantik und Mitteleuropa sorgt. Auch im 500-hPa-Geopotential treten deutliche Unterschiede zwischen negativem und positivem NAO-Index auf, die nur über dem Nordwesten Grönlands, nördlich von Sibirien sowie über Ostkanada kleiner als die Unterschiede zwischen negativem und positivem NAO-Index sind. In 500 hPa ist der Westwindstrom bei negativem NAO-Index im Vergleich zu positivem NAO-Index insbesondere über dem Nordatlantik deutlich abgeschwächt und durch einen Hochkeil über Island und einen Trog über Sibirien unterbrochen (s. Abbildung 6.4). Auch die ECMWF-Reanalysen zeigen die in REMO simulierten Unterschiede in der großskaligen Zirkulation. REMO ist also in der Lage, die großskalige Zirkulation realistisch wiederzugeben. Die REMO-Simulationen können daher dazu verwendet werden, um Unterschiede im Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre bei unterschiedlichem NAO-Index zu untersuchen.

Auf der regionalen Skala ist die Unsicherheit des Modells durch die nichtlinearen Wechselwirkungen groß. Sie liegt häufig in der gleichen Größenordnung wie die Abweichungen zwischen den Ergebnissen mit positivem und negativem NAO-Index. Daher werden im Folgenden speziell die mittleren Unterschiede im Gesamtgebiet nördlich von 70° N und die Unterschiede in den Regionen, in denen die Abweichungen größer als die Unsicherheit des Modells sind, herausgearbeitet.

In Abbildung 6.5 auf S. 84 ist der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre in Abhängigkeit von der NAO im Mittel über die Monate Dezember bis März dargestellt. Der Wasserhaushalt ist stark von der NAO abhängig. Der Wassertransport über die seitlichen Ränder ist bei stark positivem NAO-Index mehr als doppelt so groß wie bei leicht negativem NAO-Index. Bei positivem NAO-Index ist die Differenz von Niederschlag und Verdunstung (P-E) mehr als doppelt so hoch wie bei negativem NAO-Index. Hierfür sind besonders der europäische und grönländische Raum verantwortlich (Definition der Gebiete s. Abbildung 5.14 auf S. 62). Im europäischen Raum ist bei negativem NAO-Index die Verdunstung größer als der Niederschlag (s. Abbildung 6.6 auf S. 85). Hier treten im Gebietsmittel über diesen Raum von unten 11 ± 6 mm/Monat in die Atmosphäre ein. Die nordöstliche Strömung sorgt dafür, dass kalte Luft von den eisbedeckten Gebieten über das verhältnismäßig warme Wasser geführt wird, was zu Verdunstung führt. Bei positivem NAO-Index ist der Niederschlag im Flächenmittel über den europäischen Raum größer als die Verdunstung. Die

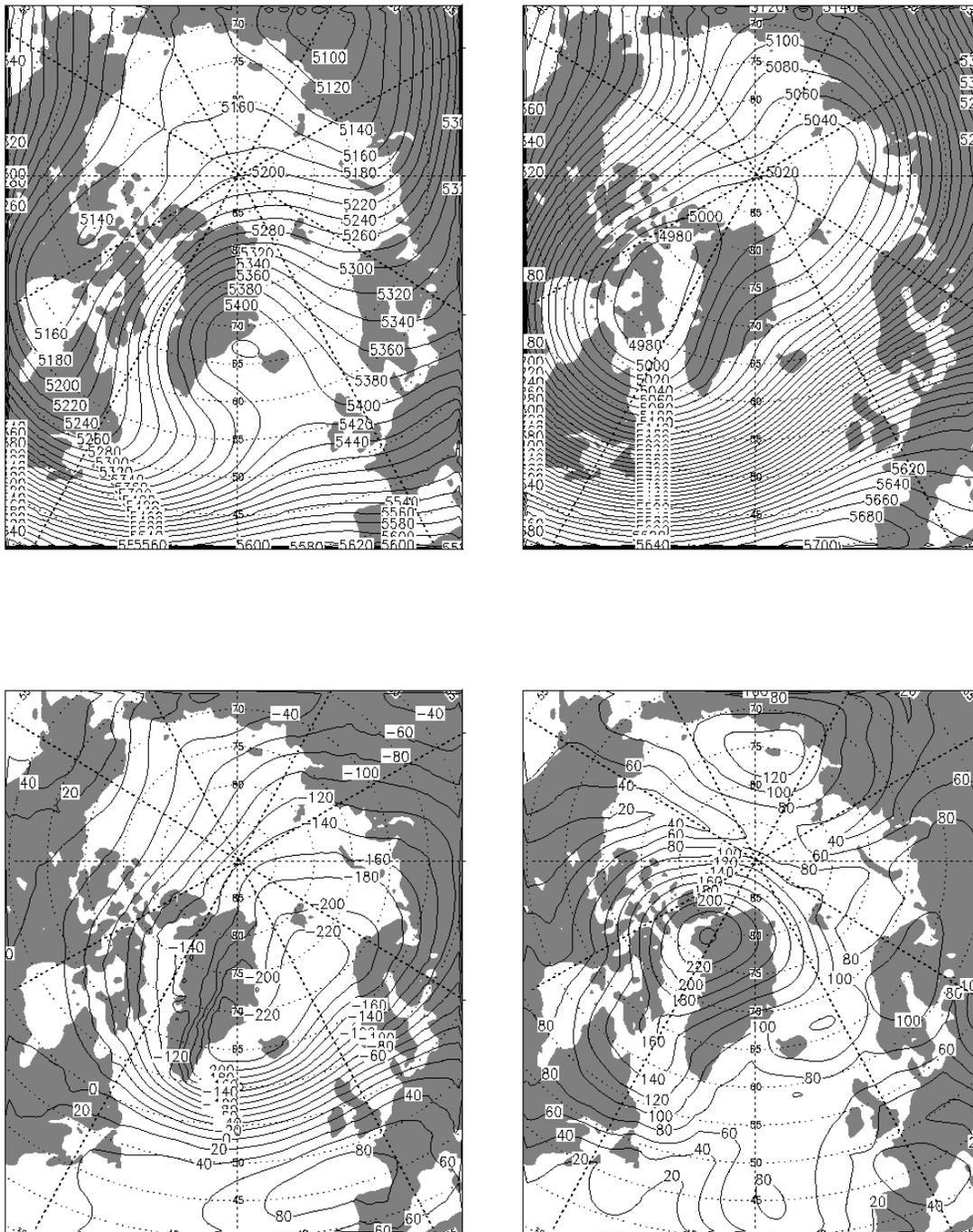


Abbildung 6.4: Geopotential in 500 hPa in gpm aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85, links oben) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89, rechts oben), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ (links unten) und Unsicherheit des Modells (rechts unten).

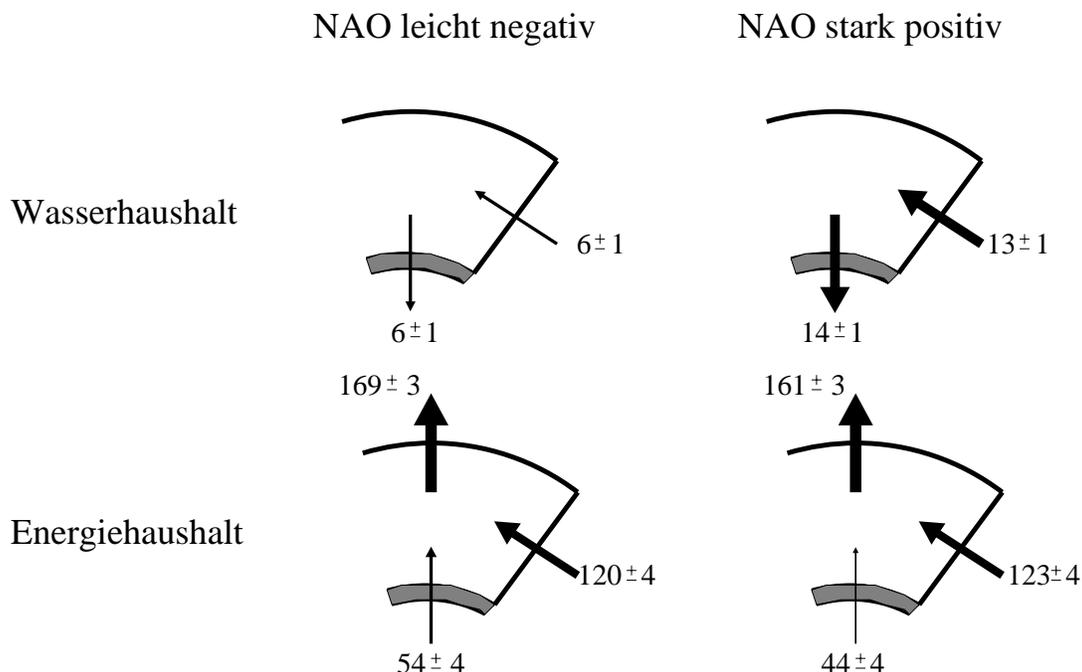


Abbildung 6.5: Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89). Die Pfeildicke ist proportional zur Größe der Flüsse. Angaben zum Wasserhaushalt in mm/Monat und zum Energiehaushalt in W/m².

Atmosphäre gibt im Flächenmittel über diesen Raum 16 ± 6 mm/Monat an die Erd- und Meeresoberfläche ab. Im Gebietsmittel über den grönländischen Raum beträgt P-E bei niedrigem NAO-Index 9 ± 2 mm/Monat und bei hohem NAO-Index 18 ± 2 mm/Monat. In den Bereichen Alaska-Kanada und Sibirien sind die Auswirkungen der NAO auf P-E geringer als die Unsicherheit des Modells.

Die NAO beeinflusst den Energiehaushalt verhältnismäßig wenig. Bei positivem NAO-Index verliert die Atmosphäre am Oberrand der Atmosphäre etwas weniger Energie als bei negativem NAO-Index und bekommt dafür etwas weniger Energie vom Boden. An den seitlichen Rändern liegt der Unterschied innerhalb der Unsicherheit durch nichtlineare Wechselwirkungen. Auch in den einzelnen Regionen gibt es keine nennenswerten Unterschiede.

Wasser und Energie sind durch die latente Wärme miteinander verknüpft. Dementsprechend wäre zu erwarten, dass, wenn sich der Wasserhaushalt durch die NAO bedeutend ändert, sich auch der Energiehaushalt ändern müsste. Die latente Wärme hat jedoch nur einen geringen Anteil an der Gesamtenergie, der in den

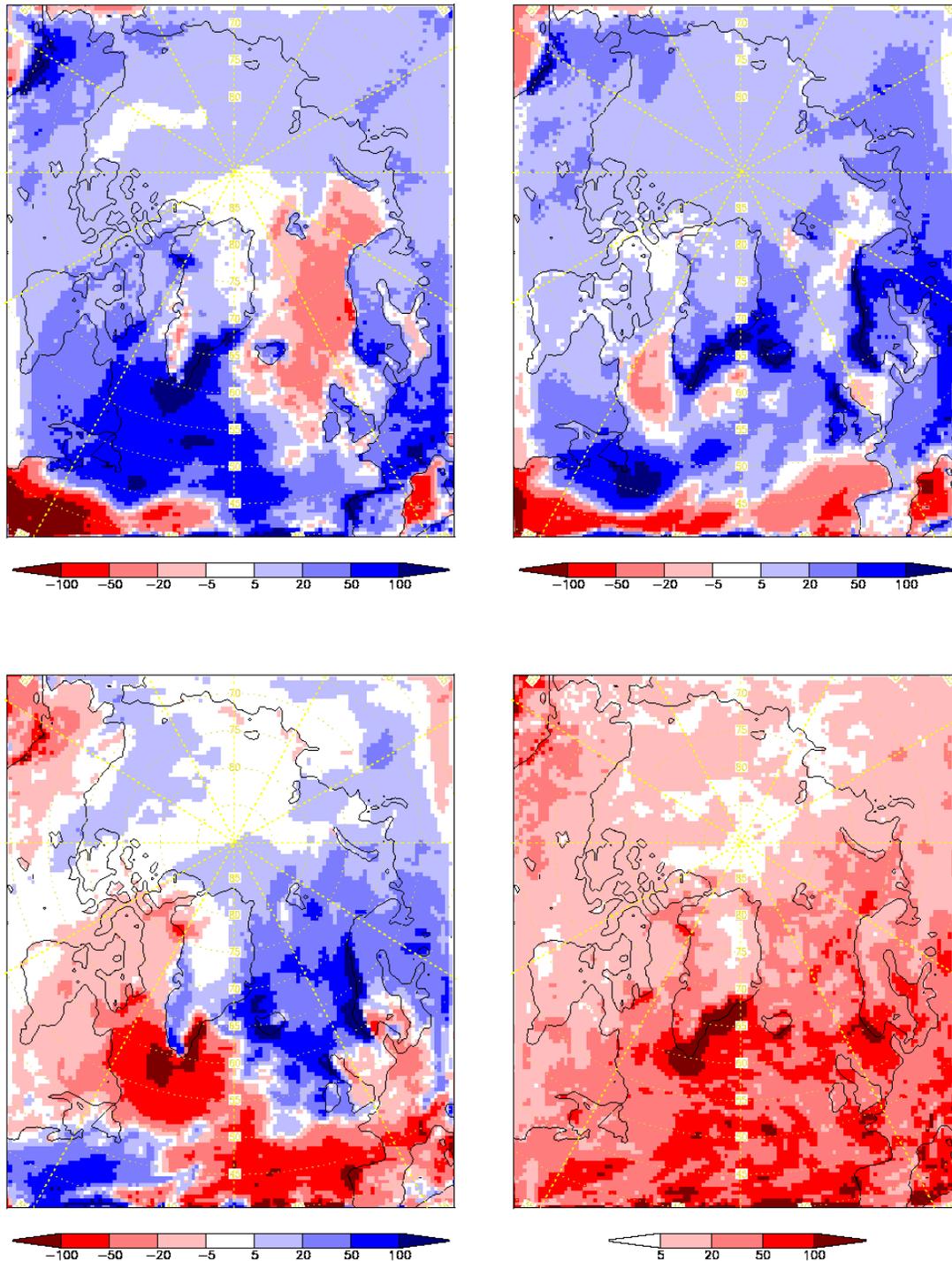


Abbildung 6.6: P-E in mm/Monat aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85, links oben) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89, rechts oben), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ (links unten) und Unsicherheit des Modells (rechts unten).

hier durchgeführten Simulationen bei etwa 5% liegt. Der Anteil der potentiellen Energie beträgt ungefähr 20%, während die sensible Wärme mit etwa 75% den größten Anteil hat.

Ein stark positiver NAO-Index führt in der zentralen Arktis nördlich von 80° N zu bis zu 10 K niedrigeren 2 m-Temperaturen als ein leicht negativer NAO-Index (s. Abbildung 6.7). Auch im Gebiet der Framstraße und weiter südlich bis Spitzbergen sind die 2 m-Temperaturen bei positivem NAO-Index um bis zu 8 K niedriger als bei negativem NAO-Index. Während bei negativem NAO-Index westlich von Grönland atlantische Luftmassen in die zentrale Arktis geführt werden, ist die Luft bei positivem NAO-Index sibirischen Ursprungs. In und südlich der Framstraße herrscht eine verstärkte Nordströmung vor, die auch zu einem verstärkten Eisexport durch die Framstraße führen dürfte. Bei positivem NAO-Index fällt nördlich von Grönland mehr als doppelt so viel Niederschlag wie bei negativem NAO-Index (s. Abbildung 6.8), da die von Norden kommende Luft hier zum Aufsteigen gezwungen wird, während sie bei negativem NAO-Index von Grönland herabströmt. Auch über dem nördlichen Nordatlantik, über Norwegen, über der Barentssee und in Teilen von Sibirien fällt deutlich mehr Niederschlag, da in diese Gebiete bei positivem NAO-Index milde und feuchte Luft geführt wird. Innerhalb der Arktis ist es bei positivem NAO-Index nur über der kanadischen Inselwelt trockener als bei negativem NAO-Index.

Südlich von Grönland verdunstet bei positivem NAO-Index deutlich mehr Wasser als bei negativem NAO-Index (s. Abbildung 6.9), weil hier kalte Luft von Norden über das warme Atlantikwasser geführt wird. Über der Barentssee verdunstet dagegen bei positivem NAO-Index deutlich weniger Wasser als bei negativem NAO-Index. Grund hierfür könnte sein, dass bei positivem NAO-Index feuchte Luft vom Atlantik über Nordeuropa in dieses Gebiet gelangt, die nicht mehr viel Wasser aufnehmen kann.

Die hier beschriebenen, mit REMO simulierten regionalen Unterschiede in der Temperatur- und Niederschlagsverteilung zwischen Wintern mit positivem und negativem NAO-Index werden auch beobachtet und von anderen Klimamodellen wiedergegeben [z. B. Osborn et al., 1999]. Die in Abhängigkeit der NAO berechneten Wasser- und Energieflüsse über die oberen, unteren und seitlichen Ränder der arktischen Atmosphäre, die bisher noch nicht gemessen oder simuliert worden sind, können somit als zuverlässig angesehen werden.

Insgesamt hat sich gezeigt, dass der hydrologische Zyklus bei positivem NAO-Index im Vergleich zum negativen NAO-Index insbesondere im grönländischen und europäischen Bereich deutlich intensiviert ist, während der Energiekreislauf vertikal integriert auch regional nicht sehr stark von der NAO abhängt, obwohl nahe der Erd- und Meeresoberfläche deutliche Temperaturunterschiede auftreten.

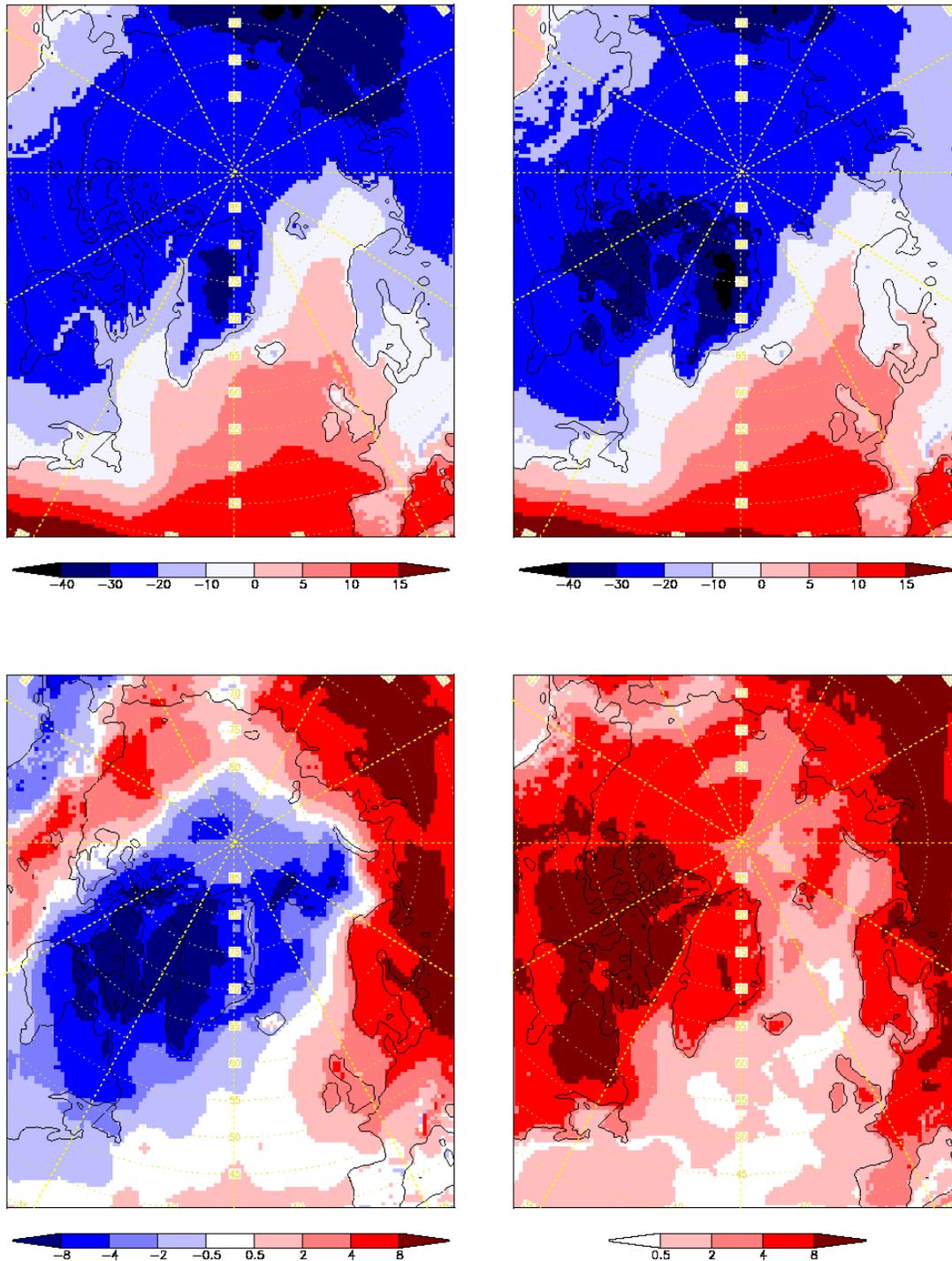


Abbildung 6.7: Temperatur in 2 m Höhe in °C aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85, links oben) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89, rechts oben), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ (links unten) und Unsicherheit des Modells (rechts unten).

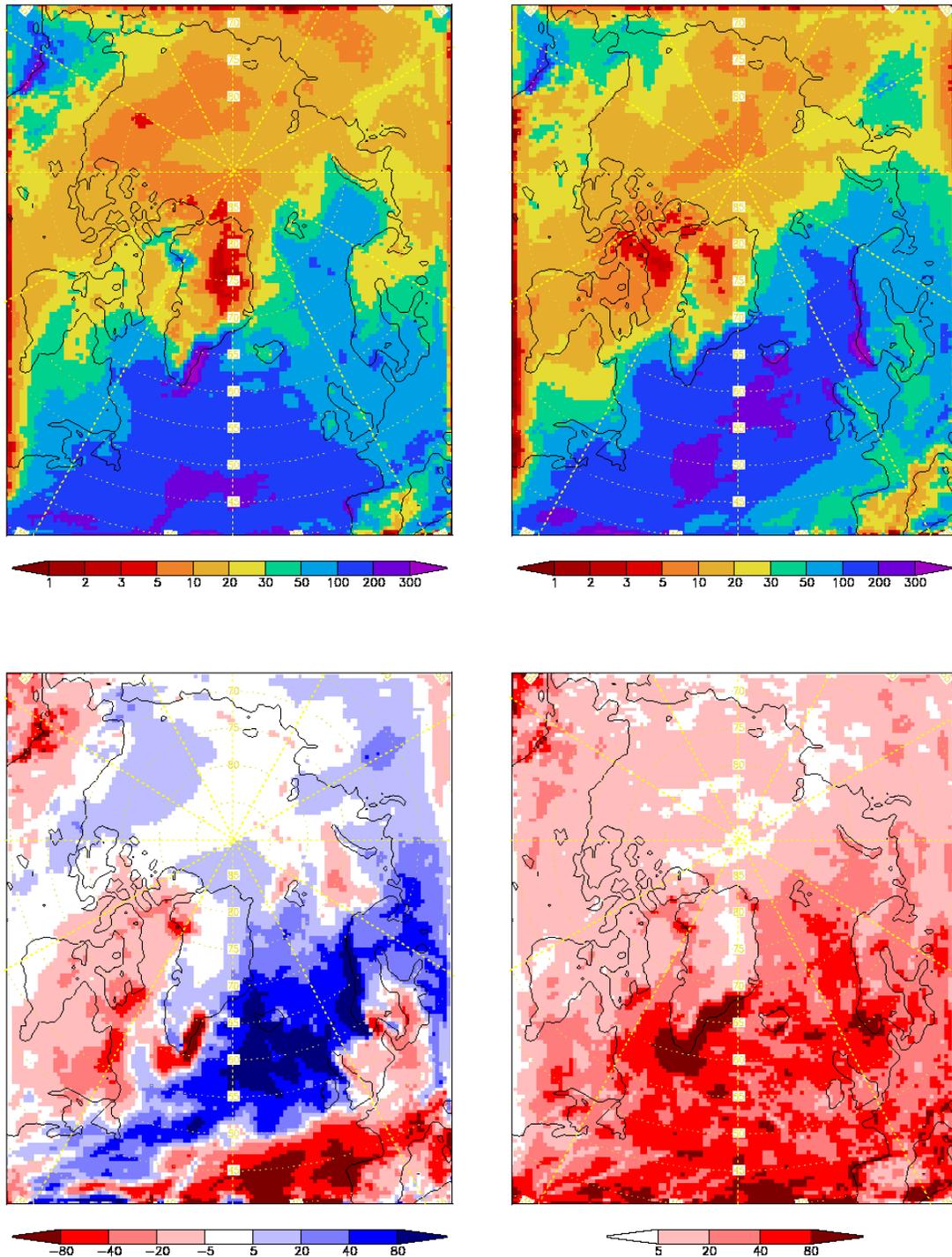


Abbildung 6.8: Niederschlag in mm/Monat aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit stark leicht negativem NAO-Index (1984/85, links oben) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89, rechts oben), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ (links unten) und Unsicherheit des Modells (rechts unten).

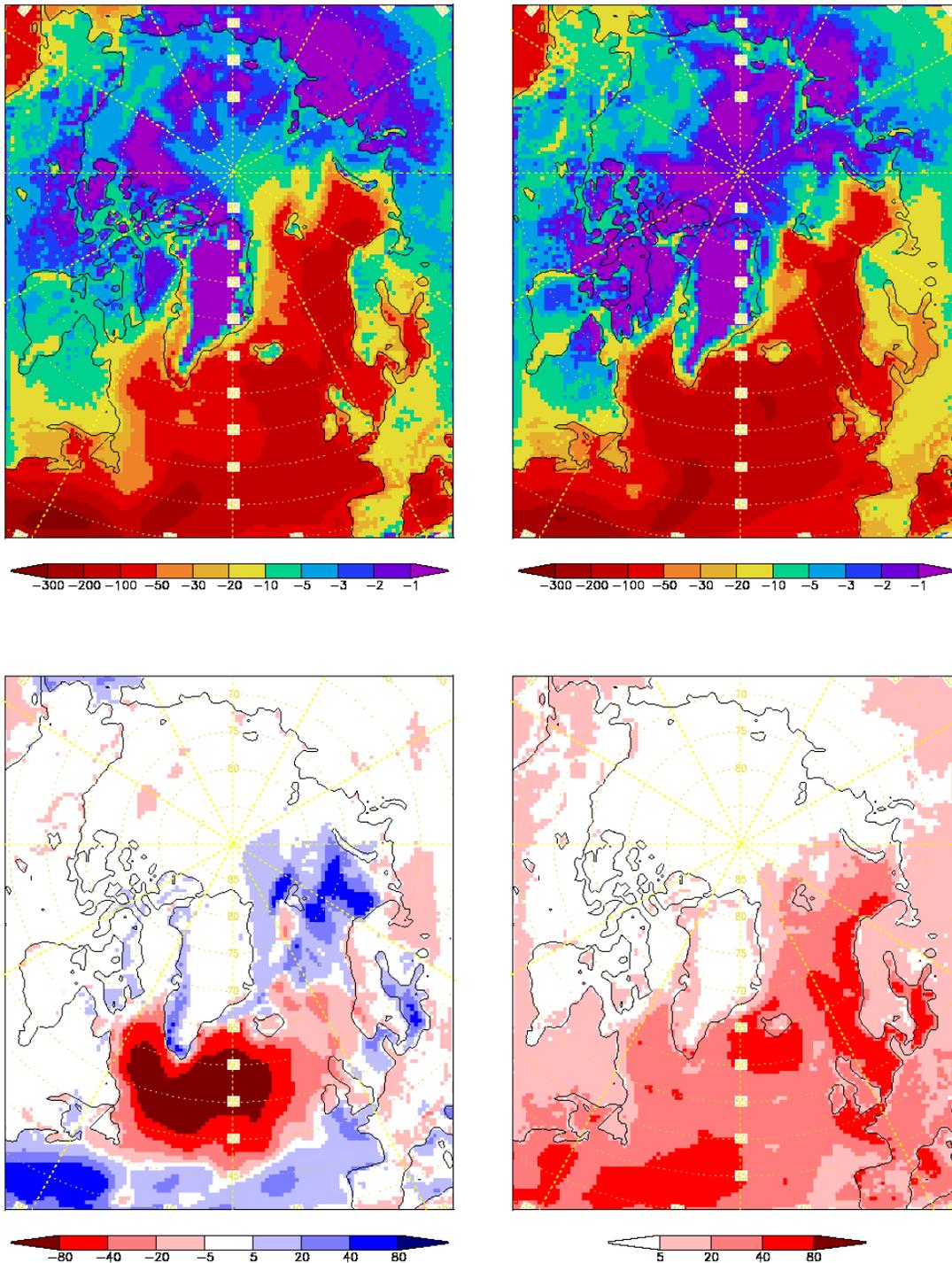


Abbildung 6.9: Verdunstung in mm/Monat aus REMO als Mittelwert über Dezember bis März in einem Jahr mit leicht negativem NAO-Index (1984/85, links oben) und einem Jahr mit stark positivem NAO-Index (1988/89, rechts oben), Differenz NAO stark positiv minus NAO leicht negativ (links unten) und Unsicherheit des Modells (rechts unten); negative Werte bedeuten Verdunstung, positive Werte Kondensation.

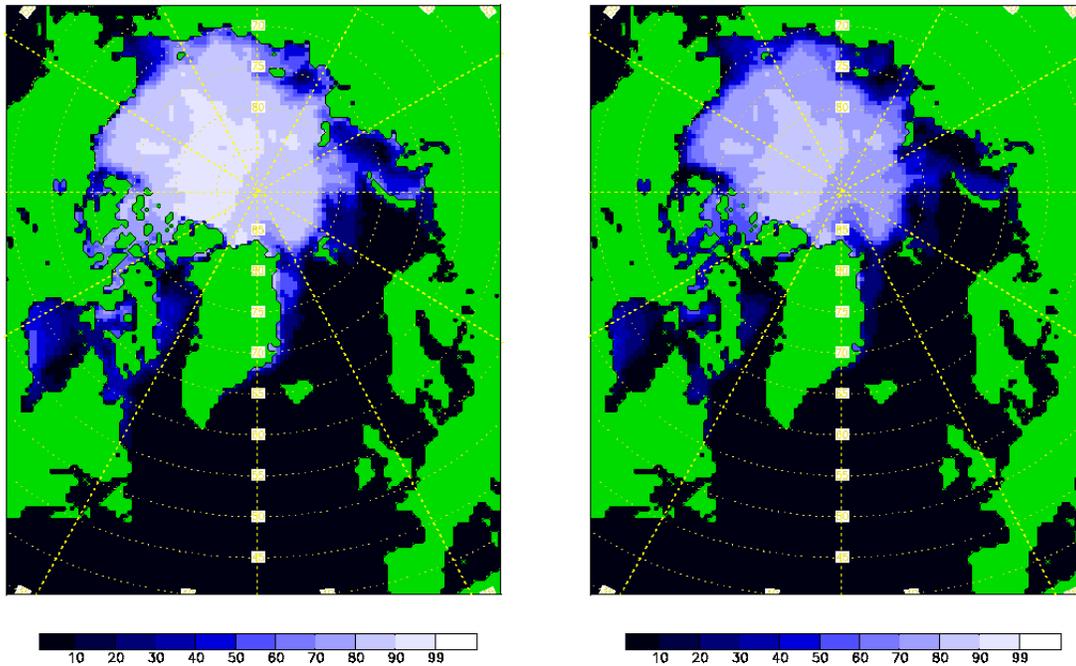


Abbildung 6.10: Meereisverteilung in % in jeder Gitterzelle im Kontrolllauf (links) und im Szenariolauf (rechts)

6.4 Zukunft der Arktis

In den vergangenen Jahren haben sich die Hinweise verdichtet, dass Eisdicke und Eisausdehnung in der Arktis über die letzten Jahrzehnte abgenommen haben [IPCC, 2001, S. 164]. In welchem Umfang dies geschehen ist, ist allerdings noch nicht klar. Simulationen mit gekoppelten globalen Klimamodellen zeigen, dass die Eisausdehnung in der Arktis bei erhöhter CO_2 -Konzentration und globaler Erwärmung im späten Sommer besonders stark abnehmen und die Arktis in dieser Jahreszeit sogar eisfrei werden könnte [Serreze et al., 2000b; Rind et al., 1995]. Um zu untersuchen, wie eine mögliche Verringerung von Eisdicke und -ausdehnung auf das Klima der Arktis und der umliegenden Gebiete wirken kann, ist eine Sensitivitätsstudie mit REMO für den Sommer 1985 durchgeführt worden (Lauf J in Tabelle 5.2 auf S. 57). Die Eisdicke ist von 2 m auf 1 m verringert und der eisfreie Anteil in jeder Gitterzelle verdoppelt worden (s. Abbildung 6.10). Das Modell ist für den 1. Mai 1985 initialisiert und durchgehend bis zum 1. September 1985 gerechnet worden. Die Auswertung ist für die drei Sommermonate erfolgt.

Die meisten im Folgenden beschriebenen Auswirkungen der Eisverteilung auf das Klima der Arktis und der umliegenden Gebiete liegen im Rahmen der Unsicherheit des Modells, die aus der maximalen Differenz zwischen den Ergebnissen der fünf vorhandenen Modellrechnungen mit originaler Eisverteilung für den Sommer 1985 hergeleitet worden ist.

Die großskalige Zirkulation ändert sich im Lauf mit der modifizierten Eisverteilung (im Folgenden Szenariolauf genannt) drastisch (s. Abbildung 6.11 auf S. 92). Am Boden bildet sich ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet in Polnähe, so dass bis in 70° N Ostwinde vorherrschen. Da Grönland in dieses Hochdruckgebiet einbezogen ist und umströmt wird, könnte dadurch der Eisexport durch die Framstraße deutlich erhöht werden. Durch das Umströmen von Grönland herrschen über dem nördlichen Nordatlantik Nordostwinde vor, die den Nordatlantikstrom bremsen könnten. In Polnähe ist der über die drei Sommermonate gemittelte Luftdruck im Szenariolauf um bis zu 12 hPa höher als im Lauf mit der realen Eisverteilung (im Folgenden Kontrolllauf genannt). In 500 hPa reicht im Szenariolauf ein Hochkeil über Grönland bis in das Polgebiet, der im Kontrolllauf nur schwach und nur über Grönland ausgeprägt ist, was in Polnähe zu einem 160 m höheren Geopotential führt (s. Abbildung 6.12 auf S. 93). Direkt am Pol befindet sich im Kontrolllauf ein Zentrum niedrigen Geopotentials. Über dem nördlichen Nordatlantik herrscht in 500 hPa anstelle einer westlichen bis südwestlichen Strömung eine nordöstliche Strömung vor. Mittel- und Nordeuropa liegen nun an der Vorderseite eines Trog, was zu deutlich erhöhten Niederschlägen führt.

Auch bei dieser Sensitivitätsstudie sind die Auswirkungen auf den Wasserhaushalt größer als auf den Energiehaushalt (s. Abbildung 6.13 auf S. 94). Im Szenariolauf gibt die Atmosphäre weniger Wasser insbesondere an die Land- aber auch an die Meeresoberfläche als im Kontrolllauf ab. Dementsprechend wird auch weniger Wasser aus den mittleren Breiten in die arktische Atmosphäre geführt. Hierfür ist besonders der grönländische Bereich verantwortlich. Während die Strömung im Kontrolllauf quer über Grönland verläuft (s. Abbildung 6.12 auf S. 93), was dort im Luv zu intensiven Steigungsniederschlägen führt (s. Abbildung 6.14 auf S. 95), wird Grönland im Szenariolauf umströmt. Im Mittel über den grönländischen Bereich beträgt P-E im Kontrolllauf 28 ± 15 mm/Monat, im Szenariolauf dagegen nur 13 ± 15 mm/Monat. Daraus folgt, dass relativ viel Feuchtigkeit in der Luft bleibt und östlich von Grönland nach Süden geführt und somit aus der Arktis transportiert wird. Dies ist der Hauptgrund für den geringeren Niederschlag in der Arktis und den geringeren Wassertransport in die Arktis. In die anderen arktischen Gebiete gelangt im Szenariolauf nur geringfügig weniger Wasser als im Kontrolllauf.

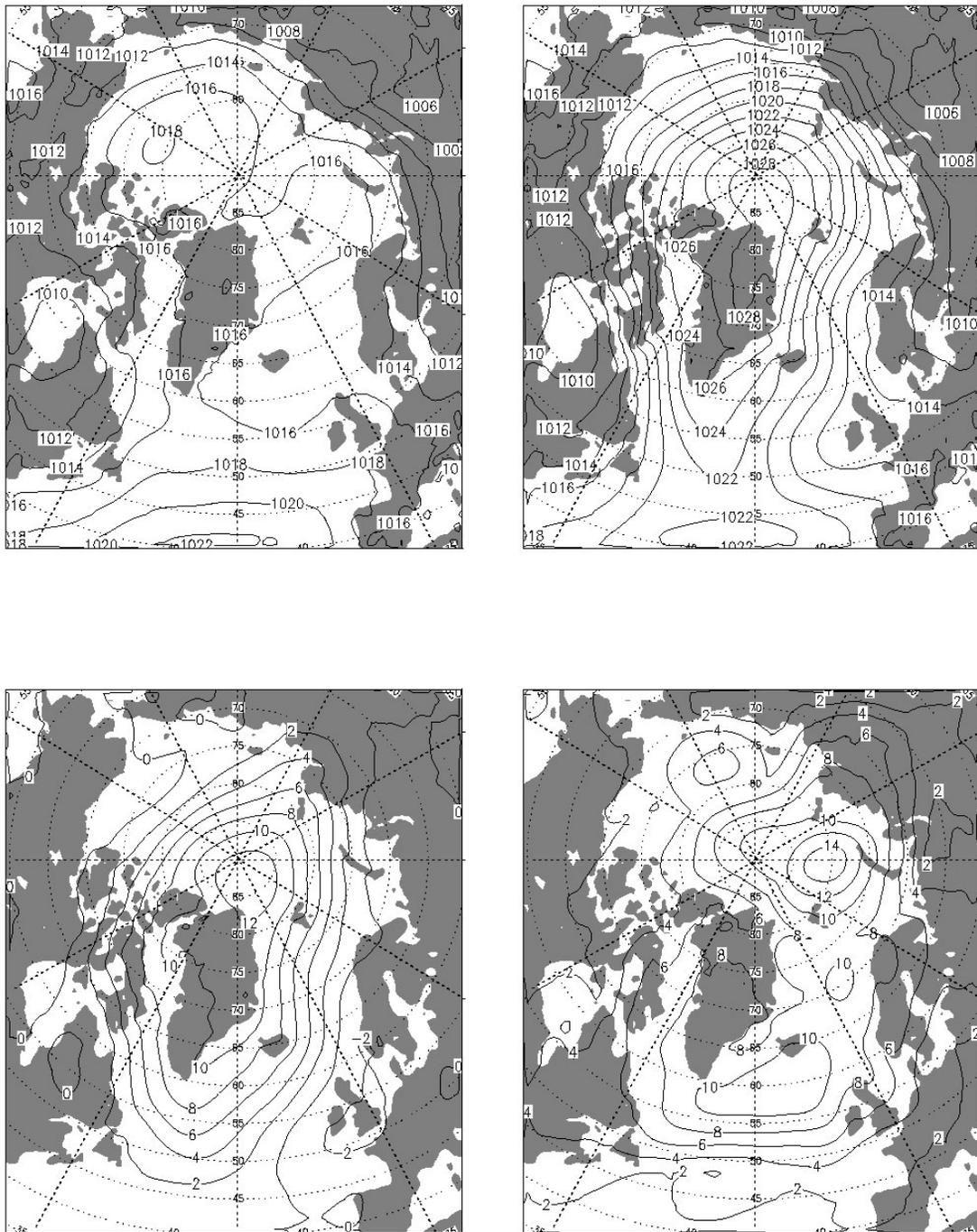


Abbildung 6.11: Reduzierter Luftdruck in hPa aus REMO als Mittel über die Sommermonate im Jahr 1985 im Kontrolllauf (links oben) und im Szenariolauf (rechts oben), Differenz Szenariolauf minus Kontrolllauf (links unten) und Unsicherheit des Modells (rechts unten).

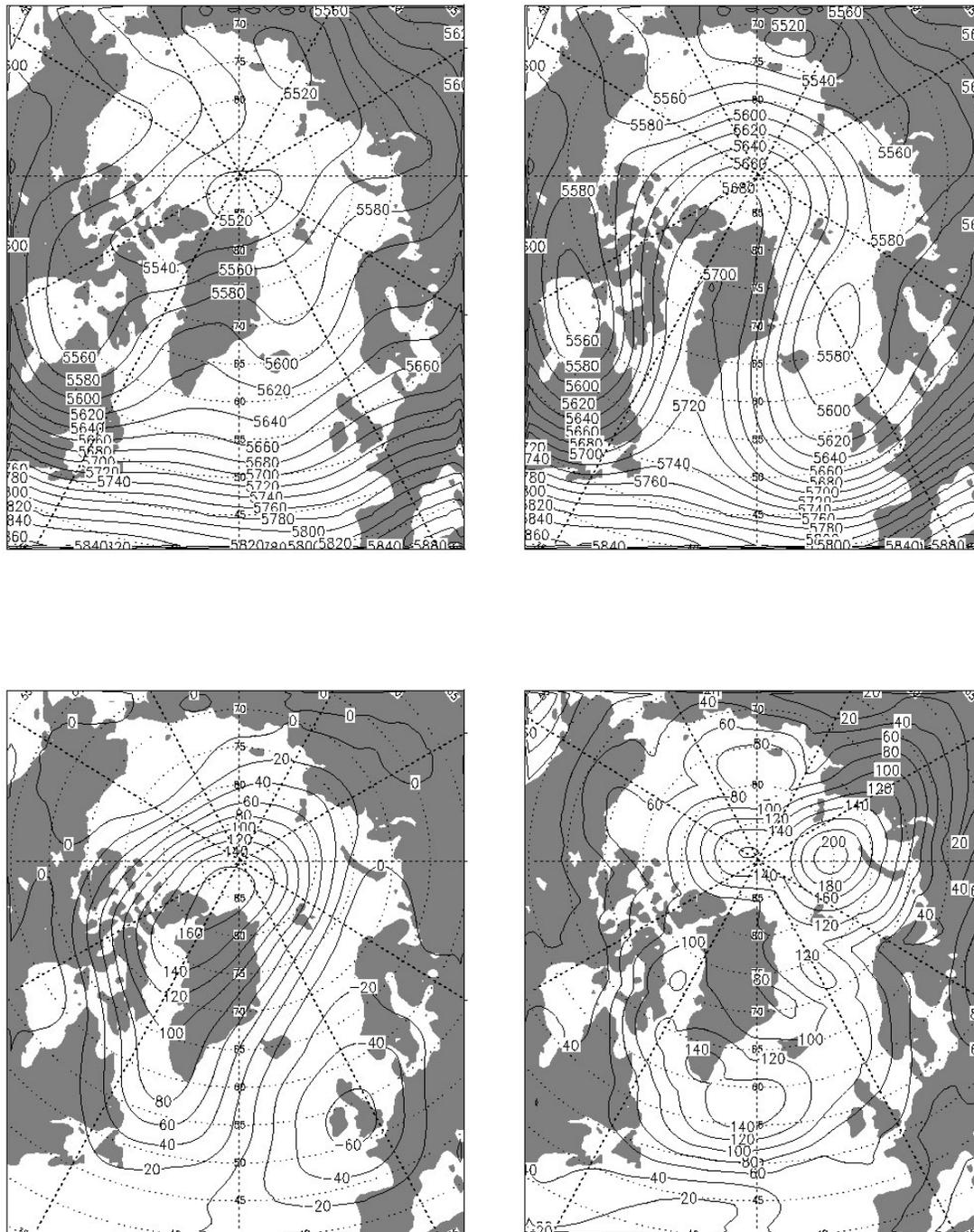


Abbildung 6.12: Geopotential in 500 hPa in gpm aus REMO als Mittel über die Sommermonate im Jahr 1985 im Kontrolllauf (links oben) und im Szenariolauf (rechts oben), Differenz Szenariolauf minus Kontrolllauf (links unten) und Unsicherheit des Modells (rechts unten)

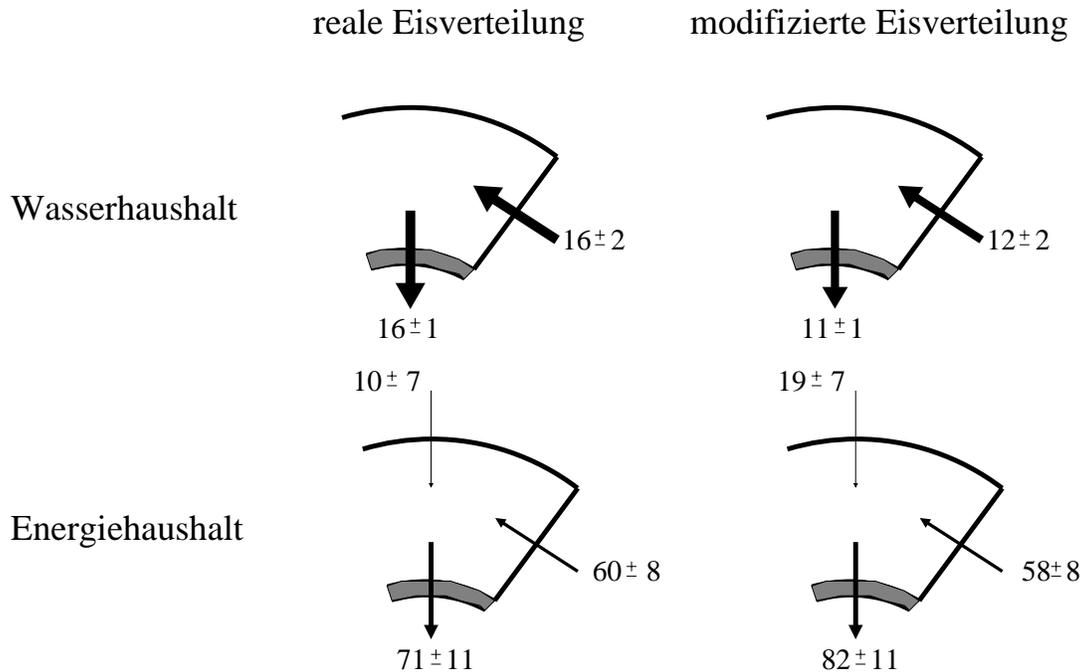


Abbildung 6.13: Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N aus REMO als Mittel über die Sommermonate im Jahr 1985 in Kontroll- und Szenariolauf. Die Pfeildicke ist proportional zur Größe der Flüsse. Angaben zum Wasserhaushalt in mm/Monat und zum Energiehaushalt in W/m²

Am Oberrand gelangt im Szenariolauf etwas mehr Energie als im Kontrolllauf in die Atmosphäre und am Unterrand mehr von der Atmosphäre in die Land-, Meeres- und Eisoberfläche (s. Abbildung 6.13). Die Unterschiede machen sich hauptsächlich im Mittel über die Meeres- und Eisoberfläche bemerkbar, während sie im Mittel über die Landoberflächen gering sind. Der Energiefluss in die Meeres- und Eisoberfläche beträgt im Kontrolllauf 90 ± 14 W/m² und im Szenariolauf 104 ± 14 W/m². Dies liegt sicherlich an der geringeren Albedo im Szenariolauf, die durch mehr Wasser und weniger Eis hervorgerufen wird.

Nicht nur das Klima der Arktis selbst ist von den Änderungen in der Eisverteilung betroffen. Dadurch, dass feuchte Luft um Grönland herum geführt wird, kommt in Mittel- und Nordeuropa mehr Feuchtigkeit an, was zu höheren Niederschlägen in diesem Gebiet führt. Hiermit wird klar, dass die Eisverteilung in der Arktis auch deutliche Auswirkungen auf unser mitteleuropäisches Klima haben kann.

Wie jedoch aus allen Abbildungen in diesem Abschnitt hervorgeht, ist die Unsicherheit des Modells auch im Sommer hoch. Die simulierten und oben be-

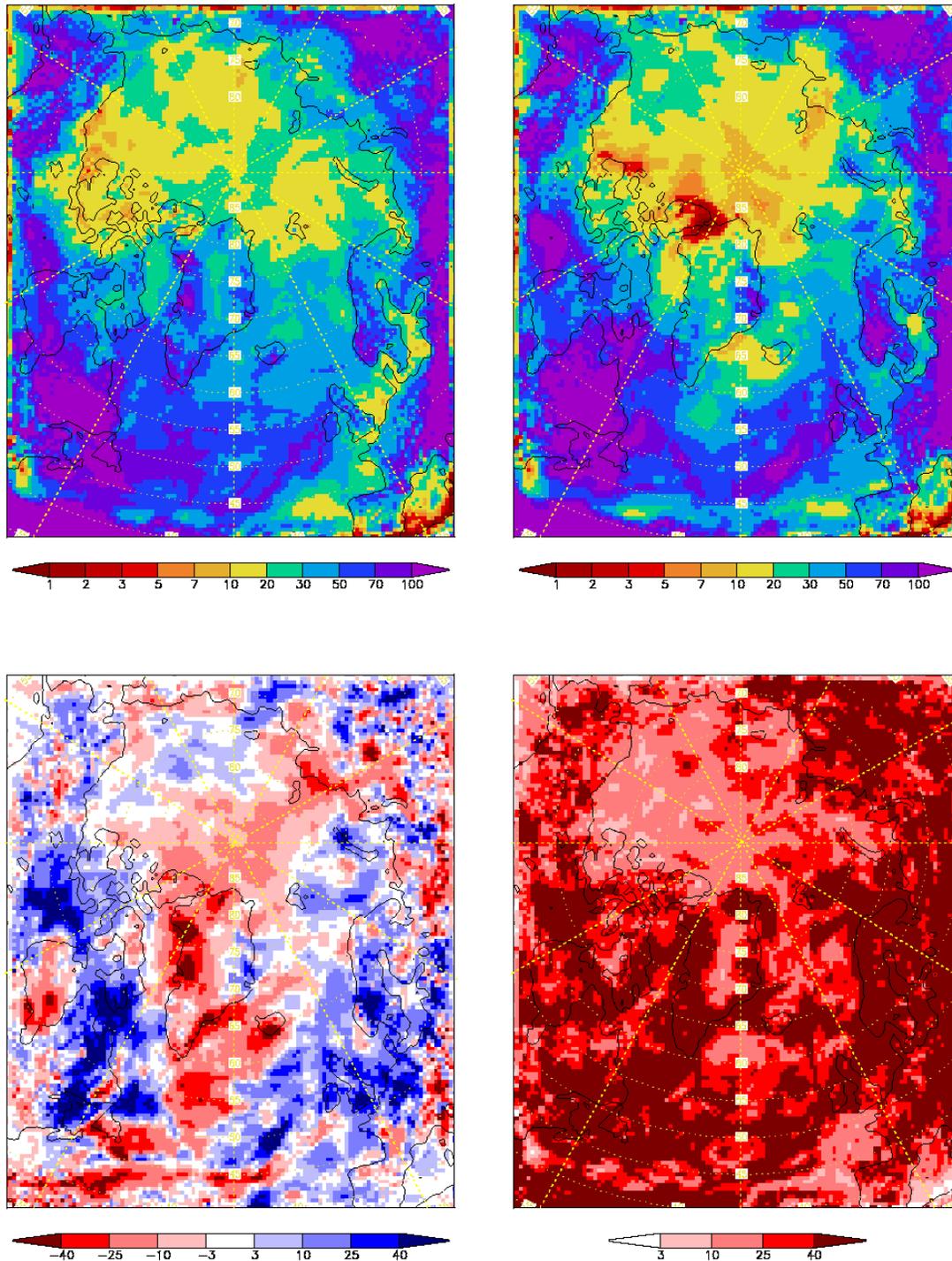


Abbildung 6.14: Niederschlag in mm/Monat aus REMO als Mittel über die Sommermonate im Jahr 1985 im Kontrolllauf (links oben) und im Szenariolauf (rechts oben), Differenz Szenariolauf minus Kontrolllauf (links unten) und Unsicherheit des Modells (rechts unten)

schriebenen Klimaänderungen in der Arktis sowie in Mittel- und Nordeuropa sind zwar nicht vernachlässigbar, liegen aber trotzdem im Rahmen der Unsicherheit des Modells. Also kann diese Sensitivitätsstudie nicht als eine Vorhersage zukünftigen Klimas bei geringerer Eisausdehnung und -dicke gewertet werden. Zumindest lässt sich aber schließen, dass die Eisverteilung in der Arktis einen erheblichen Einfluss auf das Klima der Arktis und umliegender Gebiete wie Mittel- und Nordeuropa haben kann. Außerdem wird deutlich, dass die hier simulierten Veränderungen im Wasser- und Energiehaushalt im Wesentlichen auf die veränderte Zirkulation zurückzuführen sind.

Kapitel 7

Schlussfolgerungen und Ausblick

Das Klima der Arktis ist im Vergleich zum Klima anderer Gebiete der Erde wenig erforscht. Da die Arktis als Energiesenke in der globalen Zirkulation eine entscheidende Rolle spielt und das Klima der mittleren Breiten maßgeblich beeinflusst, ist es wichtig, die atmosphärischen Prozesse der Arktis besser zu verstehen. Dafür bietet gerade in einem Gebiet, in dem nur wenige meteorologische Beobachtungsstationen existieren, die regionale Klimamodellierung eine gute Möglichkeit.

Für die Anwendung des regionalen Klimamodells REMO in der Arktis sind einige Vorbereitungen erforderlich gewesen. Da ein regionales Klimamodell meteorologische Randinformationen benötigt und die Qualität der Simulationsergebnisse maßgeblich von der Qualität der meteorologischen Randinformation abhängt, ist zunächst ein Vergleich zwischen ECMWF- und NCEP-Reanalysen durchgeführt worden. Hierbei sind gravierende Unterschiede zwischen den beiden Reanalysen sowie zwischen Reanalysen und Beobachtungen festgestellt worden. Die monatlich gemittelte Globalstrahlung wird in den NCEP-Reanalysen um bis zu 100 W/m^2 im Gebietsmittel über den gesamten Bereich nördlich von 70°N überschätzt, die Gesamtbewölkung um bis zu 35% unterschätzt. Die ECMWF-Reanalysen geben die arktische Strahlung, Bewölkung und vertikale Feuchteverteilung wesentlich realistischer als die NCEP-Reanalysen wieder, während die Qualität beider Reanalysen hinsichtlich des Bodendruckes und der 2 m-Temperatur recht unbefriedigend ist. Es treten bei Betrachtung von Monatsmitteln Abweichungen zwischen Beobachtungen und Reanalysen von bis zu 4 hPa im Luftdruck und bis zu 7 K in der 2 m-Temperatur auf. Da insgesamt die ECMWF-Reanalysen in der Arktis realistischer sind, werden diese als Antrieb für das regionale Klimamodell REMO verwendet.

REMO ist im Rahmen dieser Arbeit bedeutend weiterentwickelt worden: So ist eine Inkonsistenz zwischen Flüssigwasser, Bewölkung und Strahlung, die zu einer kontinuierlichen Flüssigwassersenkung geführt hat, behoben und die Beschrei-

bung subskaliger Kondensation an die regionale Skala angepasst worden. Für jede Gitterzelle wird nun eine prozentuale Land-/ Wasser-/ Eisverteilung mit aus Satellitendaten abgeleiteten Eiskonzentrationen berücksichtigt. In Landgebieten, wo Schnee einen starken Einfluss auf die Albedo und somit auf den Strahlungshaushalt hat, wird nun die Schneeschmelze physikalisch realistischer behandelt. Schnee auf Meereis, der ebenfalls einen - wenn auch nicht so starken - Einfluss auf die Albedo hat, wird allerdings weiterhin nicht explizit simuliert. Im Erdboden werden nun Gefrier- und Schmelzprozesse berücksichtigt; außerdem ist eine feuchteabhängige Wärmekapazität und -leitfähigkeit des Bodens eingeführt worden und die Bodenfeuchte wird realistischer initialisiert.

Die Weiterentwicklung des Modells hat zu einer Verbesserung der Güte der Modellergebnisse geführt, wie die Validierung der verschiedenen Parametrisierungen mit Grenzschichtmessungen aus einem Feldexperiment in der Framstraße im April 1999 und mit klimatologischen Beobachtungsdaten für die gesamte Arktis gezeigt hat. Hier wäre es wünschenswert, einerseits mit Hilfe von Messungen aus weiteren Feldexperimenten die Grenzschichtparametrisierungen auch für andere Jahreszeiten und andere arktische Gebiete zu validieren und andererseits längere Zeiträume zu simulieren, um eine bessere Vergleichbarkeit mit klimatologischen Beobachtungsdaten zu erzielen.

Es ist nun möglich, das arktische Klima mit Ausnahme der Bewölkung realitätsnah zu simulieren. Die Simulation des Jahresganges der Bewölkung könnte durch eine verbesserte Beschreibung der mikrophysikalischen Prozesse bezüglich der Wolkeneisbildung etwa durch Einführung einer zusätzlichen prognostischen Gleichung für den Wolkeneisgehalt korrigiert werden.

Ferner ist die Grundlage dafür geschaffen, Klimaänderungen in der Arktis und den mittleren Breiten auf regionaler Skala und längeren Zeitskalen zu studieren. Eine erste Klimaänderungsstudie mit verringerter Eisausdehnung und -dicke für einen Sommer ist im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt worden; um statistisch gesicherte Aussagen machen zu können, wäre jedoch die Simulation längerer Zeitreihen erforderlich. Da die zeitliche Entwicklung des Meereises unter Klimaänderungsbedingungen nicht vorgeschrieben werden kann, muss ein gekoppeltes regionales Modellsystem verwendet werden, um die Interaktionen zwischen Atmosphäre, Eis und Ozean studieren zu können. Zum Beispiel ist es mit einem rein atmosphärischen Modell nicht möglich, die positive Rückkopplung zwischen Eisschmelze und Albedoerniedrigung zu simulieren.

In dieser Arbeit ist eine mit einer einheitlichen Methode entwickelte jahreszeitliche Abschätzung einer Klimatologie des Wasser- und Energiehaushaltes der arktischen Atmosphäre nördlich von 70° N aufgestellt worden. Dabei sind die Wasser- und Energieflüsse durch die unteren und oberen Ränder nördlich von 70° N sowie durch den hypothetischen seitlichen Rand bei 70° N berechnet worden. Aus Beobachtungsdaten abgeleitete Wasser- und Energieflüsse durch die gleichen Ränder

weisen aufgrund der geringen Beobachtungsdichte eine große Unsicherheit auf, die in dieser Arbeit durch die Simulation mit REMO reduziert worden ist. Aufgrund eines Ensemble von Simulationen mit leicht unterschiedlichen Parametrisierungen ist es möglich geworden, die Unsicherheit des Modells zu quantifizieren. Im Wesentlichen stimmen die Ergebnisse aus den Beobachtungsdaten und aus REMO im Rahmen der Unsicherheiten von Modell und Messungen überein. Die über das Jahr gemittelten und jahreszeitlichen Wasser- und Energieflüsse sind daher nun recht verlässlich quantifizierbar. Damit ist in dieser Arbeit ein wichtiger Beitrag zum Verständnis des heutigen arktischen Klimasystems geleistet worden.

Die NAO hat einen erheblichen Einfluss insbesondere auf den Wasserhaushalt der arktischen Atmosphäre. In einem Winter mit stark positivem NAO-Index sind sowohl Niederschlag minus Verdunstung als auch der Transport von Wasser von den mittleren Breiten in die Arktis im Mittel über die Monate Dezember bis März mehr als doppelt so hoch wie in einem Winter mit leicht negativem NAO-Index. Hierfür sind hauptsächlich der europäische und grönländische Raum verantwortlich, während der Wasserhaushalt der sibirischen, alaskischen und kanadischen Arktis nur wenig von der NAO beeinflusst wird. Nur im europäischen Raum und nur bei negativem NAO-Index ist die Verdunstung im Mittel über die Monate Dezember bis März größer als der Niederschlag. Der Energiehaushalt ist weniger von der NAO betroffen, obwohl Wasser- und Energiehaushalt über die latente Wärme unmittelbar miteinander verknüpft sind. Dies ist möglich, da die latente Wärme in der Arktis nur einen Anteil von etwa 5% an der Gesamtenergie hat. Bei stark positivem NAO-Index verliert die arktische Atmosphäre geringfügig weniger Energie an den Weltraum und bekommt geringfügig weniger vom Boden als bei leicht negativem NAO-Index. Diese Untersuchung zeigt, dass ein möglicher Trend im NAO-Index erhebliche Auswirkungen auf den Wasserhaushalt der arktischen Atmosphäre haben kann. Um diese Aussagen besser abzusichern, wäre es wünschenswert, mehr Fälle mit positivem und negativem NAO-Index zu simulieren.

In den vergangenen Jahren haben sich die Hinweise verdichtet, dass Eisausdehnung und -dicke in der Arktis in den letzten Jahrzehnten insbesondere im Spätsommer abgenommen haben. Die Ergebnisse globaler Klimamodelle bei Annahme einer steigenden CO_2 -Konzentration deuten auf eine weitere Abnahme von Eisausdehnung und -dicke in diesem Gebiet hin. Um die Auswirkungen einer veränderten Eisverteilung auf regionaler Skala zu untersuchen, ist mit REMO eine Sensitivitätsstudie mit verringerter Eisausdehnung und -dicke für die Sommermonate durchgeführt worden. Hierbei hat sich gezeigt, dass die Eisverteilung einen erheblichen Einfluss nicht nur auf das Klima innerhalb der Arktis, sondern auch auf das Klima der mittleren Breiten haben kann. Die durch eine veränderte Eisverteilung mögliche Umstellung der großskaligen Zirkulation kann eine wesentliche Rolle bei diesen Klimaveränderungen spielen.

Danksagung

Zunächst einmal möchte ich mich ganz herzlich bei Dr. Daniela Jacob und Priv. Doz. Dr. K. Heinke Schlünzen für die Anregung des Themas und für die vielen wissenschaftlichen Diskussionen während der gesamten Zeit meiner Arbeit bedanken. Mein besonderer Dank gilt Priv. Doz. Dr. K. Heinke Schlünzen und Prof. Dr. Hartmut Graßl für die Übernahme der Begutachtung der Arbeit.

Während der gesamten Zeit hat mich Ralf Podzun bei der Durchführung der Modellsimulationen unterstützt, indem er mir alle Tipps und Tricks verraten hat, die beim Starten des Modells, bei der Betreuung und Überwachung der Modellsimulationen und bei der Aufbereitung der Ergebnisdaten für die Auswertung hilfreich sind. Ferner möchte ich Dr. Claus-Jürgen Lenz, Silke Dierer und David Schröder für anregende Diskussionen danken.

Die Teilnahme an verschiedenen internationalen Tagungen und Workshops haben mir wertvolle Anregungen während meiner Arbeit gegeben. Hier möchte ich insbesondere Dr. Daniela Jacob und Frau Priv. Doz. Dr. K. Heinke Schlünzen, aber auch Prof. Dr. Hartmut Graßl, Dr. Guy Brasseur und Prof. Dr. Burghard Brümmner für die Ermöglichung dieser Reisen danken. Meine Arbeit ist vom Sonderforschungsbereich "Tiefdruckgebiete und Klimasystem des Nordatlantik" finanziell unterstützt worden. Hierfür möchte ich mich ebenfalls bedanken.

Nicht zuletzt habe ich mich über eine angenehme Arbeitsatmosphäre in der Arbeitsgruppe von Dr. Stephan Bakan gefreut, der mir zur Durchführung dieser Arbeit freundlicherweise einen Arbeitsplatz in seiner Abteilung zur Verfügung gestellt hat. Ich möchte mich außerdem bei allen Mitarbeitern in den Arbeitsgruppen von Dr. Daniela Jacob und Priv. Doz. Dr. K. Heinke Schlünzen für eine gute Zusammenarbeit bedanken. An dieser Stelle möchte ich allen danken, die durch kleine, aber hilfreiche Tipps zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Zuletzt, aber deswegen nicht weniger herzlich, möchte ich mich bei meinen Eltern, Geschwistern, Verwandten und Freunden für die vielfältige Unterstützung während der gesamten Arbeit bedanken.

Literaturverzeichnis

- Alissow, B. P. (1954): Die Klimate der Erde. Deutscher Verlag der Wissenschaften Berlin.
- AMAP (1997): Arctic Pollution Issues: A state of the Arctic Environment Report. AMAP Assessment Reports, ISBN 82-7655-060-6, 188pp.
- Barkstrom, B. R., Harrison, E. F., Lee, R. B. (1990): Earth Radiation Budget Experiment: Preliminary seasonal results. *Eos*, 71, 297.
- Barry, R. G., Serreze, M. C., Maslanik, J. A., Preller, R. H. (1993): The Arctic sea ice climate system: Observations and modelling. *Reviews of Geophysics and Space physics*, 31, 397-422.
- Beesley, J. S., Moritz, R. E. (1999): Toward an explanation of the annual cycle of cloudiness over the Arctic Ocean. *Journal of Climate*, 12, 395-415.
- Bougeault, P. (1983): A non-reflective upper boundary condition for limited-height hydrostatic models. *Monthly Weather Review*, 111, 420-429.
- Brümmer, B. (1997): Boundary layer mass, water, and heat budgets in wintertime cold-air outbreaks from the Arctic sea ice. *Monthly weather review*, 125 (8), 1824-1837.
- Brümmer, B., Affeld, B., Bakan, S., Dierer, S., Hoeber, H., Jacob, D., Kruspe, G., Müller, G., Papke, F., Schlünzen, H., Semmler, T. (2000): Field Experiment FRAMZY 1999. Cyclones over the Fram Strait and their Impact on Sea Ice. Field Report with Examples and Measurements. Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg, Meteorologisches Institut. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe A: Meteorologie, Nr. 33.
- Cavalieri, D. J., Crawford, J., Drinkwater, M., Emery, W. J., Eppler, D. T., Farmer, L. D., Goodberlet, M., Jentz, R., Milman, A., Morris, C., Onstott, R., Schweiger, A., Shuchman, R., Steffen, K., Swift, C. T., Wackerman, C., Weaver, R. L. (1992): NASA sea ice validation program for the DMSP SSM/I: final report. NASA Technical Memorandum 104559. National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C. 126 pages.

- CRYSYS (2000): Canadian Snow Data. Daily Snow Depth and Snow Water Equivalent. CD-ROM. Climate Processes and Earth Observation Division. Meteorological Service of Canada. Downsview, Ontario, January, 2000.
- Curry, J. A., Ebert, E. E. (1992): Annual Cycle of Radiation Fluxes over the Arctic Ocean: Sensitivity to Cloud Optical Properties. *Journal of Climate*, 5, 1267-1280.
- Curry, J. A., Rossow, W. B., Randall, D., Schramm, J. L. (1996): Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics. *Journal of Climate*, 9, 1731-1764.
- Dethloff, K., Rinke, A., Lehmann, R., Christensen, J. H., Botzet, M., Machenhauer, B. (1996): Regional climate model of the Arctic atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 101 D18, 23401-23422.
- Flato, G. M., Lynch, A. H. (eds) (2001): Joint Report of the First Session of the AC-SYS/CLIC Numerical Experimentation Group and the Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project Workshop. WCRP Informal Report No. 7/2001
- Fouquart, Y., Bonnel, B. (1980): Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 53, 35-62.
- Gloersen P., Campbell, W. J., Cavalieri, D. J., Comiso, J. C., Parkinson C. L., Zwally, H. J. (1992): Arctic and Antarctic Sea ice, 1978-1987: Satellite Passive Microwave Observations and Analysis. NASA Special Publication 511.
- GTOPO30: GTOPO30 Documentation. <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/README.html>.
- Hagemann, S., Botzet, M., Dümenil, L., Machenhauer, B. (1999): Derivation of Global GCM Boundary Conditions from 1 km Land Use Satellite Data. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Report No. 289.
- Hurrell, J. W. (1995): Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation - regional temperatures and precipitation. *Science* 269 (5224), 676-679.
- Intrieri, J. M., Shupe, M. D., Uttal, T., McCarty, B. J. (2001): An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA. Submitted to *Journal of Geophysical Research*.
- IPCC (2001): Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- Jacob, D., Podzun, R., Claussen, M. (1995): REMO - a model for climate research and weather prediction. International Workshop on Limited-Area and Variable Resolution Models, Beijing, China, October 23-27, 1995, pp6.

- Jacob, D., Podzun, R. (1997): Sensitivity Studies with the Regional Climate Model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, 119-129.
- Jacob, D. (2001): A note to the Simulation of the Annual and Interannual Variability of the Water Budget over the Baltic Sea Drainage Basin. *Meteorology and Atmospheric Physics - special issue on NEWBALTIC*. In print.
- Jacob, D., Andrae, U., Elgered, G., Fortelius, C., Graham, L. P., Jackson, S. D., Karstens, U., Köpken, C., Lindau, R., Podzun, R., Rockel, B., Rubel, F., Sass, B. H., Smith, R. N. D., Van den Hurk, B. J. J. M., Yang, X. (2001): A Comprehensive Model Intercomparison Study Investigating the Water Budget During the BALTEX-PIDCAP Period. *Meteorology and Atmospheric Physics - special issue on NEWBALTIC*. In print.
- Jones, P. D., Jonsson, T., Wheeler, D. (1997): Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, 17, 1433-1450.
- Klemp, J. B., Durran, D. R. (1983): An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models. *Monthly Weather Review*, 111, 430-444.
- Krell, U., Schlünzen, K. H. (2001): SYCON, Working Group 4: Atmospheric Parameters. Bericht aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Universität Hamburg, Z6, pp 159.
- Legates, D. R., Willmott, C. J. (1990): Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *International Journal of Climatology*, 10, 111-127.
- Lindsay, R. W., Rothrock, D. A. (1994): Arctic Sea Ice Surface Temperature from AVHRR. *Journal of Climate*, 7, 174-183.
- Linke, F. (1939): *Meteorologisches Taschenbuch IV*. Akademische Verlagsgesellschaft M. B. H. Leipzig.
- Loth, B. (1995): Die Schneedecke als Komponente des Klimasystems und ihre Modellierung. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Examensarbeit Nr. 32.
- Majewski, D., (1991): The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. Seminar Proceedings ECMWF, 2, 147-191.
- Majewski, D., Doms, G., Edlmann, W., Gertz, M., Hanisch, T., Heise, E., Link, A., Prohl, P., Schättler, U., Ritter, B. (1995): Dokumentation des EM/DM-Systems. Abteilung Forschung, Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- Marshunova, M. S., (1961): Principal Regularities of the Radiation Balance of the Underlying Surface and of the Atmosphere in the Arctic (English translation).

- Soviet Data on the Arctic Heat Budget and its Climatic Influence, J. O. Fletcher, B. Keller, and S. M. Olenicoff, Eds. The Rand Corp., RM-5003-PR. 51-132.
- Martyn, D. (1992): *Climates of the World. Developments in Atmospheric Science*, 18. Verlag: Elsevier.
- Morcrette, J.-J., Fouquart, Y. (1986): Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 59, 455-469.
- Nakamura, N., Oort, A. (1988): Atmospheric Heat Budgets of the Polar Regions. *Journal of Geophysical Research*, 93 D8, 9510-9524.
- Nordeng, T. E. (1994): Extended versions of the convection parametrization scheme at ECMWF and their impact upon the mean climate and transient activity of the model in the tropics. Research Department Technical Memorandum No. 206, ECMWF, Shinfield Park, Reading, Berks, United Kingdom.
- NSIDC (1996): Arctic Ocean Snow and Meteorological Observations from Drifting Stations: 1937, 1950-1991. Version 1.0. CD-ROM erhältlich über nsidc@kryos.colorado.edu, NSIDC, University of Colorado at Boulder.
- NSIDC (2000): The Arctic Climatology Project - Arctic Meteorology and Climate Atlas. CD-ROM erhältlich über nsidc@kryos.colorado.edu, NSIDC, University of Colorado at Boulder.
- Osborn, T. J., Briffa, K. R., Tett, S. F. B., Jones, P. D., Trigo, R. M (1999): Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dynamics*, 15, 685-702.
- Pielke, R. A. (1984): *Mesoscale Meteorological Modelling*. Academic Press.
- Rechid, D. (2001): Untersuchung zur Parametrisierung von Landoberflächen im regionalen Klimamodell REMO. Diplomarbeit am Fachbereich Geographie der Universität Hannover.
- Rind, D., Healy, R., Parkinson, C., Martinson, D. (1995): The role of sea ice in 2xCO₂ climate model sensitivity. 1. The total influence of sea ice thickness and extent. *Journal of Climate*, 8, 449-463.
- Rinke, A., Dethloff, K., Christensen, J.H., Botzet, M., Machehauer, B. (1997): Simulation and validation of Arctic radiation and clouds in a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 102 D25, 29833-29847.
- Rinke, A., Dethloff, K., Christensen, J. H. (1999): Arctic winter climate and its inter-annual variations simulated by a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 104 D16, 19027-19038.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L.,

- Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., Schulzweida, U. (1996): The Atmospheric General Circulation Model ECHAM-4: Model Description And Simulation of Present-Day-Climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Report No. 218.
- Semmler, T., Podzun, R., Jacob, D., Juerrens, R. (2000): Comparison of ECMWF reanalyses with NCEP reanalysis. Proceedings of the Second WCRP International Conference on Reanalyses.
- Semmler, T., Jacob, D., Podzun, R. (2001): Sensitivity experiments with the regional climate model REMO on the influence of the ice edge. Proceedings of the CLIMPACT-Workshop in Tromsø, Norway, April 2 - 5, 2000.
- Serreze, M. C., Barry, R. G. (1995): Atmospheric Water Vapor Characteristics at 70° N. *Journal of Climate*, 8, 719-731.
- Serreze, M. C., Hurst, C. M. (2000a): Representation of Mean Arctic Precipitation from NCEP-NCAR and ERA Reanalyses. *Journal of Climate*, 13, 182-201.
- Serreze, M. C., Walsh, J., Chapin, F., Osterkamp, T., Dyrgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W., Morison, J., Zhang, T., Barry, R. (2000b): Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*, 46, 159-207.
- Simmons, A. J., Burridge, D. M. (1981): An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinate. *Monthly Weather Review*, 109, 758-766.
- The Polar Group (1980): Polar atmosphere-ice-ocean processes: A review of polar problems in polar research. *Reviews of Geophysics and Space physics*, 18, 525-543.
- Thompson, D. W. J., Wallace, J. M. (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25, 9, 1297-1300.
- Tibaldi, S., Geleyn, J.-F. (1981): The production of new orography, land-sea mask and associated climatological surface fields for operational purposes. ECMWF Technical Memorandum 40.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117, 1779-1800.
- UAF (2000): Climate and hydrographic information from 15 sites on the north slope of Alaska. Daten erhältlich beim Department of Civil Engineering, University of Alaska, Fairbanks.
- Wagner, H. (1912): *Lehrbuch der Geographie*. Neunte Auflage. Hannover und Leipzig. Hahnsche Buchhandlung.

- Wendler, G., Weller, G. (1989): The Summer Radiation and Heat Budget of the Arctic and Antarctic. *Theoretical and Applied Climatology*, 40, 53-60.
- Wolff, J.-O., Maier-Reimer, E., Legutke, S. (1997): The Hamburg Ocean Primitive Equation Model. Deutsches Klimarechenzentrum, Technical Report No. 13.

MPI-Examensarbeit-Referenz:

Examensarbeit Nr. 1-67 bei Bedarf bitte Anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg

Examensarbeit Nr. 68 Februar 2000	Die direkte Strahlungswirkung von Aerosolteilchen auf ein Klimamodell Anke Maria Allner
Examensarbeit Nr. 69 Februar 2000	Räumliche und zeitliche Variabilität von Wasserisotopen im polaren Niederschlag (Spatial and Temporal Variability of Water Isotopes in Polar Precipitation) Martin Werner
Examensarbeit Nr. 70 März 2000	Bestimmung des turbulenten Impulsflusses mit Hilfe von Doppler- und Interferometriemessungen eines Radar-RASS-Systems Lutz Hirsch
Examensarbeit Nr. 71 Mai 2000	Entwicklung und Test eines massenerhaltenden semi-Lagrangischen Transportverfahrens auf einer Kugel Markus Peter Olk
Examensarbeit Nr. 72 Mai 2000	Quantification of Natural Climate Variability in Paleoclimatic Proxy Data Using General Circulation Models: Application to Glacier Systems Bernhard K. Reichert
Examensarbeit Nr. 73 Mai 2000	Validation of Clouds in the ECHAM4 Model Using a Dynamical Adjustment Technique Hans-Stefan Bauer
Examensarbeit Nr. 74 Juni 2000	The Dynamical Link Between the Troposphere and Stratosphere and its Potential to Affect Climate Judith Perlwitz
Examensarbeit Nr. 75 Juli 2000	Fernerkundung von Eis- und Mehrschichtbewölkung über Meeresuntergrund aus Messungen rückgestreuter Solarstrahlung Claudio Costanzo
Examensarbeit Nr. 76 Juli 2000	Large-scale SST variability in the midlatitudes and in the tropical Atlantic Dietmar Dommenget
Examensarbeit Nr. 77 Juli 2000	HOAPS: Eine neue Klimatologie des Süßwasserflusses an der Meeresoberfläche abgeleitet aus Satellitendaten Volker Jost
Examensarbeit Nr. 78 September 2000	The potential influence of natural climate variability and uncertainty in the design of optimal greenhouse gas emission policies Victor Ocaña

MPI-Examensarbeit-Referenz:

Examensarbeit Nr. 1-67 bei Bedarf bitte Anfragen:
MPI für Meteorologie, Abtlg.: PR, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg

Examensarbeit Nr. 79
Oktober 2000

**Messungen des Reflexionsvermögen
der Meeresoberfläche im infraroten Spektralbereich
mit dem "Ocean Atmosphere Sounding
Interferometer System" (OASIS)**
Lars Fiedler

Examensarbeit Nr. 80
November 2000

**Vertikalmessungen der Aerosolextinktion und des Ozons
mit einem UV-Raman-Lidar**
Volker Matthias

Examensarbeit Nr. 81
Dezember 2000

**Photochemical Smog in Berlin-Brandenburg:
An Investigation with the Atmosphere-Chemistry
Model GESIMA**
Susanne E. Bauer

Examensarbeit Nr. 82
Juli 2001

**Komponenten des Wasserkreislaufs in Zyklonen aus
Satellitendaten –Niederschlagsfallstudien-**
Christian-Philipp Klepp

Examensarbeit Nr. 83
Juli 2001

**Aggregate models of climate change: development
and applications**
Kurt Georg Hooss

Examensarbeit Nr. 84
Februar 2002

**Ein Heterodyn-DIAL System für die simultane Messung
von Wasserdampf und Vertikalwind:
Aufbau und Erprobung**
Stefan Lehmann

ISSN 0938 - 5177