

**Parameterisierung atmosphärischer
Grenzschichtprozesse in einem regionalen
Klimamodell der Arktis**

**Parameterisation of atmospheric boundary
layer processes in a regional climate model
of the Arctic**

Christoph Abegg

**Ber. Polarforsch. 311 (1999)
ISSN 0176 - 5027**

Christoph Abegg

Alfred-Wegener-Institut für Polar-und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam
Telegrafenberg A43
D-14473 POTSDAM

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertationsschrift zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften (Dr.rer.nat.), die im Mai 1998 von der Universität Potsdam im Fachbereich Physik angenommen wurde.

Printed version of a dissertation thesis accepted by the Physics Department of the University of Potsdam (Mai 1998).

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	iii
Summary	v
1 Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Zielsetzung	3
2 Beschreibung des arktischen Klimamodells	5
2.1 Grundgleichungen	5
2.2 Grundgleichungen des Modells	7
2.3 Parameterisierung der turbulenten Flüsse	8
2.4 Ähnlichkeitstheorie	9
2.4.1 Monin-Obukhov-Ähnlichkeit	10
2.4.2 Rossby-Zahl-Ähnlichkeit	13
2.4.3 Barokline Rossby-Zahl-Theorie	15
2.5 Schließung 1.5-ter Ordnung mit zusätzlicher prognostischer Gleichung für die TKE	17
2.6 Parameterisierung der Strahlungs-, Wolken- und Landoberflächenprozesse	18
2.7 Bestimmung der Advektion	18
3 Klimasimulationen mit dem eindimensionalen Modell	22
3.1 Numerik und Antrieb	22
3.1.1 Räumliche und zeitliche Diskretisierung	22
3.1.2 Stabilität	22
3.1.3 Randbedingungen	24
3.1.4 Untersuchungen des Mischungswegansatzes	24
3.2 Simulationen des arktischen Winterklimas	27
3.2.1 Beschreibung des arktischen Winterklimas ausgewählter Stationen anhand von Radiosondendaten	27
3.2.2 Vergleich verschiedener Parameterisierungen der atmosphärischen Grenzschicht	30
3.3 Simulationen des arktischen Sommerklimas	46
3.3.1 Beschreibung des arktischen Sommerklimas ausgewählter Stationen anhand von Radiosondendaten	46
3.3.2 Vergleich verschiedener Parameterisierungen der atmosphärischen Grenzschicht	48
3.4 Zusammenfassung der Ergebnisse aus den Klimasimulationen des eindimensionalen Modells	59

4	Klimasimulationen mit dem dreidimensionalen Modell	61
4.1	Beschreibung des Modells	61
4.1.1	Räumliche und zeitliche Diskretisierung	61
4.1.2	Randbedingungen	62
4.1.3	Physikalische Parameterisierungen	62
4.1.4	Effektive Rauigkeitslänge	63
4.2	Simulationen des arktischen Winterklimas	65
4.2.1	Beschreibung des arktischen Winterklimas auf der Basis von ECHAM3-Modellsimulationen und ECMWF-Analysen	66
4.2.2	Sensitivitätsläufe mit den verschiedenen Grenzschichtparame- terisierungen	69
4.2.3	Sensitivitätsuntersuchungen mit der Rossby-Zahl- Parameterisierung	79
4.2.4	Vergleich mit Beobachtungsdaten an ausgewählten Stationen .	83
4.3	Simulationen des arktischen Sommerklimas	86
4.3.1	Beschreibung des arktischen Sommerklimas auf der Basis von ECHAM3-Modellsimulationen und ECMWF-Analysen	86
4.3.2	Sensitivitätsläufe mit den verschiedenen Grenzschichtparame- terisierungen	89
4.3.3	Sensitivitätsuntersuchungen mit der Rossby-Zahl- Parameterisierung	97
4.3.4	Vergleich mit Beobachtungsdaten an ausgewählten Stationen .	97
5	Zusammenfassung und Ausblick	104
	Literatur	108
A	Universelle dimensionslose Funktionen	113
A.1	Monin-Obukhov-Theorie	113
A.2	Rossby-Zahl-Theorie	114
A.3	Barokline Rossby-Zahl-Theorie	116
B	Druckschichten der ein- und dreidimensionalen Modellversionen	117
C	Symbolverzeichnis	118
	Danksagung	120

Zusammenfassung

Die Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche spielen für die globale Zirkulation im Klimasystem der Erde eine entscheidende Rolle. Zur Beschreibung dieses Austauschs ist in Klimamodellen nicht nur eine realistische Berücksichtigung der Oberflächenbeschaffenheit, sondern auch der physikalischen Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht unabdingbar. Gegenstand dieser Arbeit ist die Frage: Wie wirken verschiedene Parameterisierungen turbulenter Flüsse der atmosphärischen Grenzschicht auf Simulationen mit einem regionalen Klimamodell der Arktis? Dazu werden die turbulenten Flüsse des Impulses, der Wärme und der Feuchte in der atmosphärischen Grenzschicht mit drei sich grundlegend unterscheidenden Ansätzen der Turbulenzschließung parameterisiert und deren Auswirkung auf Simulationen des arktischen Klimas untersucht.

Sensitivitätsstudien mit einer eindimensionalen, vertikalen Version des regionalen Klimamodells HIRHAM zeigen, daß der Ansatz mit einer Rossby-Zahl-Parameterisierung für stabil geschichtete Grenzschichten den turbulenten Austausch im Vergleich zu der Modellversion mit Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie (ECHAM3-Physik) deutlich verringert. Neben einer stabilisierenden Wirkung auf neutrale bis leicht stabile Grenzschichten erweist sich, daß die Rossby-Zahl-Parameterisierung instabil konvektive Schichtungen, wie sie typischerweise im Sommer auftreten, verstärkt. Mit berücksichtigter Baroklinität stabilisiert ein negativer Baroklinitätsparameter die atmosphärische Grenzschicht im Vergleich zum barotropen Fall weiter, während ein positiver Baroklinitätsparameter zu einer leichten Destabilisierung führt.

Die in der eindimensionalen Modellversion untersuchten Parameterisierungen und zusätzlich eine Schließung 1.5-ter Ordnung mit einer prognostischen Gleichung für die turbulente kinetische Energie (ECHAM4-Physik) werden in der dreidimensionalen Version des Klimamodells HIRHAM verwendet, um den Einfluß einer modifizierten Turbulenzschließung auf Simulationen des arktischen Winter- und Sommerklimas deutlich zu machen. Dazu wurden Integrationen in einem die gesamte Arktis umfassenden Integrationsgebiet nördlich von 65°N durchgeführt.

Die Zirkulationsstrukturen im untersuchten Gebiet ändern sich sowohl im Winter wie im Sommer aufgrund der Wechselwirkung von turbulenten kleinskaligen Flüssen der Wärme, der Feuchte und des Impulses mit großskaligen Strukturen auf der Klimazeitskala signifikant. Der sensible Wärmefluß von der Erdoberfläche in die Atmosphäre zeigt im untersuchten Wintermonat sowohl im Lauf mit Rossby-Zahl-Parameterisierung als auch mit der ECHAM4-Version über Land geringere Wärmeflüsse vom Boden in die Atmosphäre als die ECHAM3 Simulation. Die größten Unterschiede zwischen den ECHAM3- und ECHAM4- als auch Rossby-Zahl-Simulationen traten im Winter an der Kante zwischen Meereis und eisfreiem Ozean auf. In der Sommersimulation waren die größten Unterschiede zwischen ECHAM3- und ECHAM4-Modellauf über den kontinentalen Gebieten zu finden.

Zusammenfassung

Die Unterschiede in der 850hPa-Temperatur erreichen im Winter einen Wert von 3°K beim Vergleich von Rossby- und ECHAM3-Modellauf, während im Sommer das Modell mit ECHAM4-Physik bis zu 7°K wärmere Temperaturen simuliert. Diese Temperaturdifferenz aufgrund unterschiedlicher Grenzschichtparameterisierungen ist in der gleichen Größenordnung, wie sie für Klimaszenarien mit verdoppeltem CO₂ Gehalt angegeben werden.

Summary

The exchange processes between the atmosphere and the surface of the earth are essential for the global circulation of the climate system. For a realistic description of these exchange in numerical climate models, not only the kind of surface, but also the physical processes in the atmospheric boundary layer have to be considered correctly. The theme of this thesis is the question: In which way have different parameterization schemes of turbulent fluxes in the atmospheric boundary layer an effect on simulations with a regional climate model of the Arctic? For that purpose the turbulent fluxes of momentum, heat and humidity in the atmospheric boundary layer will be parameterized by using three fundamental different kinds of turbulence closures. Their effects on Arctic climate simulations will be elucidated.

Sensitivity studies with a one-dimensional, vertical version of the regional climate model HIRHAM show, that the Rossby number parameterization — compared with the Monin-Obukhov theory (ECHAM3 physics) — reduces significant the turbulent exchange for stable stratified boundary layers. The Rossby number parameterization has a stabilizing impact on neutral and slight stable boundary layers and increases unstable convective stratifications, which are typical for summer conditions. By considering the baroclinicity of the atmosphere a negative baroclinicity parameter leads to a further stabilization of the boundary layer, while a positive parameter destabilizes the stratification slightly.

The parameterizations investigated in the one-dimensional version of the climate model and additional a closure of 1.5th degree including a prognostic equation for the turbulent kinetic energy (ECHAM4 physics) are applied in a three-dimensional version of the climate model HIRHAM to make evident the influence of the modified closures on simulations of the Arctic winter and summer climate. The integration domain includes the whole Arctic north of 65°N.

The circulation patterns in the investigated domain change significant due to the interaction of turbulent small-scale fluxes of heat, humidity and momentum with the large-scale structures in the climate time-scale. The sensible heat flux from the surface of the earth into the atmosphere shows in the considered winter month lower values, both with the Rossby number parameterization as well as with the ECHAM4 version, compared with the ECHAM3 simulations. The most significant differences between the winter simulations with the ECHAM3 and ECHAM4 as well as the Rossby number model version occur at the border between sea ice and free ocean. The summer simulations show the largest bias between the ECHAM3 and the ECHAM4 simulations over the continental areas in the Arctic.

The differences in the 850hPa temperature reach in the winter month values up to 3°K comparing the Rossby and ECHAM3 simulation whereas in the summer month the ECHAM4 physics simulated up to 7°K warmer temperatures. These temperature difference caused by different boundary layer parameterization schemes is in the same order predicted by global warming climate scenarios with doubled CO₂ amount.

1 Einleitung

1.1 Motivation

Das Klimasystem der Erde unterliegt Schwankungen natürlicher und anthropogener Art. Unter natürlichen Klimafaktoren versteht man Variationen in der solaren Einstrahlung, in den Aerosolkonzentrationen durch Vulkanismus sowie Zirkulationsänderungen (Nordatlantische Schwingung, El Nino) aufgrund einer internen natürlichen Variabilität des nichtlinearen Klimasystems. Auf der anderen Seite wird die Möglichkeit anthropogener Klimabeeinflussung durch Emission von Treibhausgasen oder Veränderungen der Erdoberfläche diskutiert. Gegenwärtig ist ungeklärt, wie groß eine anthropogene Klimaänderung im Vergleich zu einer natürlichen Variation ist und wie sich das Klima in der Zukunft entwickeln wird. Um natürliche von anthropogenen Faktoren zu trennen, werden mit allgemeinen Zirkulationsmodellen (GCM¹) Klimaszenarien gerechnet. Dabei wird in einem sog. „Kontrollexperiment“ versucht, den gegenwärtigen Klimazustand zu simulieren, der sich beim Vergleich mit Beobachtungen validieren läßt, um dann ein Szenario mit veränderten Klimafaktoren zu berechnen. Bei einem solchen Vorgehen ist es wichtig, Modelle mit einer korrekten Beschreibung physikalischer Prozesse zur Verfügung zu haben, welche ein Kontrollexperiment simulieren, das möglichst dicht an Beobachtungsdaten liegt.

Die Arktis ist eine Region von besonderem wissenschaftlichen Interesse. Zum einen treten beim Vergleich von Simulationsergebnissen verschiedener GCM gerade in hohen Breiten die größten Abweichungen auf (Chen et al., 1995), die ihre Ursache in den klimatologischen Besonderheiten dieser Region und in einer unzureichenden physikalischen Beschreibung dort wichtiger Phänomene haben. Zum anderen zeigen Klimaszenarien, daß die Arktis eine Region ist, die besonders sensitiv auf klimatische Änderungen reagiert (McGinnis und Crane, 1994; Cattle und Crossley, 1995).

Die klimatologischen Besonderheiten der Arktis bestehen darin, daß sie eine Wärmesenke der globalen Zirkulation darstellt, welche einen polwärts gerichteten Energietransport mittels ozeanischer und atmosphärischer Strömungen bewirkt und in der Arktis die direkte Wechselwirkung zwischen den verschiedenen Sphären des Klimasystems Erde, der Atmosphäre, Kryosphäre, Hydrosphäre und Lithosphäre stattfindet. Spezielle Phänomene sind die jahreszeitlichen Schwankungen in der Strahlungsbilanz, also der Wechsel von polarem Tag zu polarer Nacht, die Klimawirkung von Permafrostböden (Anisimov und Nelson, 1996), der durch Meereis stark beeinflusste Energieaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre, aber auch die Bildung von Tiefenwasser im Nordpolarmeer.

Wichtige physikalische Phänomene polarer Breiten, die durch gegenwärtige Klimamodelle unzureichend beschrieben werden, folgen unmittelbar aus den klimatologischen Besonderheiten. Aufgrund der negativen Strahlungsbilanz treten im Winter

¹General Circulation Model

häufig Temperatur- und Feuchteinversionen auf (Kahl et al., 1992; Serreze et al., 1992), die mit stabilen atmosphärischen Grenzschichten gekoppelt sind. Curry et al. (1996) finden Defizite in arktischen Wolken- und Strahlungscharakteristiken infolge einer unzureichenden Beschreibung von sommerlicher Stratusbewölkung, Eiskristallwolken oder Aerosolen. Die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und der Erdoberfläche durch Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte wird nur sehr grob beschrieben und Permafrostböden oder Polynyas im Meereis (eisfreie Gebiete) werden nicht berücksichtigt. Die atmosphärische Grenzschicht ist der Bereich der Atmosphäre, der direkt durch die Erdoberfläche über diese Energieflüsse beeinflusst wird. In ihr treten wesentliche der oben genannten arktischen Phänomene auf.

Ein grundlegender neuer Ansatz, um atmosphärische Klimaprozesse besser zu beschreiben, ist die Regionalisierung. Dabei wird in einem regional begrenzten Gebiet die räumliche Auflösung eines Klimamodells stark vergrößert und die meteorologischen Felder an den Rändern werden extern vorgeschrieben. Die Datenquelle für die Ränder können globale Modelle oder Beobachtungsdaten bilden. Mit dieser Vorgehensweise gelingt eine feinere Beschreibung komplexer Orographien, eine genauere Auflösung von physikalischen Prozessen, eine Verbesserung der nichtlinearen Wechselwirkung synoptischer und mesoskaliger Strukturen und Instabilitäten und infolge dessen eine genauere Beschreibung des Klimas in dem ausgewählten Gebiet. Regionale Klimamodelle wurden angewendet auf Gebiete in den mittleren Breiten, so auf die Vereinigten Staaten (Dickinson et al., 1989; Giorgi und Bates, 1989) oder auf Europa (Giorgi und Marinucci, 1991; Jones et al., 1995). Das zwischen Alaska und Sibirien gelegene Gebiet der Bering Straße untersuchen Walsh et al. (1993) und Lynch et al. (1995) in einem regionalen Klimamodell mit einer horizontalen Auflösung von bis zu 7 km, um die gekoppelte Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Meereis und Landoberflächen zu untersuchen. Mit einem regionalen Modell, dessen Integrationsgebiet die gesamte Arktis nördlich von 65°N mit einer räumlichen Auflösung von 50 km umfaßt, konnten Dethloff et al. (1996) die wesentlichen Zirkulationsstrukturen im Vergleich mit ECMWF² Analysen sehr gut reproduzieren. Sie stellten jedoch die größten Abweichungen des simulierten Klimas im Vergleich mit Daten im Winter in der planetaren Grenzschicht fest.

Neben einer höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung von Klimaprozessen ist auch eine Verbesserung der physikalischen Beschreibung und Parameterisierung in der Arktis wichtiger Prozesse unabdingbar. Außer den genannten besonderen Oberflächenbeschaffenheiten wie Meereis oder Permafrost stellt gerade der turbulente Austausch in der atmosphärischen Grenzschicht einen wichtigen Aspekt der Klimabildung dar.

Ein spezielles Grenzschichtphänomen, welches in den Sommermonaten in der Arktis auftritt, sind tief liegende, schichtweise strukturierte Stratuswolken. Um diese mit einem Modell besser zu beschreiben, verwendet Finger (1988) ein stationäres

²European Center for Medium-Range Weather Forecasts

eindimensionales Modell, welches eine vollständige Schließung zweiter Ordnung beinhaltet. Dabei werden die zweiten Momente für Impuls, Feuchte und Wärme durch diagnostische Gleichungen parameterisiert. Auch McInnes und Curry (1995) simulieren mit einem eindimensionalen Modell höherer Ordnung die komplexe Struktur sommerliche Stratusbewölkung. Diese Arten der Schließung bedürfen jedoch eines sehr großen numerischen Aufwandes und sind deshalb für dreidimensionale Modelle nur bedingt geeignet. Des weiteren wurde bei diesen Untersuchungen der Schwerpunkt auf die Entstehung der Wolkenstrukturen in Zeitskalen von Stunden gelegt und nicht die Entwicklung der Grenzschicht über Tage und Wochen verfolgt. Ein regional begrenztes Phänomen, welches im Sommer in der Arktis auftritt, sind stark konvektive Grenzschichten an der Kante zwischen Meereis und offenem Ozean beim Ausströmen kalter Luftmassen. Lüpkes und Schlünzen (1996) modellieren dieses Phänomen mit einem mesoskaligen dreidimensionalen Modell und verwenden nicht-lokale Schließungsannahmen für den turbulenten Austausch. Ein typischerweise im arktischen Winter auftretendes Phänomen sind stabile Grenzschichten. So finden Walsh und Crane (1992), die Simulationen von fünf verschiedenen GCM vergleichen, Unterschiede im simulierten Klima auch infolge einer mangelhaften Beschreibung stabiler Grenzschichten in den Modellen.

Ein besonderer Aspekt bei der Beurteilung der Qualität einer Parameterisierung ist die Zeitskala, in der die physikalische Prozesse untersucht werden. Ein üblicher Weg um Grenzschichtformulierungen in Modellen zu testen, sind Kurzzeitintegrationen über einige Stunden oder maximal wenige Tage. Zilitinkevich (1972) stellt fest, daß Integrationen von wenigstens vier Tagen verglichen werden müssen, um die Güte einer Parameterisierung zu beurteilen. Die Untersuchungen von Delsol et al. (1971) weisen darauf hin, daß auch sieben Tage nicht ausreichen, um signifikante Unterschiede zu zeigen, während Bhumralkar (1979) sogar Integrationszeiträume von zwei Wochen und länger für nötig hält. In dieser Arbeit werden deshalb Grenzschichtprozesse in Klimasimulationen über einen Monat untersucht.

1.2 Zielsetzung

In dieser Arbeit liegt der Schwerpunkt auf einer Turbulenzparameterisierung für die atmosphärische Grenzschicht, welche universelle Funktionen verwendet, die anhand von Messungen in arktischen Gebieten entwickelt wurden. Das zugrundeliegende Konzept verwendet eine Rossby-Zahl-Parameterisierung, die eine Ähnlichkeitstheorie für die gesamte atmosphärische Grenzschicht benutzt. Eine Beschreibung dieser Theorie wird in Yordanov und Wippermann (1972) und Danilov et al. (1995) gegeben. Daß diese Ähnlichkeitstheorie auch für die gesamte Grenzschicht Gültigkeit hat, zeigen Wippermann und Yordanov (1972). An arktische Bedingungen angepaßt und getestet wurden die universellen Funktionen in einem gekoppelten eindimensionalen Grenzschichtmodell des Systems Ozean-Meereis-Atmosphäre (Romanov, 1976b).

Hier nun sollen in dem regionalen Klimamodell HIRHAM (Christensen et al.,

1996), welches sich zusammensetzt aus dem dynamischen Teil des regionalen Wettervorhersagemodells HIRLAM³ und den physikalischen Parameterisierungen des globalen Klimamodells ECHAM3, verschiedene Grenzschichtparameterisierungen implementiert und Klimasimulationen über einen Monat in einem arktischen Integrationsgebiet verglichen werden. Dazu werden die verschiedenen Parameterisierungsansätze zunächst in eine eindimensionale Modellversion eingebaut und mit Hilfe einer extern vorgegebenen Advektion Sensitivitätsuntersuchungen durchgeführt. Ziel ist es herauszufinden, welche Parameterisierung typische arktische Grenzschichten, die gerade im polaren Winter oft stabile Schichtungen und geringe Höhen aufweisen, am besten beschreiben kann. Trotz der geringen Dichte an meteorologischen Stationen und somit an Daten in hohen Breiten soll versucht werden, an ausgewählten Stationen einen Vergleich zwischen Modellergebnissen und Radiosondendaten durchzuführen.

In Kapitel 2 werden die Gleichungen des verwendeten eindimensionalen Modells hergeleitet und auf die Beschreibung der turbulenten vertikalen Flüsse eingegangen. Dabei liegt der Schwerpunkt auf der Formulierung der verschiedenen in dieser Arbeit verwendeten Ähnlichkeitstheorien, mit deren Hilfe die turbulenten Flüsse des Impulses, der Wärme und der Feuchte parameterisiert werden, um das Gleichungssystem für die zeitlich gemittelten Größen zu schließen. Es folgt eine kurze Beschreibung der weiteren im Modell berücksichtigten physikalischen Prozesse. Das Kapitel endet mit der Darstellung des Verfahrens zur Bestimmung der horizontalen Advektion. Mit Hilfe der so bestimmten Advektion werden Klimasimulationen und Sensitivitätsexperimente mit dem eindimensionalen Modell möglich. Das Kapitel 3 beinhaltet die Simulationen mit der eindimensionalen Modellversion und beschreibt, nachdem auf die Numerik und Stabilität des Modells eingegangen wurde, Sensitivitätsexperimente für einen Sommer- und einen Wintermonat an zwei ausgewählten Stationen, bei denen die Parameterisierung des vertikalen turbulenten Austausches modifiziert wurde. Die verschiedenen Parameterisierungsansätze werden untereinander verglichen. Ein Vergleich mit ECMWF-Analysen und Stationsdaten erfolgt im Kapitel 4. Es wird zuerst auf die zusätzlich im dreidimensionalen Modell zu berücksichtigenden Prozesse eingegangen, um dann für einen Sommer- und Wintermonat das Klima der Arktis zu simulieren. Nachdem die jeweiligen klimatologischen Strukturen anhand von ECMWF-Analysen beschrieben wurden, folgt ein Vergleich zwischen den Modellläufen mit den verschiedenen Parameterisierungsansätzen ECHAM3, Rossby-Zahl-Parameterisierung und ECHAM4. Im dreidimensionalen Modell wird zusätzlich die Modellversion ECHAM4, eine neuere und verbesserte Version der Modellphysik ECHAM3 untersucht. Eine Validierung der Simulationen mit Radiosondendaten an ausgewählten Stationen und mit beobachteten Wolkenbedeckungen schließt die Untersuchungen ab. In Kapitel 5 folgt eine Zusammenfassung der Ergebnisse und ein Ausblick.

³High-Resolution Limited Area Model der skandinavischen Länder

2 Beschreibung des arktischen Klimamodells

Das im folgenden beschriebene Modell ist eine eindimensionale Version des regionalen Klimamodells HIRHAM, welches die Physik des allgemeinen Zirkulationsmodells ECHAM3 verwendet. Es umfaßt die vollständige Physik der dreidimensionalen Modellversion bis auf horizontale, dynamische Effekte. Die horizontale Advektion von Wärme und Feuchte wird über einen Quell-Senken-Term extern vorgegeben. Die diabatischen Prozesse des Modells sind die Strahlung, Wolken, Konvektion, Land-Oberflächen-Prozesse und die Turbulenz in der atmosphärischen Grenzschicht (Röckner et al., 1992).

Die Vorteile eines eindimensionalen Modells liegen in der horizontalen Entkopplung, wodurch einzelne höhenabhängige Prozesse isoliert betrachtet werden können sowie in der geringen Rechenzeit.

Zu Beginn dieses Kapitels werden die Grundgleichungen hergeleitet und die im Modell verwendeten Formulierungen angegeben. Es folgt die Beschreibung der für diese Arbeit wichtigen Parameterisierungen der turbulenten Flüsse und zum Schluß eine Übersicht über die weiteren gleichfalls im Modell berücksichtigten physikalischen Prozesse. Dann wird auf das in der eindimensionalen Modellversion wichtige Verfahren der Bestimmung der horizontalen Advektion aus Daten eingegangen.

2.1 Grundgleichungen

Die Variablen, die den Zustand der Atmosphäre beschreiben, sind die Temperatur T , der Druck p , die Dichte ρ , die Geschwindigkeitskomponenten u, v, w (für die Indexschreibweise gilt $u_1 = u, u_2 = v, u_3 = w$) und die Feuchte q . Die Bewegungsgleichungen für ein Luftpaket sind die Navier-Stokes-Gleichungen, die für das rotierende System der Erde (pro Volumeneinheit) geschrieben werden, als

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3} \cdot g - 2 \cdot \varepsilon_{ijk} \cdot \Omega_j \cdot u_k - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}. \quad (1)$$

Die einzelnen Terme sind auf der linken Seite der Gleichung die in lokale zeitliche Ableitung und Advektion aufgespaltene Trägheitskraft, während auf der rechten Seite die Gravitationskraft, die Corioliskraft, die Druckgradientenkraft und der viskose Term stehen. Die Indizes i, j, k durchlaufen die Werte 1, 2, 3. Es ist g die Schwerebeschleunigung, Ω_j die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, δ_{ij} das Kroneckersymbol, ε_{ijk} der totale antisymmetrische Tensor und τ_{ij} der Stokes'sche Spannungstensor, dessen allgemeine Form lautet:

$$\tau_{ij} = \left[\mu \cdot \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} \cdot \mu \cdot \frac{\partial u_k}{\partial x_k} \cdot \delta_{ij} \right].$$

Unter der Annahme, daß die Luft inkompressibel ist, erhält man für den viskosen Term in Gleichung 1:

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} = \nu \cdot \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j^2}$$

Die Erhaltung der Masse wird durch die Kontinuitätsgleichung

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho \cdot u_i)}{\partial x_j} = 0 \quad (2)$$

beschrieben. Unter der Annahme der Inkompressibilität folgt daraus $\partial u_i / \partial x_j = 0$.

Die Erhaltung der sensiblen Wärme pro Masseneinheit $c_p \cdot \theta$ leitet sich aus dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik ab. Wenn $\theta = T(1000\text{hPa}/p)^{R/c_p}$ die potentielle Temperatur ist, gilt

$$\frac{\partial(c_p \cdot \theta)}{\partial t} + u_j \frac{\partial(c_p \cdot \theta)}{\partial x_j} = \nu_\theta \cdot \frac{\partial^2(c_p \cdot \theta)}{\partial x_j^2} + \frac{\lambda \cdot E}{\rho} + \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial F_j}{\partial x_j} \quad (3)$$

Diese Gleichung besagt, daß die totale Änderung der sensiblen Wärme sich zusammensetzt aus der molekularen thermischen Diffusion, der latenten Wärme aus Phasenübergängen sowie dem Strahlungswärmefluß. Es sind ν_θ die molekulare Wärmeleitfähigkeit, λ die spezifische Verdampfungswärme, c_p die spezifische Wärme von Luft bei konstantem Druck, E die Verdampfungsenergie und F der netto Strahlungsfluß.

Die angeführten Gleichungen können unter bestimmten Bedingungen vereinfacht werden. Die hier verwendeten Näherungen sind die Boussinesq-Approximation, die den Effekt der Dichteabweichung bei allen Termen außer im Auftriebsterm, in dem ein Produkt mit der Erdbeschleunigung g auftaucht, vernachlässigt. Die Luft wird also als inkompressibel angenommen. Weiter werden die molekulare Viskosität und die molekulare Wärmeleitung vernachlässigt sowie die hydrostatische Näherung eingeführt. Atmosphärische Bewegungen zeigen in ihrem Energiespektrum zwei ausgeprägte Zeitskalen der Bewegung (Abb. 1). So kann man eine synoptische Skala, in der die Bewegungen zeitliche Änderungen in der Größenordnung von Tagen aufweisen, von einer turbulenten Skala mit typischen Zeiten von Minuten unterscheiden und erkennt, daß beide Skalen durch eine Energielücke deutlich getrennt sind. Um die synoptische Skala von der turbulenten zu trennen, wird eine zeitliche Mittelung durchgeführt. Damit läßt sich jede Variable a nach Reynolds (1895) in einen zeitlich gemittelten Wert \bar{a} und eine davon abweichende turbulente Störung a' aufspalten

$$a = \bar{a} + a', \quad (4)$$

wobei das zeitliche Mittel der Größe a , die von der Zeit t und vom Ort x abhängt, definiert ist als:

$$\bar{a}(x, t) = \frac{1}{\Delta t} \int_{t-\frac{\Delta t}{2}}^{t+\frac{\Delta t}{2}} a(x, t + \tau) d\tau \quad (5)$$

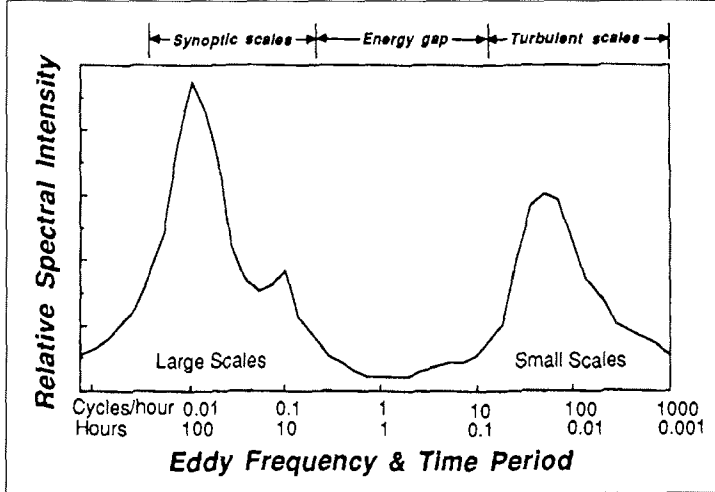


Abbildung 1: Schematisches Energiespektrum der Windgeschwindigkeit in Bodennähe. Das Bild ist dem Buch von Stull (1988) entnommen.

Mit einer so durchgeführten Aufspaltung und den oben aufgeführten Näherungen erhält man Gleichungen für die zeitlich gemittelten Variablen, die die Entwicklung in der synoptischen Zeitskala beschreiben.

2.2 Grundgleichungen des Modells

Für die zeitlich gemittelten horizontalen Windkomponenten \bar{u} , \bar{v} , potentielle Temperatur $\bar{\theta}$, Wasserdampf-mischungsverhältnis \bar{q} und Flüssigwassermischungsverhältnis \bar{q}_l lauten die prognostischen Gleichungen, wie sie im Modell verwendet werden:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(\overline{w'u'}) + f(\bar{v} - \bar{v}_g) \quad (6)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(\overline{w'v'}) - f(\bar{u} - \bar{u}_g) \quad (7)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(\overline{w'\theta'}) + \frac{\lambda}{c_p}[C(\bar{\theta}) - V(\bar{\theta})] + \frac{1}{\rho \cdot c_p} \frac{\partial F}{\partial z} + A(\bar{\theta}) \quad (8)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(\overline{w'q'}) - C(\bar{q}) + V(\bar{q}) + A(\bar{q}) \quad (9)$$

$$\frac{\partial \bar{q}_l}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(\overline{w'q'_l}) + C(\bar{q}_l) - P(\bar{q}_l) \quad (10)$$

Dabei ist das Wasserdampf-mischungsverhältnis \bar{q} definiert als die Masse des Wasserdampfes pro Masse der trockenen Luft in einem betrachteten Volumen und das Flüssigwassermischungsverhältnis \bar{q}_l als die Masse des Flüssigwassers pro Masse der trockenen Luft. Der symbolische Term C beschreibt die Kondensation (Verdunstung) von Wasserdampf, V die Verdunstung von Regentropfen und P die Umwandlung von Wolken in Regentropfen. u_g und v_g sind die Komponenten des geostrophischen Windes, die definiert sind als

$$\bar{v}_g = +\frac{1}{\rho \cdot f} \cdot \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} \quad \text{und} \quad \bar{u}_g = -\frac{1}{\rho \cdot f} \cdot \frac{\partial \bar{p}}{\partial y}. \quad (11)$$

Für den Coriolis-Parameter gilt $f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin \phi$ mit der geographischen Breite ϕ . Die Antriebsterme A in der Erhaltungsgleichung der Wärme und der Feuchte beschreiben die horizontale Advektion und werden extern vorgegeben. Eine Methode zur Bestimmung dieser Terme wird in Kapitel 2.7 vorgestellt.

Der jeweils erste Term auf den rechten Seiten der Gleichungen 6 bis 10 sind die vertikalen Komponenten des Reynolds-Spannungs-Tensors. Diese Korrelationen zwischen den Fluktuationen der vertikalen Windkomponente und denen der jeweiligen Variable stellen die turbulenten Flüsse dar und treten als neue Unbekannte in den Gleichungen auf. Um das Gleichungssystem zu schließen, müssen diese turbulenten Flüsse geeignet durch die mittleren Größen ausgedrückt werden.

2.3 Parameterisierung der turbulenten Flüsse

Es gibt verschiedene Ansätze zur Beschreibung von Flüssen in turbulenten Strömungen. Schließungen höherer Ordnung, bei denen für die Korrelationen selbst wieder prognostische Gleichungen aufgestellt werden, sind möglich. Die dabei entstehenden Tripelkorrelationen sind ihrerseits wieder unbekannt und bedürfen einer Parameterisierung.

Allgemein versteht man unter einer Schließungsannahme, daß die unbekanntenen turbulenten Terme (Korrelationen) durch die bekannten mittleren Variablen parameterisiert werde. Die in dieser Arbeit vorgestellten Parameterisierungen sind lokale Schließungen, die in Analogie zur molekularen Diffusion die turbulenten Flüsse als Funktion der mittleren Größen am selben Ort darstellen. Die Grundannahme für diese Parametrisierungen ist der Gradientansatz, welcher den turbulenten Fluß in Beziehung setzt zum lokalen Gradienten der entsprechenden mittleren Größe, die transportiert wird. Wenn a jede prognostische Variable ist, dann gilt

$$\overline{w'a'} = -K_a \frac{\partial \bar{a}}{\partial z}. \quad (12)$$

Für einen positiven turbulenten Austauschkoefizienten K_a impliziert der Ansatz einen Transport gegen den Gradienten der mittleren Größe \bar{a} . Dieser Gradientansatz ist nur gerechtfertigt für konservative Größen, denn bei solchen verschwinden Quellen

und Senken. Der Ansatz läßt sich auch für nichtkonservative Größen verwenden, wenn der betrachtete Mittelungszeitraum nicht zu groß gewählt wird.

Es wird unterschieden zwischen dem turbulenten Austauschkoefizienten für den Impulsfluß, welcher auf die horizontalen zeitlich gemittelten Windkomponenten wirkt und dem turbulenten Austauschkoefizienten für den Wärmefluß, welcher auf die zeitlich gemittelten Variablen Temperatur, Feuchte und Flüssigwasser wirkt:

$$K_M = K_u = K_v \quad (13)$$

$$K_H = K_\theta = K_q = K_{q_i} \quad (14)$$

Im weiteren Verlauf der Arbeit wird immer nur zwischen den Austauschkoefizienten für den Impuls K_M und für die Wärme K_H unterschieden. Das Verhältnis der beiden Austauschkoefizienten wird als turbulente Prandtl-Zahl $P_t = K_M/K_H$ bezeichnet. Die Größe der turbulenten Prandtl-Zahl ist abhängig von der Stabilität der Atmosphäre. So gibt Stull (1988) für eine neutral geschichtete Atmosphäre $P_t = 1/1.35$ an.

Die K -Theorie wird auch als „small-scale-eddy“-Theorie bezeichnet, da sie nur vernünftig arbeitet, wenn der turbulente Transport durch kleine Wirbel (small scale eddies) dominiert wird, deren Längenskala kleiner ist als die des mittleren Gradienten. Dies ist bei neutraler und stabiler Schichtung der Fall. Die turbulenten Austauschkoefizienten haben typische Werte von $1 \text{ m}^2/\text{s}$ bis $10 \text{ m}^2/\text{s}$ und sind um etwa fünf Größenordnungen größer als Werte der molekularen Viskosität. Der wesentliche Unterschied zur Viskosität besteht darin, daß diese eine Stoffeigenschaft des Fluids alleine ist, während die turbulenten Austauschkoefizienten auch von der räumlichen und zeitlichen Entwicklung der Strömung abhängen.

2.4 Ähnlichkeitstheorie

Das Schließungsproblem mit den unbekanntem turbulenten Flüssen ist zurückgeführt worden auf die Bestimmung der unbekanntem turbulenten Austauschkoefizienten K_M und K_H . Das Werkzeug zum Aufstellen von empirischen Formulierungen für die Austauschkoefizienten ist die sogenannte Ähnlichkeitstheorie. Dabei wird eine Annahme gemacht, welche Variablen die untersuchte Situation vollständig beschreiben und daraus werden mittels des Buckingham'schen Pi-Theorems⁴ dimensionslose Größen gesucht. Aus Messungen können dann universelle Funktionen bestimmt werden, welche die dimensionslosen Größen in Beziehung setzen.

⁴Das Buckingham'sche Pi-Theorem besagt, daß n Variablen immer in $(n-r)$ unabhängige dimensionslose Variablen kombiniert werden können, wenn r die Anzahl der auftauchenden Dimensionen ist.

2.4.1 Monin-Obukhov-Ähnlichkeit

Die Monin-Obukhov-Ähnlichkeit ist eine Ähnlichkeitstheorie für die bodennahe Grenzschicht, die sogenannte Prandtl-Schicht. Sie ist definiert als der Teil der atmosphärischen Grenzschicht, in welcher turbulente Prozesse dominieren und der turbulente Impuls- und Wärmefluß mit der Höhe annähernd konstant sind. Es wird angenommen, daß das turbulente Regime in der Prandtl-Schicht vollständig beschrieben wird durch die Bodenreibung $u_{*0} = [(\overline{w'u'})_0^2 + (\overline{w'v'})_0^2]^{1/2}$, den turbulenten Wärmefluß am Boden $(\overline{w'\theta'})_0$, den Auftriebsparameter $\beta = g/\theta_0$ und die Höhe z . Man erhält als einzige dimensionslose Kombination

$$\xi = \frac{z}{L}, \quad (15)$$

wobei

$$L = -\frac{u_{*0}^3}{\kappa \cdot \beta \cdot (\overline{w'\theta'})_0} \quad (16)$$

die Monin-Obukhov-Länge ist.

Die Bedeutung der dimensionslosen Länge ξ kann man sich verdeutlichen, indem man eine Kennzahl für die thermische Stabilität definiert. Das Verhältnis der Produktion/Vernichtung von Turbulenzenergie durch turbulente Wärmeflüsse (Auftriebskräfte)

$$\frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'} \quad (17)$$

zu der Produktion von Turbulenzenergie aus der Scherung der mittleren Strömung (Grundstrom)

$$\overline{w'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \quad (18)$$

ist die sogenannte Richardson-Flußzahl

$$Rf = \frac{\frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'}}{\overline{w'u'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}. \quad (19)$$

Die thermische Schichtung ist stabil, wenn $Rf > 0$ und instabil, wenn $Rf < 0$.

Den Zusammenhang zwischen dimensionsloser Länge ξ und Richardson-Flußzahl erhält man, wenn die oben gemachten Annahmen über die Prandtl-Schicht verwendet werden, um eine Beziehung zwischen dem konstanten Impulsfluß und dem Windprofil herzustellen. Mit dem Gradientansatz (Gl. 12) erhält man:

$$\overline{u'w'} = (\overline{u'w'})_0 = -K_M \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}. \quad (20)$$

Unter der Annahme, daß der Austauschkoefizient bei neutraler Schichtung in Analogie zur molekularen Viskosität durch einen Mischungswegansatz dargestellt werden kann

$$K_M = l^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right|, \quad (21)$$

wobei $l = \kappa z$ die Wegstrecke eines Luftpaketes bis zur vollständigen turbulenten Durchmischung mit seiner Umgebung beschreibt, erhält man eine gewöhnliche Differentialgleichung für die mittlere Windgeschwindigkeit \bar{u} :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa \cdot z}. \quad (22)$$

Die Lösung dieser Gleichung ergibt mit der Randbedingung $\bar{u} = 0$ für $z = z_0$ das logarithmische Windprofil in der Prandtl-Schicht

$$\bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \ln \left(\frac{z}{z_0} \right), \quad (23)$$

wobei z_0 die Rauigkeitslänge ist, welche die Höhe über der Oberfläche angibt, an der der Betrag des Windes verschwindet.

Nun kann der Zusammenhang zwischen dimensionsloser Länge ξ und der Richardson-Flußzahl formuliert werden:

$$Rf = \frac{\frac{g}{\theta_0} (\overline{w'\theta'})_0}{-u_*^2 \frac{u_*}{\kappa z}} = \frac{z}{L} = \xi \quad (24)$$

Zusammenfassend ist in Tabelle 1 für die verschiedenen Stabilitäten der Prandtl-Schicht der Zusammenhang zwischen Richardson-Flußzahl, Wärmefluß am Boden, Monin-Obukhov-Länge und dimensionsloser Höhe angegeben.

	Rf	$(\overline{\theta'w'})_0$	L	ξ
stabile Schichtung:	> 0	< 0	> 0	> 0
neutrale Schichtung:	$= 0$	$= 0$	$\rightarrow \infty$	$= 0$
instabile Schichtung:	< 0	> 0	< 0	< 0

Tabelle 1: Zusammenhang zwischen Richardson-Flußzahl Rf , Wärmefluß am Boden $(\overline{\theta'w'})_0$, Monin-Obukhov-Länge L und dimensionsloser Höhe ξ für verschiedene Stabilitäten der Atmosphäre.

Das dimensionslose vertikale Windprofil in der Prandtl-Schicht (Gl. 22), welches über einen Mischungswegansatz beschrieben wurde, läßt sich für nicht-neutrale Schichtungen verallgemeinern, indem die universelle dimensionslose Funktion Φ_M einführt wird. Eine analoge Gleichung gilt für das Temperaturprofil mit der universellen dimensionslosen Funktion Φ_H .

$$\frac{\kappa \cdot z}{u_{*0}} \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \Phi_M(\xi) \quad (25)$$

$$\frac{\kappa \cdot z}{\theta_{*0}} \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \Phi_H(\xi) \quad (26)$$

Dabei ist $\theta_{*0} = -(\overline{w'\theta'})_0/u_{*0}$ die turbulente Temperaturskala. Für die zweite Windkomponente \bar{v} ist die Formulierung analog zu Gleichung 25. Diese Beziehungen folgen aus Ähnlichkeitsüberlegungen. Wenn man den Gradienten der mittleren Größe ($\bar{u}, \bar{\theta}$) mit der turbulenten Skala (u_{*0}, θ_{*0}) und der Höhe z normiert, so erhält man für alle möglichen Profile von \bar{u} bzw. $\bar{\theta}$ die gleichen dimensionslosen Funktionen $\Phi_M(\xi)$ bzw. $\Phi_H(\xi)$. Die universellen dimensionslosen Funktionen sind abhängig von der Stabilität der Schichtung. Im neutralen Fall sind $\Phi_M = 1$ und $\Phi_H = P_t$. Die Funktionen werden für stabile Schichtungen größer und für labile kleiner als der neutrale Fall.

Die Theorie ist gültig in der Prandtl-Schicht, in der die oben aufgeführten Voraussetzungen erfüllt werden. Der Teil der atmosphärischen Grenzschicht, der über der Prandtl-Schicht liegt und in dem die Atmosphäre immer noch durch die Erdoberfläche beeinflusst wird, ist die sogenannte Ekman-Schicht. Hier nehmen die turbulenten Flüsse mit der Höhe ab und verschwinden an der Obergrenze. Der Einfluss der Coriolis-Kraft bewirkt in dieser Schicht eine Drehung des Windvektors mit der Höhe zum am oberen Rand aufgeprägten geostrophischen Wind hin.

Die Erweiterung der Monin-Obukhov-Theorie auf die gesamte planetare Grenzschicht, wie sie in der Standardversion des hier verwendeten Modells (ECHAM3-Physik) benutzt wird, geschieht nach Louis (1979). Dabei wird der Mischungswegansatz nach Blackadar (1962)

$$\frac{1}{l_M} = \frac{1}{\kappa \cdot z} + \frac{1}{l_{M,\infty}} \quad \text{und} \quad \frac{1}{l_H} = \frac{1}{\kappa \cdot z} + \frac{1}{l_{H,\infty}} \quad (27)$$

mit den asymptotischen Mischungswegen $l_{M,\infty}$ und $l_{H,\infty}$ verwendet. Die Mischungswege sind also in der Nähe der Erdoberfläche proportional zur Höhe z und erreichen für große Abstände von der Erdoberfläche einen konstanten Wert $l_{M,\infty}$ bzw. $l_{H,\infty}$. Des Weiteren werden die universellen dimensionslosen Funktionen aus Gleichung 25 und 26 abhängig von der Richardson-Zahl formuliert, die die Stabilität auch außerhalb der Prandtl-Schicht beschreibt

$$Ri = \left(\frac{\bar{\theta}}{g} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right) \cdot \left(\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2 \right)^{-1/2} \quad (28)$$

Für die turbulenten Austauschkoefizienten ergibt sich damit

$$K_M = l_M^2 \cdot \left| \frac{\partial \bar{u}_h}{\partial z} \right| \cdot f_M(Ri) \quad (29)$$

$$K_H = l_H^2 \cdot \left| \frac{\partial \bar{u}_h}{\partial z} \right| \cdot f_H(Ri) \quad (30)$$

Hier sind f_M und f_H dimensionslose universelle Funktionen (siehe Anhang A.1) und $\bar{u}_h = \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}$ der Betrag des horizontalen Windvektors.

Vollständig wird die Parameterisierung durch Formulierungen für die turbulenten Flüsse am Boden, welche bis jetzt in Form der turbulenten Impuls- und Temperaturskala (u_{*0}, θ_{*0}) als bekannt angenommen wurden. Hier werden Formulierungen verwendet, die den turbulenten Fluß am Boden in Beziehung setzen zu der horizontalen Windgeschwindigkeit in einer Referenzhöhe sowie der Differenz der entsprechenden mittleren Variablen am Boden und in der Referenzhöhe:

$$(\overline{w'u'})_0 = C_M \cdot \bar{v}_h \cdot \bar{u} \quad (31)$$

$$(\overline{w'v'})_0 = C_M \cdot \bar{v}_h \cdot \bar{v} \quad (32)$$

$$(\overline{w'\theta'})_0 = C_H \cdot \bar{v}_h \cdot (\bar{\theta} - \bar{\theta}_0) \quad (33)$$

$$(\overline{w'q'})_0 = C_H \cdot \bar{v}_h \cdot (\bar{q} - \bar{q}_0) \quad (34)$$

Als Referenzhöhe wird üblicherweise 10 m verwendet, aber auch andere Höhen (2 m, 5 m) kommen vor. Die dimensionslosen Koeffizienten C_M, C_H nennt man Widerstandsbeiwerte. Sie hängen von der thermischen Schichtung ab und werden analog zu den universellen Funktionen aus Gleichung 29 und 30 als Funktionen der Richardson-Zahl formuliert:

$$C_M = \left(\frac{\kappa}{\ln(z/z_0)} \right)^2 \cdot f_M(Ri) \quad (35)$$

$$C_H = \left(\frac{\kappa}{\ln(z/z_0)} \right)^2 \cdot f_H(Ri) \quad (36)$$

Die universellen dimensionslosen Funktionen sind identisch mit denen aus Gleichung 29 und 30 und sind für den neutralen, stabilen und instabilen Fall im Anhang A.1 angegeben.

2.4.2 Rossby-Zahl-Ähnlichkeit

Die nun folgende Ähnlichkeitstheorie ist ein Konzept für die gesamte planetare Grenzschicht, umfaßt also auch die Ekman-Schicht (Romanov (1976b) und Romanov et al. (1987)). Oberhalb der Prandtl-Schicht kann die Coriolis-Kraft nicht weiter vernachlässigt werden. Zu den bestimmenden Parametern der Turbulenz aus der Monin-Obukhov-Theorie kommt zusätzlich der Coriolis-Parameter hinzu. Mit der Annahme, daß die Turbulenz in der gesamten planetaren Grenzschicht vollständig durch die fünf Parameter $f, u_{*0}, (\overline{w'\theta'})_0, \beta$ sowie z beschrieben wird, erhält man zwei dimensionslose Kombinationen:

$$z_n = \frac{z}{L_0} \quad (37)$$

$$\mu_0 = \frac{L_0}{L} = -\frac{\kappa^2 \cdot \beta \cdot (\overline{w'\theta'})_0}{f \cdot u_{*0}^2} \quad (38)$$

2 Beschreibung des arktischen Klimamodells

Dabei ist z_n eine dimensionslose Höhe, die Länge $L_0 = \kappa \cdot u_{*0}/f$ repräsentiert eine Skala für die Dicke der planetaren Grenzschicht und L ist die Monin-Obukhov-Länge aus Gleichung 16. Der dimensionslose Parameter μ_0 beschreibt die Stabilität der gesamten Grenzschicht und ist positiv für stabile Schichtungen und negativ für instabile.

Analog zur Monin-Obukhov-Theorie (Gl. 25 und 26) lauten die vertikalen Wind- und Temperaturgradienten:

$$\frac{L_0}{u_{*0}} \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \Psi_M(z_n, \mu_0) \quad (39)$$

$$\frac{L_0}{\theta_{*0}} \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \Psi_H(z_n, \mu_0) \quad (40)$$

Durch Integration dieser Beziehungen über die Höhe der Grenzschicht mit den Randbedingungen $\bar{u} = 0, \bar{\theta} = \bar{\theta}_0$ für $z = z_0$ und $\bar{u} = \bar{u}_g, \bar{\theta} = \bar{\theta}_h$ für $z = h$, gelangt man zu einer integralen Formulierung der Rossby-Zahl-Ähnlichkeit. Diese verknüpft die turbulenten Prozesse in der planetaren Grenzschicht mit externen Parametern außerhalb der Grenzschicht. Unter der Annahme, daß die Turbulenz in der Grenzschicht vollständig beschrieben wird durch den Coriolis-Parameter f , den Betrag des geostrophischen Windes $G = \sqrt{\bar{u}_g^2 + \bar{v}_g^2}$, die Rauigkeitslänge z_0 , die Differenz der potentiellen Temperatur zwischen dem Bodenwert und dem Wert am oberen Rand der Grenzschicht $\Delta\theta = \bar{\theta}_h - \bar{\theta}_0$ sowie den Auftriebsparameter $\beta = g/\bar{\theta}_0$, erhält man zwei dimensionslose Parameter

$$Ro = \frac{G}{f \cdot z_0} \quad \text{und} \quad S = \frac{\beta \cdot \Delta\theta}{f \cdot G}. \quad (41)$$

Die Rossby-Zahl Ro stellt das Verhältnis von Trägheitsbeschleunigung zu Coriolis-Kraft dar und der integrale Stabilitätsparameter S das Verhältnis von thermischem Auftrieb zu Coriolis-Kraft. Eine dominierende Coriolis-Kraft ergibt jeweils kleine Kennzahlen.

Die Verknüpfung des internen Schichtungsparameters μ_0 aus Gleichung 38 mit dem integralen Schichtungsparameter S aus Gleichung 41 erfolgt über eine universelle dimensionslose Funktion:

$$\mu_0 = \eta_S(Ro, S) \quad (42)$$

Nun können die internen turbulenten Skalen über dimensionslose universelle Funktionen der externen⁵ Parameter formuliert werden. Für die Reibungsgeschwindigkeit und die Richtung des Bodenwindes bezüglich des geostrophischen Windes gilt dann:

$$u_{*0} = G \cdot \eta_u(Ro, S) \quad (43)$$

$$\alpha = \eta_\alpha(Ro, S) \quad (44)$$

⁵Intern bzw. extern bedeutet hier durch die Turbulenz beeinflusst bzw. nicht beeinflusst.

Zur Bestimmung der Differenz der potentiellen Temperatur $\Delta\theta$, welche als bestimmende Größe in die Ähnlichkeitstheorie eingeht, wurde die Höhe der planetaren Grenzschicht als bekannt angenommen. Diese ist gegeben über eine universelle Funktion:

$$h = \frac{\kappa \cdot u_{*0}}{f} \cdot \gamma(\mu_0) \quad (45)$$

Die turbulenten Austauschkoefizienten können bestimmt werden durch eine universelle Funktion der dimensionslosen Höhe z_n aus Gleichung 37 und des Schichtungsparmeters μ_0 :

$$K_M = K_H = \frac{\kappa^2 \cdot u_{*0}^2}{f} \cdot K_n(\mu_0, z_n) \quad (46)$$

Hier sind im Gegensatz zur im Kapitel 2.4.1 vorgestellten Monin-Obukhov-Theorie die Austauschkoefizienten für den Wärme- und Impulstransport gleich. Das bedeutet, daß für die turbulente Prandtl-Zahl $P_t = 1$ gilt. Die Graphen aller universeller Funktionen für die Rossby-Zahl-Theorie sind in Anhang A.2 dargestellt.

Geschlossen wird die Parametrisierung durch einen Ansatz für den turbulenten Temperaturfluß am Boden, wozu die Energiebilanzgleichung am Boden gelöst wird:

$$\lambda \cdot E + Q_g + Q_m = F + c_p \cdot \rho \cdot (\overline{w'\theta'})_0 \quad (47)$$

Hier steht E für die Verdunstung vom Boden, Q_g für den Wärmefluß in die Unterlage (Boden, Eis, Ozean), Q_m für die Schmelzwärme des Schnees und F für die Nettostrahlungsbilanz.

2.4.3 Barokline Rossby-Zahl-Theorie

Mit Baroklinität wird ein atmosphärischer Zustand mit horizontalem Temperaturgradienten bezeichnet. Ein Zustand ohne horizontalen Temperaturgradienten heißt barotrop. Ein horizontaler Temperaturgradient bewirkt eine Änderung des geostrophischen Windes mit der Höhe, beschrieben durch die thermischen Windgleichungen:

$$\frac{\partial \bar{u}_g}{\partial z} = -\frac{g}{f \cdot \bar{T}} \cdot \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \quad (48)$$

$$\frac{\partial \bar{v}_g}{\partial z} = +\frac{g}{f \cdot \bar{T}} \cdot \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \quad (49)$$

Aber nicht nur der geostrophische Wind oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht, sondern auch die turbulente Struktur in ihr wird durch einen horizontalen Temperaturgradienten beeinflusst.

Um diesen Einfluß zu berücksichtigen wird ein Baroklinitätsparameter (Romanov, 1977) definiert (siehe Abb. 2), der der entdimensionalisierte Betrag des Temperaturgradienten am Boden in Richtung des Bodenwindes ist

$$T_{ln} = \frac{\kappa \cdot \beta}{f^2} \cdot T_l. \quad (50)$$

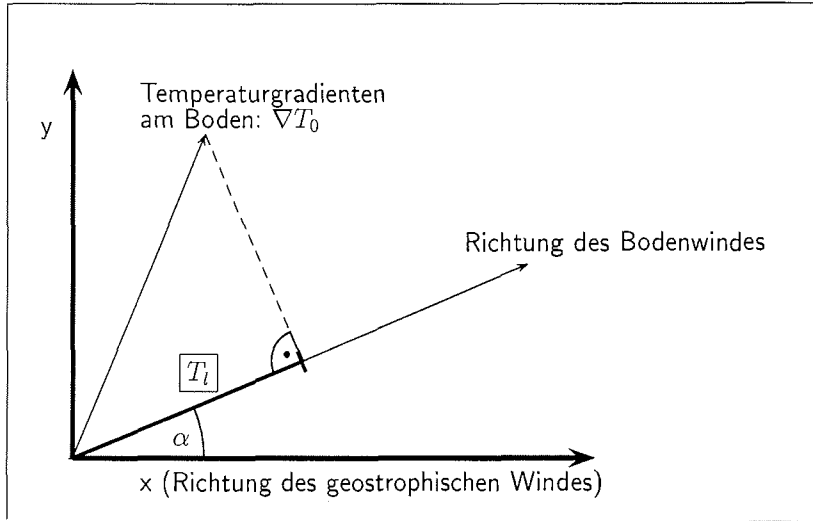


Abbildung 2: Schematische Darstellung zur Bestimmung des dimensionsbehafteten Baroklinitätsparameters T_l (hier für die nördliche Hemisphäre).

Die baroklinen turbulenten Skalen können aufgefaßt werden als gestörte barotrope. Die Stärke der Störung wird über die universellen dimensionslosen Funktionen Ψ und Φ , welche von dem Baroklinitätsparameter T_{ln} und dem Stabilitätsparameter μ_0 abhängen, gegeben:

$$\tilde{u}_{*0} = u_{*0} \cdot \Psi(T_{ln}, \mu_0) \quad (51)$$

$$\tilde{\alpha} = \alpha \cdot \Phi(T_{ln}, \mu_0) \quad (52)$$

Hier sind \tilde{u}_{*0} die Reibungsgeschwindigkeit und $\tilde{\alpha}$ die Richtung des Bodenwindes bezüglich des geostrophischen Windes für den baroklinen Fall. Die Graphen der universellen Funktionen sind in Anhang A.3 abgebildet.

Für den internen Schichtungsparameter gilt dann

$$\tilde{\mu}_0 = -\frac{\kappa^2 \cdot \beta \cdot (\overline{w'\theta'})_0}{f \cdot \tilde{u}_{*0}^2}. \quad (53)$$

Analog zu Kapitel 2.4.2 können nun die Grenzschichthöhe (Gl. 45) und die turbulenten Austauschkoefizienten (Gl. 46) bestimmt werden.

2.5 Schließung 1.5-ter Ordnung mit zusätzlicher prognostischer Gleichung für die turbulente kinetische Energie

Ein weiteres Konzept, welches in der dreidimensionalen Modellversion ECHAM4 Verwendung findet, wird in Brinkop und Röckner (1995) beschrieben, die sogenannte TKE-Schließung oder Schließung 1.5-ter Ordnung. Dabei wird eine zusätzliche prognostische Gleichung für die Varianzen der Geschwindigkeitskomponenten in Form der turbulenten kinetischen Energie (TKE) $\bar{e} = \frac{1}{2}[\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}]$ gelöst. Damit können die turbulenten Flüsse als Funktion der TKE parameterisiert werden, welche ein direktes Maß für die Intensität und Effektivität der Turbulenz ist. Die zusätzlich zu lösende prognostische Gleichung der TKE ist:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'e'} + \frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'} - \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} - \varepsilon \quad (54)$$

Die Terme auf der rechten Seite sind der Reihe nach der turbulente Fluß von TKE, die Produktion/Vernichtung von TKE durch turbulente Wärmeflüsse (Auftriebskräfte), die beiden Komponenten der Produktion von TKE aus der Scherung der mittleren Strömung (Grundstrom) sowie die Dissipation, also der Umwandlung von Turbulenzenergie in thermische Energie durch molekulare Reibung. Die Dissipation kann in der Gleichung der mittleren TKE nicht wie in den Gleichungen der mittleren Windkomponenten vernachlässigt werden, da sie dieselbe Größenordnung wie die Scherproduktsterme besitzt.

Die unbekanntenen turbulenten Flüsse werden folgendermaßen parameterisiert:

$$\overline{w'e'} = -K_e \frac{\partial \bar{e}}{\partial z} \quad (55)$$

$$\overline{w'\theta'} = A \frac{\partial \theta_L}{\partial z} + \theta \cdot D \frac{\partial q_t}{\partial z} \quad (56)$$

$$\overline{u'w'} = -K_e \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (57)$$

$$\overline{v'w'} = -K_e \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad (58)$$

$$\varepsilon = \bar{e}^{\frac{3}{2}} \cdot \frac{c^3}{l_M} \quad (59)$$

Die Gleichung 56, die den turbulenten Wärmefluß parameterisiert, berücksichtigt die potentielle Flüssigwassertemperatur θ_L und die totale Feuchte q_t nach einem Ansatz von Betts (1973), um die Effekte von Grenzschichtwolken zu berücksichtigen. Bei Wolkenprozessen sind $\theta_L = \theta - \lambda \cdot \theta \cdot q_l / (c_p \cdot T)$ und $q_t = q + q_l$ konservative Größen. Der Ansatz für die Dissipation (Gl. 59) folgt aus der Annahme, daß die Dissipation proportional dem Produkt der typischen Zeitskala $\sqrt{\bar{e}}/l_M$ und der gemittelten TKE ist. Der Austauschkoefizient K_e läßt sich nach Prandtl (1945) und Kolmogorov (1942) angeben als

$$K_e = l_M \cdot c \cdot \sqrt{\bar{e}}, \quad (60)$$

wobei für die Konstante $c = 0.516$ gilt.

2.6 Parameterisierung der Strahlungs-, Wolken- und Landoberflächenprozesse

In diesem Abschnitt sollen die weiteren im Modell parameterisierten Prozesse kurz vorgestellt werden.

Die Strahlungsparameterisierung beruht auf einem Strahlungsschema, bei dem die Absorption der solaren Strahlung in vier spektrale Bereiche und die der terrestrischen Strahlung in sechs spektrale Bereiche eingeteilt wird. Die Parameterisierung berücksichtigt die Absorption durch Wasserdampf, durch Kohlendioxid und durch Ozon sowie die durch Aerosole. Weiter werden die optischen Eigenschaften der Wolken berücksichtigt.

Eine Schwerewellenparameterisierung beschreibt den Impulstransport aufgrund von nicht vom Modellgitter aufgelösten Schwerewellen, die durch stabil geschichtete Strömungen über unebenem Gelände verursacht werden.

Konvektion wird in drei Höhen berücksichtigt: tiefe, mittlere und flache Konvektion. Dabei wird die Entstehung von Cumuluswolken bei instabilen Schichtungen zwischen dem Hebungs-kondensationsniveau und dem Niveau mit verschwindendem Auftrieb bestimmt.

Bei den Land- und Oberflächenprozessen werden die Wärmeflüsse im Boden durch ein fünf Schichten umfassendes Bodenmodell zwischen 0 und 10 m Tiefe bestimmt, bei denen der Wärmefluß am untersten Rand verschwindet. In den Schichten wird die Wärmeleitungsgleichung gelöst, wobei die Bodenparameter (Wärmeleitfähigkeit, Wärmekapazität) unabhängig vom Bodentyp konstant sind. Zusätzlich kann eine Schneeschicht auf dem Boden liegen, deren Dicke im Modell bestimmt wird. Die Wechselwirkung zwischen Boden und Atmosphäre geschieht über die Gleichungen 31 bis 34. Vegetationseffekte werden bei der Verdunstung über einen Stomata-Widerstand berücksichtigt, welcher ein Maß für die Verdunstung von Blattoberflächen ist. Über offenem Ozean wird die Oberflächentemperatur vorgegeben, während bei eisbedecktem Ozean die Wärmeleitung durch das Eis bestimmt wird. Die Dicke des Eises ist im gesamten Modellgebiet konstant 2 m.

2.7 Bestimmung der Advektion

Unter Advektion versteht man den horizontalen Transport von Luftmassen in Zeitskalen von Stunden bis zu Tagen und die damit verbundene Änderung in den mittleren Variablen. Es ist einsichtig, daß ein eindimensionales Modell, welches die horizontalen dynamischen Prozesse vernachlässigt, die Advektion nicht beschreiben kann. Auf der anderen Seite ist aber bei Klimamodellen, die über eine Zeitskala von Wochen integriert werden, der Einfluß der Advektion auf die mittleren Variablen und die Modellphysik nicht zu vernachlässigen.

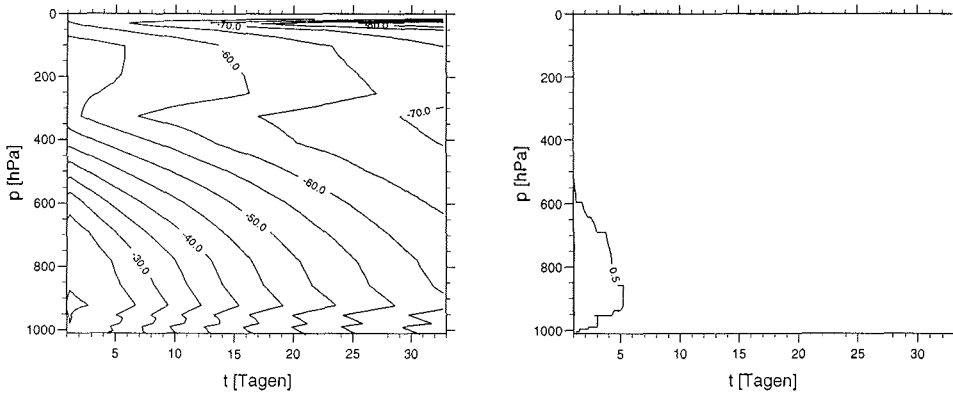


Abbildung 3: Höhen-Zeit-Schnitt der Temperatur (links) in $^{\circ}\text{C}$ und der spezifischen Feuchte (rechts) in g/kg für einen Modellauf ohne Advektion.

Abbildung 3 zeigt eine Simulation ohne Berücksichtigung der Advektion für den Ort Norilsk in der sibirischen Arktis bei 69.3° nördlicher Breite und 88.3° östlicher Länge. Norilsk wurde ausgewählt, da dort Radiosondendaten vorliegen und es nördlich genug liegt, so daß sich im Polarwinter eine negative Strahlungsbilanz mit stabilen Grenzschichten ausbildet. Initialisiert wurden die Modellvariablen mit Radiosondendaten des Tages 1. Januar 1991 0:00 Uhr, und dargestellt sind Höhen-Zeit-Schnitte der Temperatur und der spezifischen Feuchte. Deutlich ist eine unrealistische Abkühlung der gesamten Atmosphäre über den simulierten Monat Januar zu erkennen. Die Temperatur am Boden kühlt um etwa 40°C ab, die spezifische Feuchte ist nach etwa 6 Tagen auf Null abgesunken.

Um realistische Monatsintegrationen mit dem eindimensionalen nur höhenabhängigen Modell durchführen zu können, muß die horizontale Advektion von Wärme und Feuchte aus Radiosondendaten berücksichtigt und bestimmt werden. Der Wind wird aus Radiosondendaten konstant vorgegeben und in der eindimensionalen Modellversion nicht als prognostische Größe berechnet. Randall et al. (1996) bezeichnet diese Art von eindimensionalen Simulationen als semiprognostischen Test, bei dem nur die Tendenzen extern vorgegeben werden, welche direkt mit der untersuchten Parameterisierung gekoppelt sind. Das verwendete Verfahren zur Bestimmung der Wärme- und Feuchteadvektion ist in Abbildung 4 schematisch dargestellt. Es werden Modellintegrationen über jeweils zwei Tage ohne Advektionsterm durchgeführt, die mit den entsprechenden Radiosondendaten initialisiert werden. Die Rechnungen liefern als Ausgabe die diabatischen Terme, also die zeitliche Änderung der prognostischen Variablen aufgrund von nichtadvektiven Prozessen. Durch die Initialisierung mit reellen Stationsdaten sind die diabatischen Terme den jeweiligen meteorologischen Bedingungen angepaßt. Die Wahl von zwei

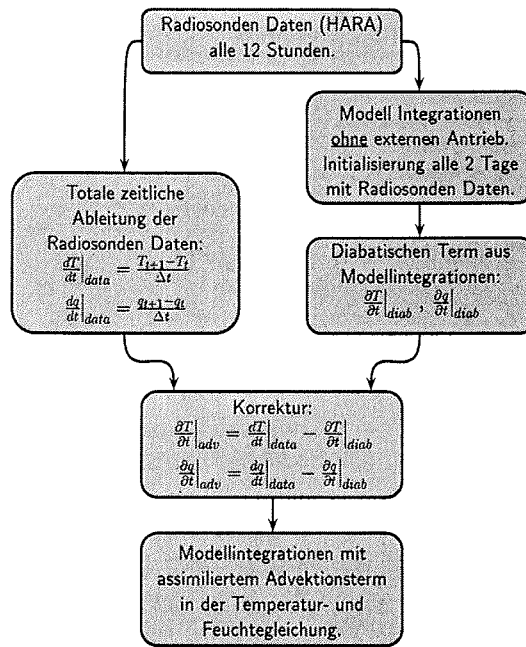


Abbildung 4: Schematische Darstellung des Verfahrens zur Erzeugung der Advektionsterme.

Tagen als Integrationszeit hat sich in Experimenten als geeignet erwiesen.

Parallel zu diesen Rechnungen wird aus Radiosondendaten die totale zeitliche Änderung der prognostischen Größen, gemittelt über jeweils 12 Stunden, bestimmt. Diese totalen Ableitungen berücksichtigen alle Prozesse in der Atmosphäre, die advektiven und die diabatischen. Die Differenzen zwischen den totalen Änderungen aus Daten und den diabatischen Termen aus den Zwei-Tages-Integrationen geben die gesuchten Advektionsterme für die Monatsintegrationen, gemäß

$$\frac{\partial T}{\partial t} \Big|_{adv} = \frac{dT}{dt} \Big|_{data} - \frac{\partial T}{\partial t} \Big|_{diab} \quad (61)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} \Big|_{adv} = \frac{dq}{dt} \Big|_{data} - \frac{\partial q}{\partial t} \Big|_{diab} \quad (62)$$

Ein Beispiel für eine Monatsintegration mit dem eindimensionalen Modell mit berücksichtigter Advektion aus Daten zeigt Abbildung 5. Hier sind die Höhen-Zeit-Schnitte der Temperatur und der spezifischen Feuchte von Norilsk für den Januar 1991 dargestellt. Bei einem Vergleich mit den entsprechenden Graphen der Ra-

2.7 Bestimmung der Advektion

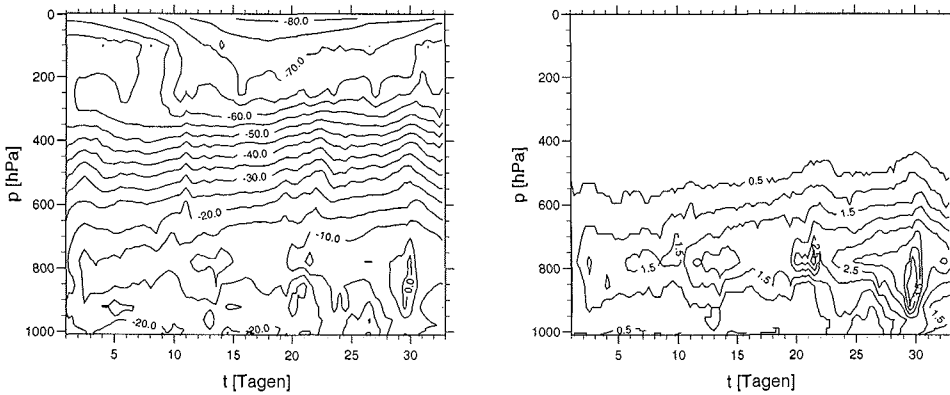


Abbildung 5: Höhen-Zeit-Schnitt der Temperatur (links) in $^{\circ}\text{C}$ und der spezifischen Feuchte (rechts) in g/kg für einen Modellauf mit Advektion.

diosondendaten, welche in Abbildung 6 dargestellt sind, erkennt man eine sehr gute Übereinstimmung der qualitativen Strukturen, wie zum Beispiel eine Erwärmung am 30. Tag mit einem Maximum in einer Höhe von 850 hPa. Der quantitative Vergleich zeigt zwar immer noch Abweichungen bis zu maximal 10°C in der Temperatur und 2 g/kg in der Feuchte, jedoch kann festgestellt werden, dass mit berücksichtigter Advektion das typische Klima eines arktischen Wintermonats mit einem eindimensionalen höhenabhängigen Klimamodell simuliert werden kann.

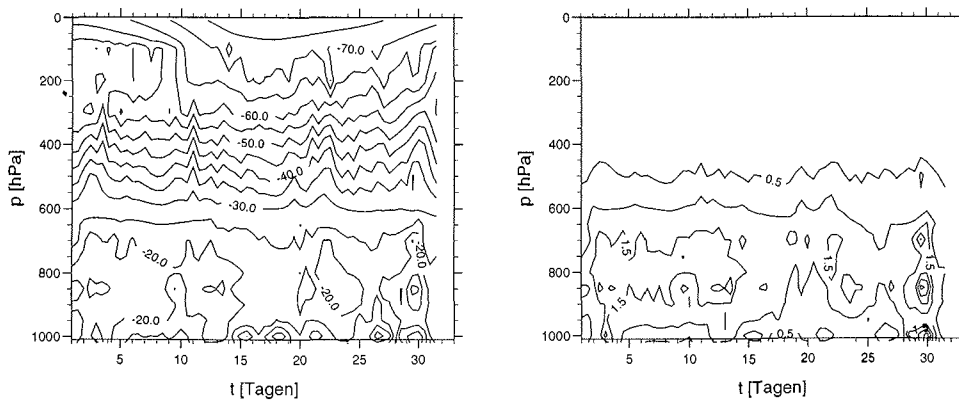


Abbildung 6: Höhen-Zeit-Schnitt der Temperatur (links) in $^{\circ}\text{C}$ und der spezifischen Feuchte (rechts) in g/kg aus Radiosondendaten.

3 Klimasimulationen mit dem eindimensionalen Modell

3.1 Numerik und Antrieb

3.1.1 Räumliche und zeitliche Diskretisierung

Das in Kapitel 2 vorgestellte Modell beschreibt die Entwicklung der prognostischen Variablen als stetige und differenzierbare Funktionen des Ortes und der Zeit. Zur numerischen Lösung des Gleichungssystems muß eine räumliche und zeitliche Diskretisierung vorgenommen werden.

Die einzige räumliche Koordinate im eindimensionalen Modell ist die Vertikale, welche durch Hybridkoordinaten des Druckes beschrieben wird. Diese Hybridkoordinaten folgen in den untersten Schichten dem Bodendruck und sind in den obersten Schichten Niveaus konstanten Druckes. Die vertikale Koordinate überdeckt einen Bereich vom Erdboden bis in die untere Stratosphäre bei 10 hPa und ist in der eindimensionalen Modellversion in 25 Schichten aufgelöst. Davon liegen — je nach Höhe der Grenzschicht — etwa 10 innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht. Die genauen Druck- und Höhenwerte der Schichten sowie das Verfahren zur Berechnung sind in Anhang B angegeben.

Das Modell arbeitet mit einem Zeitschritt von 5 Minuten ($\Delta t = 300$ s) und benutzt für die Zeitintegration ein semi-implizites Leapfrog-Schema. Dabei gehen zur Bestimmung des Funktionswertes zur Zeit $t + \Delta t$ die Werte zur Zeit t und $t - \Delta t$ ein. Dieses Verfahren erzeugt zwei Lösungsmoden, zum einen eine physikalische Mode, welche die Lösung des Systems darstellt und zum anderen eine unphysikalische Lösungsmoden mit einer Periode von $2\Delta t$, welche mit einem Asselin-Zeitfilter unterdrückt wird.

3.1.2 Stabilität

Das Asselin-Zeitfilter für eine diskrete Zeitserie $X(t)$ ist definiert als

$$\overline{X(t)} = X(t) + 0.5 \cdot \nu \cdot [\overline{X(t-1)} - 2 \cdot X(t) + X(t+1)],$$

wobei ν der Filterparameter ist und der Querstrich die mit dem Asselin-Filter zeitgemittelte Größe bezeichnet. Asselin (1972) zeigt, daß der so konstruierte Filter geeignet ist, um sowohl die unphysikalische Mode, als auch externe und interne Schwerewellen in der physikalischen Mode zu dämpfen. Bei der Wahl des Filterparameters muß ein Optimum bezüglich des Zeitschrittes und der Stärke der gewünschten Dämpfung gefunden werden. Im hier verwendeten Modell ist der Standardwert der Filterkonstanten $\nu = 0.05$.

Abbildung 7a zeigt die 2m-Temperatur von zwei Modellläufen mit verschiedenen Filterkonstanten ($\nu = 0.05$ und $\nu = 0.25$). Es wurde über zehn Tage integriert und

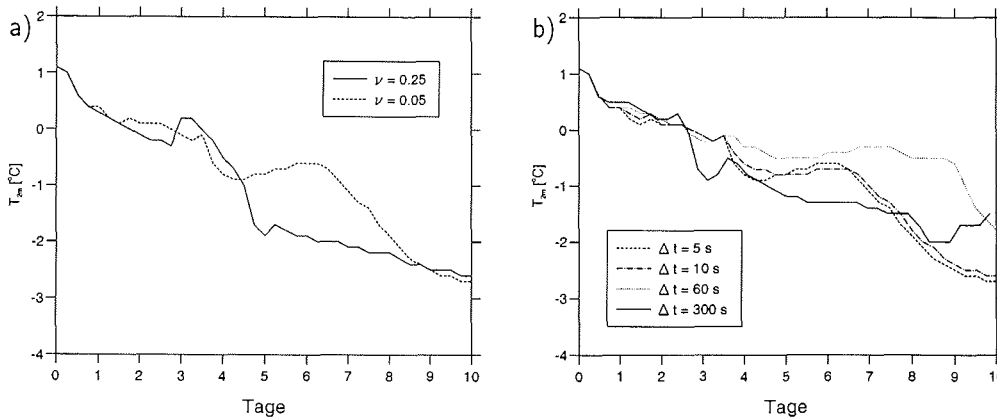


Abbildung 7: 2m-Temperatur von (a) Modellläufen mit verschiedenen Filterkonstanten ν und von (b) Modellläufen mit verschiedenen Zeitschritten der Integration.

kein äußerer Antrieb verwendet. Es gilt bei dem verwendeten Filter allgemein, daß für $\nu \leq 1$ kleinere Filterkonstanten eine geringere Dämpfung bedeuten und daß kleine Frequenzen weniger stark gedämpft werden als große. Aus den 2m-Temperaturen der beiden Modellläufe mit verschiedenen Filterkonstanten erkennt man, daß bis zum 1. Tag identische und bis zum Tag 4.5 Lösungen mit nur geringen Unterschieden auftreten. Danach unterscheiden sich die 2m-Temperaturen um bis zu 1.5 K.

Für die Stabilität des Modells ist die Wahl des Zeitschrittes für die Integration entscheidend. So zeigt Gross (1995), daß in einem stationären eindimensionalen Grenzschichtmodell Bifurkationen auftreten können, wenn der Zeitschritt nicht optimal gewählt ist. In der Lösung einer nichtlinearen Differentialgleichung mit Dämpfungsterm finden Kalnay und Kanamitsu (1988) bei Verwendung verschiedener Zeitintegrationsverfahren nichtstationäre Lösungen, wobei Drei-Schritt-Verfahren, wie das Leapfrog-Schema, instabil werden. Um den Einfluß verschiedener Zeitschritte auf das Lösungsverhalten zu untersuchen, wurde das Modell ohne externen Antrieb mit vier verschiedenen Zeitschritten über 10 Tage integriert. In Abbildung 7b sind die 2m-Temperaturen der jeweiligen Läufe dargestellt. Der im eindimensionalen Modell als Standardwert verwendete Zeitschritt von $\Delta t = 300$ s ist identisch mit dem in der dreidimensionalen Modellversion benutzten. Es ist zu erkennen, daß die Lösungen aller vier Simulationen bis zum dritten Tag kaum voneinander abweichen, danach jedoch signifikante Unterschiede auftreten. Die Ergebnisse der Simulationen mit den verschiedenen Zeitschritten machen deutlich, daß für den Test einer Parameterisierung im eindimensionalen Modell, die später im dreidimensionalen Modell verwendet werden soll, die Wahl des gleichen Zeitschrittes wie im dreidimensionalen wichtig ist.

3.1.3 Randbedingungen

Wie in Kapitel 2.7 beschrieben, werden die Monatsintegrationen mit dem eindimensionalen Modell mit extern vorgegebenen, zeitabhängigen Advektionstermen in der Temperatur und der Feuchte durchgeführt. Die zur Bestimmung dieser Terme verwendeten Daten entstammen dem Historical Arctic Rawinsonde Archive⁶ (NSIDC, 1992). Die Daten liegen für die ausgewählten Stationen in der Regel alle 12 Stunden vor und werden nach einer Qualitätskontrolle auf ein Höhen-Zeit-Gitter (mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden und einer vertikalen Einteilung in die 25 vom Modell verwendeten Schichten, die im Anhang B angegeben sind) interpoliert. Dabei wird eine räumliche vertikale und eine zeitliche Spline-Interpolation durchgeführt, um auch in Bereichen, besonders in großen Höhen, interpolierte Daten zu erhalten, wo die Dichte an Meßdaten gering ist. Für die Bestimmung der Advektion ist es notwendig, über den gesamten Höhen- und Zeitbereich ein Datenfeld vorliegen zu haben.

Die unteren Randbedingungen sind abhängig von der Art des Untergrundes. Bei einem Simulationspunkt über Land werden die Bodentemperatur und Bodenfeuchte in der untersten Schicht des Bodenblockes aus klimatologischen Werten vorgegeben sowie ein Wärmefluß aus tiefer liegende Schichten vernachlässigt. Die aerodynamische Rauigkeit, die Albedo und der Startwert der Schneehöhe sind weitere Parameter. Bei einem Punkt über Meereis wird die Eisdicke und über offenem Ozean die Oberflächentemperatur⁷ vorgeschrieben. Alle klimatologischen Werte sind den Datensätzen für die Randbedingungen des dreidimensionalen Modells entnommen und auf die jeweiligen Koordinaten des eindimensionalen Modells interpoliert worden.

3.1.4 Untersuchungen des Mischungswegansatzes

In diesem Abschnitt soll der Ansatz der Beschreibung der turbulenten Austauschkoefizienten mit einem turbulenten Mischungsweg genauer untersucht werden. Die Gleichungen 27 setzen die turbulenten Mischungswege l_M und l_H in Beziehung zur Höhe und zu den asymptotischen Werten $l_{M,\infty}$ und $l_{H,\infty}$. In der Standardversion des Modells (ECHAM3) sind die konstanten Werte

$$l_{M,\infty} = 160 \text{ m} \quad \text{und} \quad l_{H,\infty} = l_{M,\infty} \cdot \sqrt{\frac{3}{2}} \cdot d$$

mit $d = 5$ gewählt. Blackadar (1962) gibt für den asymptotischen Mischungsweg des Impulses zwei Formulierungen an, die beide vom Coriolis-Parameter und einer Geschwindigkeitsskala abhängen:

$$l_{M,\infty} = \begin{cases} 2.7 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{G}{f} \\ 0.009 \cdot \frac{u_*}{f} \end{cases}$$

⁶kurz HARA

⁷kurz SST, Sea Surface Temperature

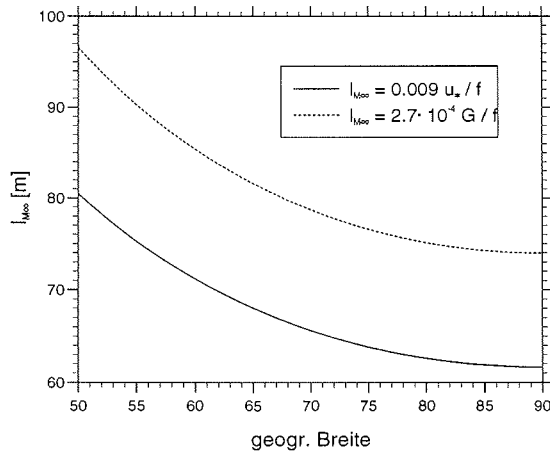


Abbildung 8: Verschiedene Ansätze für die asymptotische Mischungsweglänge aufgetragen über die geographische Breite für einen geostrophischen Wind von $G = 40 \text{ m/s}$ und eine Reibungsgeschwindigkeit von $u_* = 1 \text{ m/s}$.

Dabei ist G der Betrag des geostrophischen Windes, f der Coriolis-Parameter und u_* die Reibungsgeschwindigkeit. Abbildung 8 zeigt die Graphen der beiden Funktionen für relativ große Werte des geostrophischen Windes sowie der Reibungsgeschwindigkeit ($G = 10 \text{ m/s}$, $u_* = 1 \text{ m/s}$) und damit auch relativ große Werte des Mischungsweges, aufgetragen über die geographische Breite. Es ist deutlich zu erkennen, daß gerade in hohen Breiten das Anwachsen der Coriolis-Kraft zu einer Verkürzung des Mischungsweges führt. Ein Wert von 160 m , wie oben angenommen, wird in polaren Breiten kaum erreicht.

Den Einfluß verschiedener Mischungsweglängen auf Simulationen mit dem ein-dimensionalen Modell zeigt Abbildung 9. Hier sind für einen Punkt über Land der sensible Wärmefluß am Boden (a) und die 2m -Temperatur für fünf verschiedene Mischungsweglängen aufgetragen. Die Modellläufe wurden mit Radiosondenprofilen der Station Norilsk (69.3° N , 88.3° O) vom 01.01.1991, 0:00 Uhr initialisiert und ohne extern vorgegebene Advektion über 15 Tage gerechnet. Die beobachtete starke Abkühlung resultiert aus der fehlenden solaren Einstrahlung im polaren Winter.

Aus den Gleichungen 29 bzw. 30 erkennt man, daß die turbulenten Austauschkoefizienten bei gleichen atmosphärischen Bedingungen proportional zum Mischungsweg sind. Daraus folgt, daß bei einer Verkleinerung des Mischungsweges eine Abschwächung des turbulenten Austausches in der atmosphärischen Grenzschicht zu erwarten ist. Dieses Verhalten zeigt Abbildung 9a, wobei der sensible Wärmefluß am Boden um so größer wird, je länger der Mischungsweg ist. Es wird deutlich, daß eine veränderte Parameterisierung in der Grenzschicht stark auf die Flüsse am

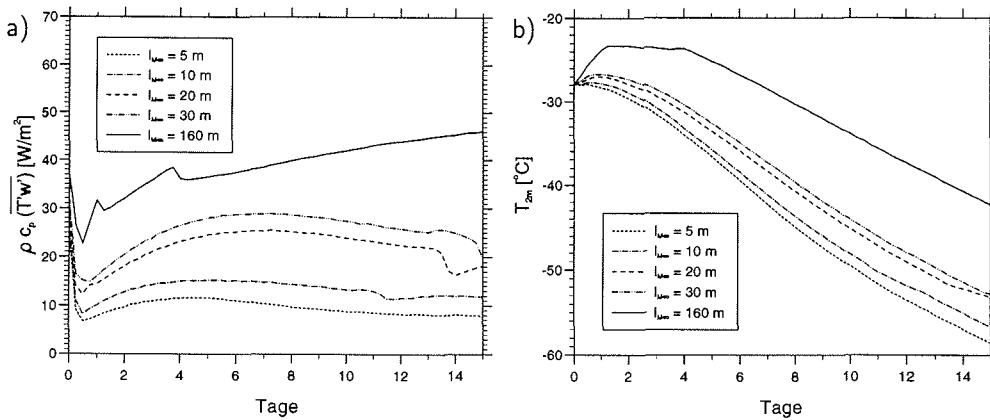


Abbildung 9: (a) Sensibler Wärmefluß am Boden und (b) 2m-Temperatur von Modellläufen mit verschiedenen asymptotischen Mischungswegen. Ein positives Vorzeichen beim Wärmefluß bedeutet einen Fluß vom Boden in die Atmosphäre.

Boden wirkt, die mittels Gleichung 31 bis 34 bestimmt werden. Eine Verlängerung des Mischungsweges von 5 m auf 160 m bewirkt eine Erhöhung der Wärmeflusses vom Erdboden in die Atmosphäre von 9 W/m^2 auf etwa 40 W/m^2 und führt damit zu einer Destabilisierung der Grenzschicht. Dieses Signal im Wärmefluß hat eine signifikante Auswirkung auf die in Abbildung 9b dargestellte 2m-Temperatur. Die Temperaturen zwischen beiden Läufen erreichen Unterschiede in der Größenordnung von bis zu 15 K.

Man kann feststellen, daß eine Formulierung mit einem konstanten asymptotischen Mischungsweg, welcher für mittlere Breiten gewählt wurde und nicht vom Coriolis-Parameter abhängt, gerade in hohen Breiten zu einer Überschätzung des turbulenten Austausches führt und mit einem starken Einfluß auf die 2m-Temperatur verbunden ist.

3.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

Im folgenden Kapitel wird für den Januar 1991 zuerst das Klima an zwei ausgewählten Landstationen anhand von Radiosondendaten beschrieben und dann mit dem eindimensionalen Modell unter Berücksichtigung der Advektion simuliert. Bei diesen Simulationen wird der Einfluß zweier verschiedener Formulierungen für den turbulenten Austausch von Impuls, Wärme und Feuchte in der atmosphärischen Grenzschicht untersucht.

3.2.1 Beschreibung des arktischen Winterklimas ausgewählter Stationen anhand von Radiosondendaten

Die geographische Lage der ausgewählten meteorologischen Stationen zur Untersuchung des arktischen Winterklimas zeigt Abbildung 10. Da die Landpunkte möglichst

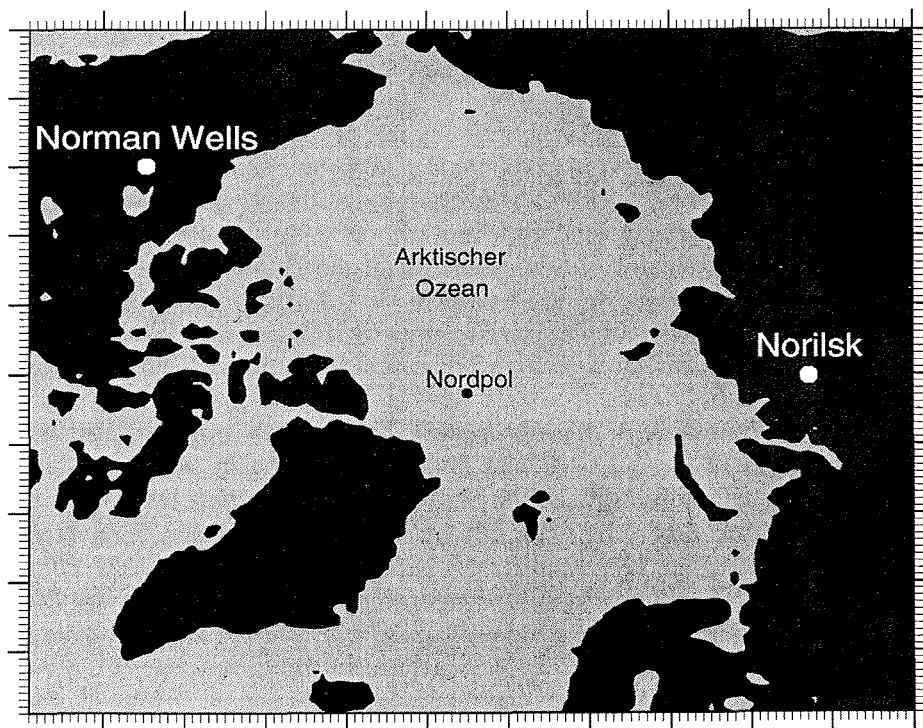


Abbildung 10: Karte der Arktis mit der geographischen Lage der meteorologischen Stationen, an denen das Klima mit dem eindimensionalen Modell untersucht wird.

gering durch das Meer beeinflusst sein sollten, wurden Norilsk in der sibirischen Arktis bei 69.3°N, 88.3°O und Norman Wells in der kanadischen Arktis bei 65.3°N, 126.8°W ausgewählt. An beiden Stationen liegen alle 12 Stunden Radiosondendaten vor.

Abbildung 11 zeigt die über den Monat Januar 1991 gemittelten Profile der Temperatur (a), der spezifischen Feuchte (b), der Windgeschwindigkeit (c) und der Windrichtung (d) bestimmt aus Radiosondendaten für die beiden Stationen Norilsk und Norman Wells.

An der Station Norilsk erreicht die Temperatur am Boden im Monatsmittel einen Wert von -24°C . Das Profil selbst weist eine für die Polargebiete im Winter typische Form auf. Die Temperatur nimmt vom Boden aus mit der Höhe um 5 K zu, erreicht bei etwa 850 hPa (das entspricht 1300 m) ein Maximum von -19°C und sinkt dann durchgehend ab. Diese Bodeninversion bildet sich aufgrund der stark negativen Strahlungsbilanz und der dadurch verursachten Abkühlung der untersten, bodennächsten Luftschichten. Ein Vergleich mit Serreze et al. (1992) zeigt, daß dieses Temperaturprofil typisch ist für das kontinentale Gebiet des zentralen Sibiriens und in ähnlicher Form als klimatologisches zeitliches Mittel auftritt. Serreze et al. (1992) geben für das Gebiet um Norilsk als klimatologisches Mittel für den Winter (Januar bis März) an, daß bei 97% aller Radiosondenprofile eine Inversion auftritt, welche eine Tiefe von 700 m und eine Temperaturdifferenz von 7 K besitzt. Das Profil der monatsgemittelten spezifischen Feuchte ist eng mit der Temperatur gekoppelt, da eine Erhöhung der Temperatur eine Erhöhung der Aufnahmekapazität der Atmosphäre an Feuchte bedingt. Oberhalb eines Bodenwertes von 0.85 g/kg folgt eine Zunahme der Feuchte bis 850 hPa mit einer Differenz von 0.6 g/kg. Serreze et al. (1995) erhalten als zonales Mittel bei 70°N für den Januar ein Feuchteprofil mit Inversion, welches einen Bodenwert von 0.8 g/kg und ein um 0.2 g/kg größeres Maximum bei 950 hPa aufweist. Aus den Profilen der Windgeschwindigkeit und Windrichtung erkennt man, daß im Monatsmittel Bodenwinde der Stärke fünf (8 m/s) aus südlichen Richtungen auftreten.

Die monatsgemittelten Profile der Station Norman Wells zeigen ebenfalls die typische Temperaturinversion sowie eine Zunahme der Feuchte mit der Höhe. Die Temperatur weist einen Bodenwert von -21.3°C auf und nimmt bei etwa 850 hPa den maximalen Wert von -17.2°C an. Als Inversionsparameter der Temperatur geben Kahl et al. (1992) im klimatologischen Mittel der Jahre 1955 bis 1987 für den Januar eine Tiefe von 700 m und eine Temperaturdifferenz von 12.5 K an. Zur Erklärung der Unterschiede sei darauf hingewiesen, daß in den Arbeiten von Serreze et al. (1992) und Kahl et al. (1992) jedes gemessene Profil auf eine Inversion untersucht wurde und beim Auftreten einer solchen die Parameter bestimmt wurden. In dieser Arbeit wurde das Monatsmittel aus allen Modellausgaben berechnet, unabhängig davon, ob sich eine Inversion ausgebildet hatte oder nicht. Das Profil der spezifischen Feuchte startet am Boden mit einem Wert von 0.8 g/kg und erreicht bei 850 hPa sein Maximum von 1.07 g/kg. Der Wind weht am Boden mit einer Stärke 4 (5 m/s) aus süd- bis südwestlichen Richtungen und dreht mit zunehmender Höhe

3.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

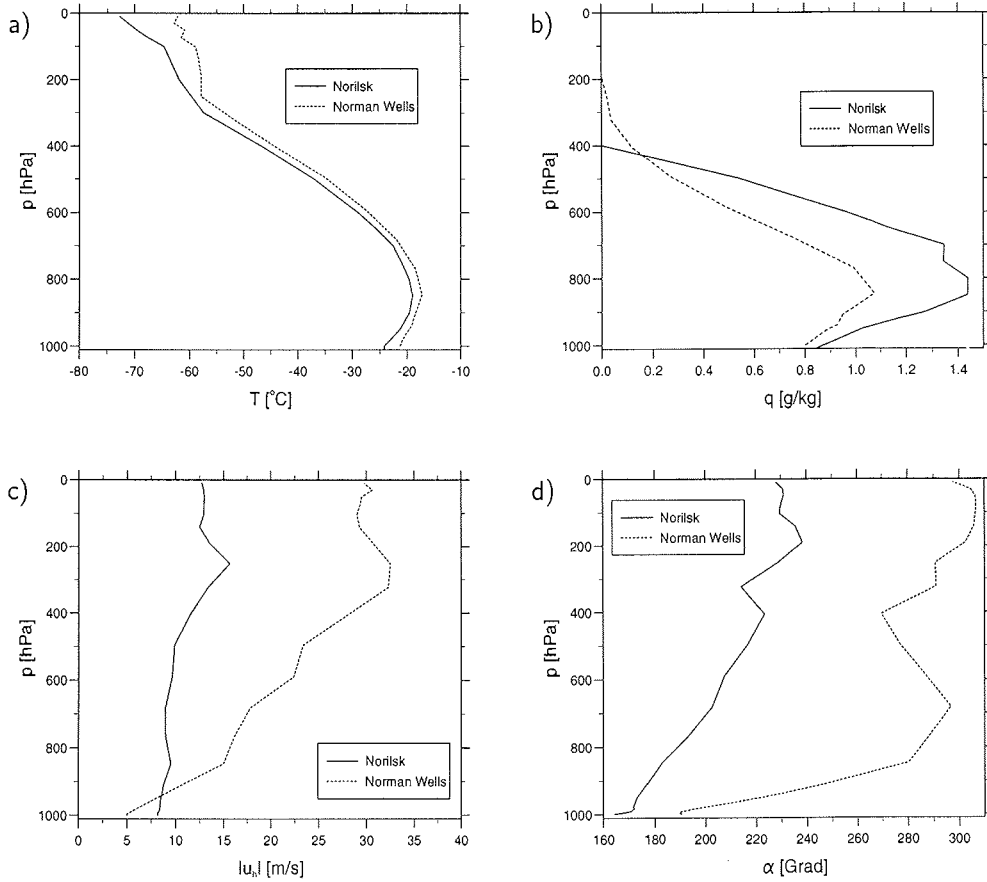


Abbildung 11: Monatsgemittelte Profile aus Radiosondendaten für den Monat Januar 1991 an den Stationen Norilsk und Norman Wells: (a) Temperatur, (b) spezifische Feuchte, (c) Windgeschwindigkeit und (d) Windrichtung. Bei der Windrichtung entspricht 180° Wind aus südlicher und 270° aus westlicher Richtung.

auf westliche bis nordwestliche Richtungen.

Beim Vergleich der klimatologischen Mittel der beiden Landstationen Norilsk und Norman Wells zeigt sich, daß beide durch eine starke Kontinentalität geprägt sind. Beide weisen eine deutliche Inversion in der Temperatur auf, wobei die Temperaturen in Norilsk durchgehend bis zu einer Höhe von 400 hPa etwa 2 K bis 3 K kälter sind als in Norman Wells. Die spezifische Feuchte steigt mit der Höhe an beiden Stationen bis etwa 800 hPa an, um dann kleiner zu werden. Norilsk zeigt fast über die gesamte Höhe eine feuchtere Atmosphäre. Diese Unterschiede lassen sich aus der Lage der beiden Stationen und der dort vorherrschenden Zirkulation erklären. Das Ursprungsgebiet der Norilsk erreichenden Luftmassen sind südliche wärmere Gebiete und auf dem Weg in die Arktis kühlen diese sich stark ab, sind aber noch relativ feucht. Im Gegensatz dazu kommen die Luftmassen in Norman Wells aus dem Gebiet der eisbedeckten zentralen Arktis, wo sie einen Betrag ihrer Feuchte verlieren. Dieses wird durch das Windfeld in 850 hPa (Abb. 34d) verdeutlicht, welches ECMWF-Analysen des Januar 1991 darstellt.

3.2.2 Vergleich verschiedener Parameterisierungen der atmosphärischen Grenzschicht

Zu Beginn dieses Abschnittes werden Simulationen mit der Originalversion des eindimensionalen Modells HIRHAM, welche für die Grenzschichtparameterisierung eine Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie in der bodennahen Grenzschicht und einen Mischungswegansatz in der Ekman-schicht verwendet und Radiosondendaten verglichen.

Das Ziel ist es zu prüfen, ob das Klima an den ausgewählten Stationen mit dem vorgestellten Verfahren zur Bestimmung der Advektion wiedergegeben werden kann. Das Fehlen der solaren Einstrahlung im polaren Winter führt an den Stationen zu einer starken, durch langwellige Ausstrahlung bedingten Abkühlung der bodennahen Luftschichten. Diese Abkühlung wird unter realen Bedingungen teilweise durch den Transport wärmerer Luftmassen aus mittleren Breiten kompensiert. Die Advektion im Modell wurde unter der Annahme bestimmt, daß zeitliche Änderungen in den mittleren Variablen an dem betrachteten Ort die horizontalen räumlichen Effekte hinreichend beschreiben. Hier soll nun gezeigt werden, wie gut das arktische Winterklima an den ausgewählten Stationen unter dieser Annahme wiedergegeben werden kann.

Die bei den Rechnungen fest vorgeschriebenen klimatologischen Parameter für den simulierten Monat Januar 1991 sind in Tabelle 2 aufgelistet. Man erkennt, daß die Temperaturen der tiefsten Bodenschicht an beiden Punkten über den gesamten Monat unterhalb des Gefrierpunktes liegen, es handelt sich hier um Permafrost-Boden. In dem verwendeten Modell, sowohl in der eindimensionalen als auch in der dreidimensionalen Version wird Permafrost nicht berücksichtigt. Effekte wie Gefrieren oder Auftauen des Bodens werden vernachlässigt, was für die hier untersuchten Stationen zu nicht korrekten Wärmeflüssen im Boden führen kann.

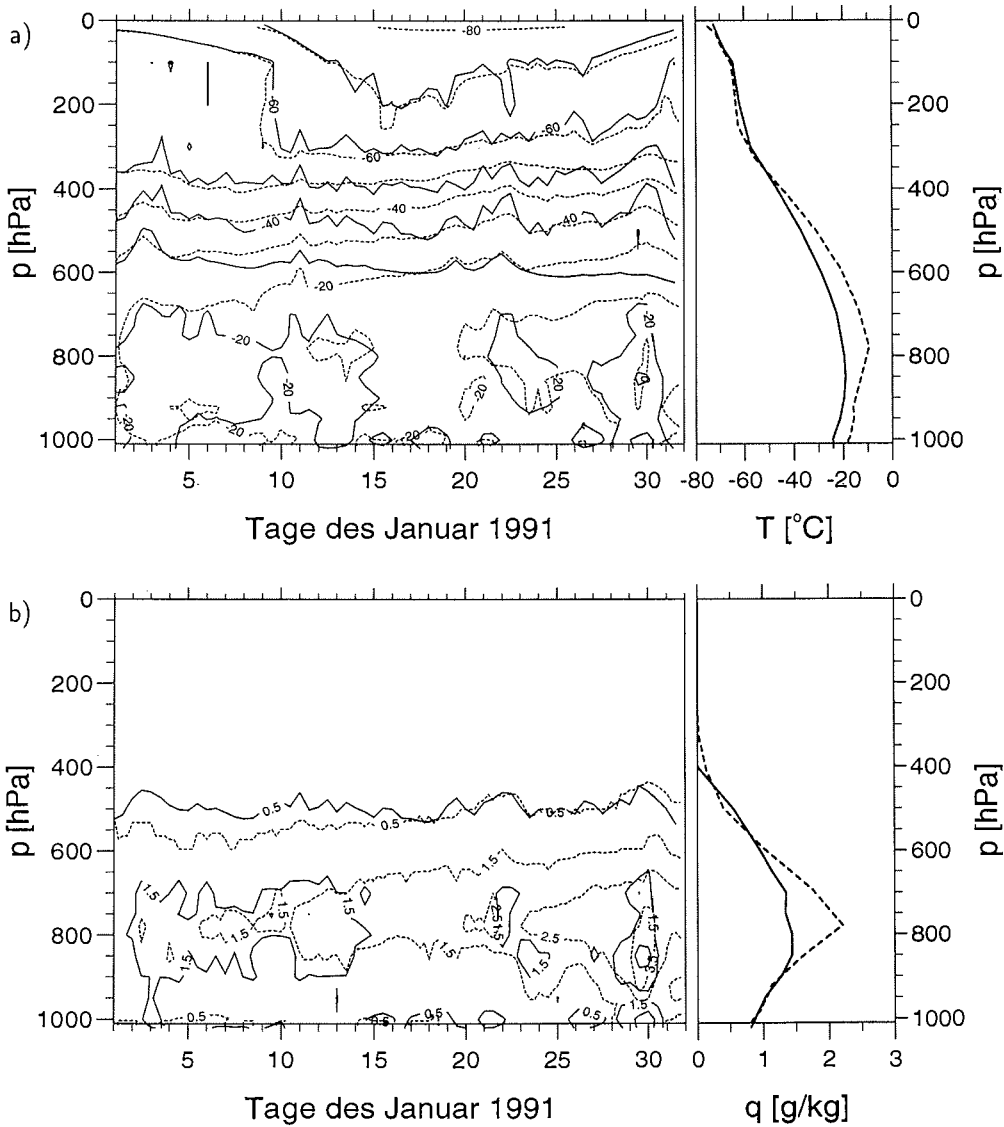


Abbildung 12: (a) Temperatur in [°C] und (b) spezifische Feuchte in [g/kg] aus Radiosondendaten (durchgezogene Linien) und Simulationsergebnissen (gestrichelte Linien) an der Station *Norilsk* für den Januar 1991. Jeweils links die Höhen-Zeit-Schnitte und rechts die Profile der monatsgemittelten Größen.

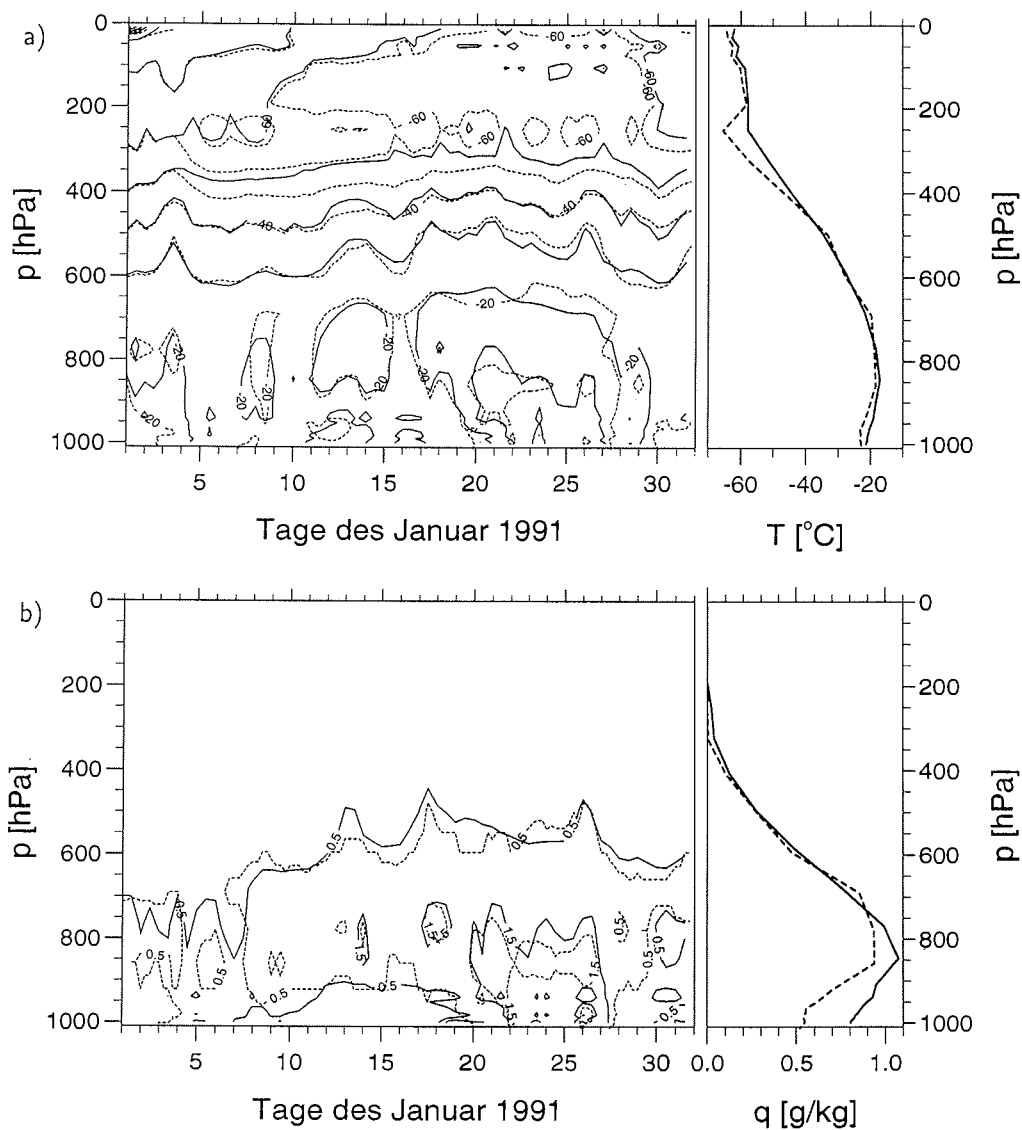


Abbildung 13: (a) Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ und (b) spezifische Feuchte in $[\text{g}/\text{kg}]$ aus Radiosondendaten (durchgezogene Linien) und Simulationsergebnissen (gestrichelte Linien) an der Station Norman Wells für den Januar 1991. Jeweils links die Höhen-Zeit-Schnitte und rechts die Profile der monatsgemittelten Größen.

3.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

	Norilsk	Norman Wells
Temperatur der tiefsten Bodenschicht	-14°C	-2°C
Feuchte der tiefsten Bodenschicht	0.28 g/kg	0.28 g/kg
Rauhigkeitslänge z_0	0.29 m	0.42 m
Albedo	72 %	67 %
Höhe der Station	220 m	318 m

Tabelle 2: Zusammenstellung der fest vorgegebenen Parameter für die Simulationen des Januar 1991.

Den Vergleich der Temperaturen und der spezifischen Feuchten aus Sondendaten und Modellergebnissen an der Station Norilsk zeigt Abbildung 12. Hier ist für beide Größen sowohl der zeitliche Verlauf mittels eines Höhen-Zeit-Schnittes sowie das Monatsmittel dargestellt. Man erkennt beim zeitlichen Verlauf der Temperatur, daß oberhalb von 400 hPa die Übereinstimmung von Radiosondendaten und Simulationsergebnissen sehr gut ist. Unterhalb von 400 hPa ist die simulierte Temperatur zu warm, im Monatsmittel bis zu 10 K bei etwa 800 hPa. Die spezifische Feuchte zeigt bei den Simulationsergebnissen größere Werte, welche um bis zu 0.8 g/kg feuchter sind. Trotzdem werden die qualitativen Strukturen, die durch die externe Advektion aufgeprägt werden, gut reproduziert, und die Monatsmittel zeigen den für einen arktischen Landpunkt im Winter typischen Verlauf mit einer bodengebundenen Inversion.

Die entsprechenden Graphen für Norman Wells in Abbildung 13 zeigen eine bessere Übereinstimmung von Radiosondendaten und Modellergebnissen. Die monatsgemittelte Temperatur der Simulation ist in der Troposphäre bis zu 3 K kälter. Die starke Abweichung bei 250 hPa ist durch Interpolationsfehler aufgrund fehlender Radiosondendaten auf das verwendete Gitter zurückzuführen. In dieser Höhe wird die Qualität der Daten schlecht. Die monatsgemittelte Feuchte der Simulation ist bis zu 0.3 g/kg trockener mit den größten Differenzen unterhalb von 750 hPa. Die zeitliche Entwicklung beider Variablen über den Monat Januar 1991 stimmt zwischen Modell- und Sondendaten sehr gut überein.

Es kann festgestellt werden, daß mit der in Kapitel 2.7 dargestellten Methode zur Bestimmung der Advektion Simulationen des zeitlichen Verlaufes von Temperatur und Feuchte über einen Monat durchgeführt und somit klimarelevante Prozesse mit einem eindimensionalen Modell untersucht werden können. Als mögliche Ursachen für die auftretenden Unterschiede zwischen Simulation und Beobachtung kann eine nicht vollkommen korrekte Berechnung der Advektionsterne, die festgehaltenen und nur grob bestimmten externen Parameter (Bodentemperatur, Bodenfeuchte, Albedo, Rauigkeit), die fehlende Berücksichtigung von Permafrost und die nicht adäquaten Modellparameterisierungen genannt werden. Dabei hat den größten Einfluß die Bestimmung der Advektion.

Kurzform	Erklärung
MO	Referenzversion: Monin-Obukhov-Ähnlichkeit in der Prandtl-Schicht und Mischungsweg-Ansatz in der Ekman-Schicht (original ECHAM3-Physik)
Ro ($T_l = 0$)	Rossby-Zahl-Ähnlichkeit im barotropen Fall, kein horizontaler Temperaturgradient
Ro ($T_l = +1 \cdot 10^{-5}$)	Rossby-Zahl-Ähnlichkeit im baroklinen Fall mit Kaltluftadvektion, Baroklinitätsparameter: $T_l = +1 \cdot 10^{-5}$ K/m
Ro ($T_l = -1 \cdot 10^{-5}$)	Rossby-Zahl-Ähnlichkeit im baroklinen Fall mit Warmluftadvektion, Baroklinitätsparameter: $T_l = -1 \cdot 10^{-5}$ K/m

Tabelle 3: Zusammenstellung der Modellversionen mit den verschiedenen Parameterisierungen der atmosphärischen Grenzschicht. Die aufgelisteten Kurzformen werden in der Arbeit als Bezeichnungen für die jeweilige Modellversion verwendet.

Es fällt auf, daß bei den Modellläufen an der Station Norilsk die simulierte monatsgemittelte Temperatur wärmer und die Feuchte größer als die Radiosonden-daten sind, während an der Station Norman Wells die Temperatur und die Feuchte geringere Werte zeigen. Eine plausible Erklärung für die Abweichungen ist, daß gerade bei starken zeitlichen Fluktuationen der Felder in der Zeitskala von einem Tag, wie sie an der Station Norilsk in der Temperatur und in der Feuchte bei 800 hPa sowie an der Station Norman Wells in der Feuchte unterhalb von 800 hPa auftreten, das Verfahren zur Bestimmung der Advektion nicht zufriedenstellend arbeitet, da die diabatischen Terme aus Modellintegrationen über zwei Tage abgeleitet wurden.

Um den Einfluß unterschiedlicher Ansätze für die Parameterisierung der atmosphärischen Grenzschicht, also einer modifizierten Modellphysik isoliert untersuchen zu können, werden im folgenden nur noch Vergleiche zwischen verschiedenen Modellläufen durchgeführt, bei denen die Advektion sowie alle anderen externen Parameter identisch sind. Dieses hat den Vorteil, daß Änderungen in den Modellsimulationen nur durch die modifizierte vertikale Turbulenzparameterisierung verursacht werden. Als Referenzlauf dient die Rechnung mit der Originalversion des Modells HIRHAM, also für die Grenzschichtparameterisierung der Ansatz mit einer Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie in der Prandtl-Schicht und einem Mischungswegansatz in der Ekman-Schicht.

In Tabelle 3 sind die verwendeten Versionen der Grenzschichtparameterisierung zusammengestellt und für jede eine Kurzform angegeben, die im folgenden als Bezeichnung für die jeweilige Modellversion verwendet wird. Die gewählten Barokli-

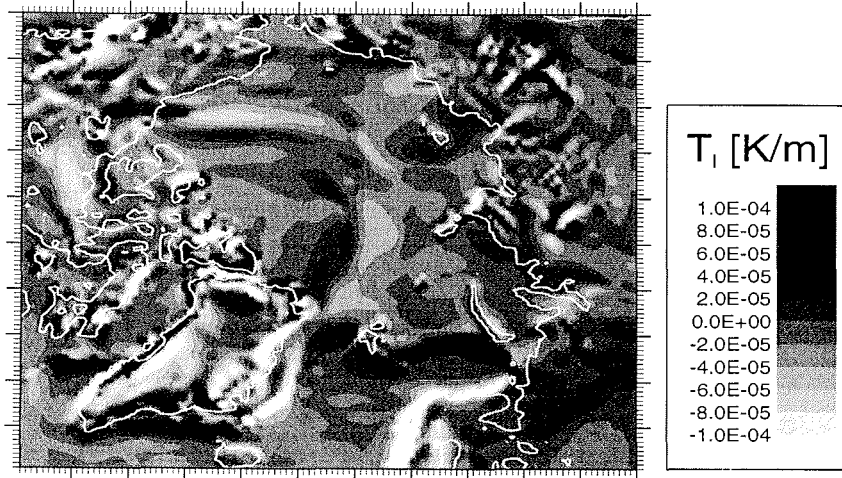


Abbildung 14: Karte des Baroklinitätsparameters, berechnet aus 2m-Temperatur und 10m-Wind einer Simulation des 8. Januars 1991, 12:00 Uhr mit dem dreidimensionalen Modell.

nitätsparameter $T_l = +1 \cdot 10^{-5} \text{ K/m}$ und $T_l = -1 \cdot 10^{-5} \text{ K/m}$ entsprechen einer Temperaturänderung von 1 K auf 100 km in Richtung des Bodenwindes. Das Vorzeichen bezeichnet jeweils eine Abkühlung und eine Erwärmung. Daß diese realistische Werte sind, zeigt Abbildung 14, in der für eine Simulation des 8. Januar 1991 12:00 Uhr der Baroklinitätsparameter bestimmt wurde. Die vom Betrag her größten Werte sind an den eisfreien Küsten Skandinaviens und Grönlands zu finden sowie an der Kante vom Meereis zum offenen Meer östlich von Spitzbergen.

Betrachtet man die universellen dimensionslosen Funktionen der baroklinen Rossby-Zahl-Parameterisierung (Abb. 66 im Anhang A.3), so erkennt man den Zusammenhang zwischen Baroklinitätsparameter und Störung der turbulenten Skala. Für die gewählten Baroklinitätsparameter ($T_l = \pm 1 \cdot 10^{-5}$) vergrößert sich die Reibungsgeschwindigkeit u_* mit dem negativen Parameter um bis zu 5% ($\Psi > 1$) und bewirkt eine stärkere vertikale turbulente Durchmischung. Der positiven Parameter wirkt entgegengesetzt mit einer bis zu 5% kleineren Reibungsgeschwindigkeit ($\Psi < 1$) und einer geringeren Turbulenz.

Den Einfluß der verschiedenen Modellversionen auf die simulierte 2m-Temperatur des Monats Januar 1991 an der Station Norilsk zeigt Abbildung 15. Hier sind die Temperaturen für den Referenzlauf mit MO-Parameterisierung (Abb. 15a) und die jeweiligen Differenzen „Referenzlauf MO minus Lauf Ro“ aufgetragen (Abb. 15b).

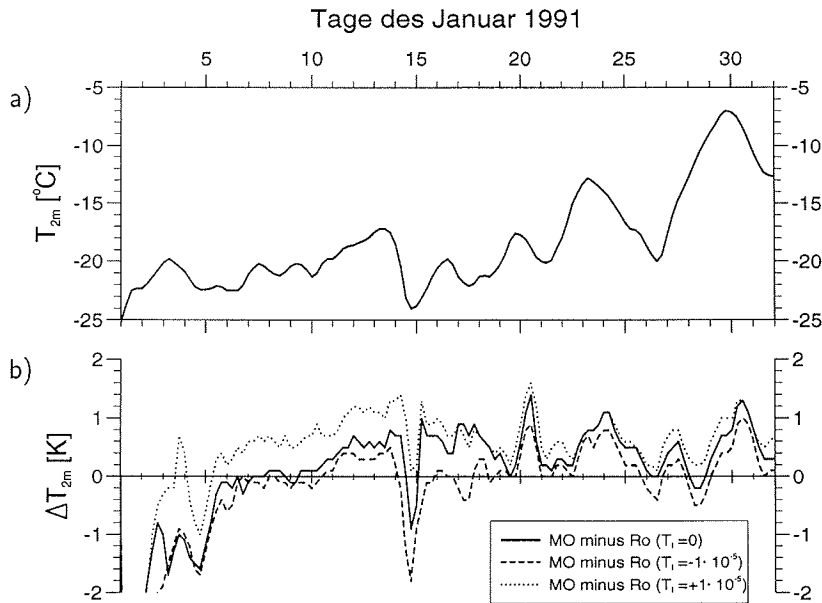


Abbildung 15: (a) Modellierter 2m-Temperaturverlauf an der Station *Norilsk* des Referenzlaufes MO für den Januar 1991 sowie (b) Differenzen zwischen dem Referenzlauf und den Simulationen mit Rossby-Zahl-Parameterisierung. Positive Werte bei den Differenzen bedeuten, daß die simulierte Temperatur des Referenzlaufes wärmer ist.

In den Temperaturen des Referenzlaufes ist der durch die Advektion aufgeprägte Temperaturgang zu erkennen, mit Temperaturen um die -20°C bis zum 20. Januar und eine Erwärmung auf -7°C um den 30. des Monats herum. Die Temperaturdifferenzen zeigen bei allen drei Sensitivitätsläufen überwiegend positive Werte, d.h. die 2m-Temperaturen des Referenzlaufes sind wärmer. Weiter ist aus Abbildung 15b zu erkennen, daß der positive Baroklinitätsparameter kältere und der negative wärmere 2m-Temperaturen im Vergleich zum barotropen Fall $\text{Ro}(T_i = 0)$ produziert. Die wärmeren Temperaturen der Rossby-Zahl-Parameterisierung im Vergleich mit der MO-Simulation kann man verstehen, wenn man den sensiblen Wärmefluß am Boden betrachtet.

In Abbildung 16 sind die absoluten Werte der sensiblen Wärmeflüsse am Boden für alle vier Modellläufe dargestellt. Der sensible Wärmefluß am Boden ist ein direktes Maß für die Stabilität der Atmosphäre, wobei ein positiver Fluß vom Boden in die Atmosphäre gerichtet ist und eine instabile thermische Schichtung bedeutet. Nun erkennt man aus Abbildung 16, daß bei Verwendung der MO-Parameterisierung über den gesamten Monat Januar 1991 fast nur neutrale bis instabile Schichtungen auftreten. Vergleicht man damit die Simulationen mit Rossby-Zahl-Parameterisierung,

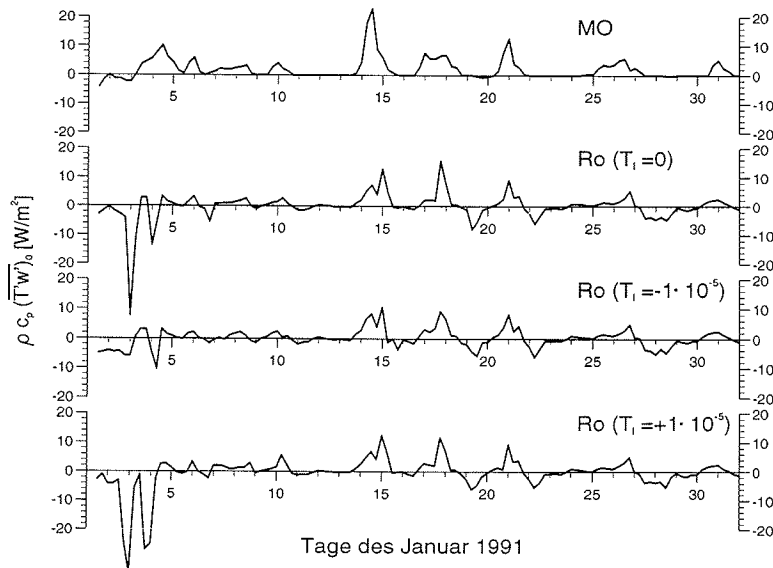


Abbildung 16: Sensibler Wärmefluß am Boden für alle vier Parameterisierungen der Grenzschicht an der Station *Norilsk* für den Januar 1991. Ein positives Vorzeichen entspricht einem Fluß vom Boden in die Atmosphäre.

so sind bei allen drei Läufen deutlich Abschnitte mit negativem Fluß, also stabiler Schichtung zu erkennen. Durch die Stabilisierung der atmosphärischen Grenzschicht mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung verstärkt sich die ausgebildete Temperaturinversion, was zu einem Absinken der 2m-Temperatur führt.

Die Unterschiede zwischen den Simulationen mit verschiedenen Baroklinitätsparametern sind bei den sensiblen Wärmeflüssen am Boden nicht deutlich zu erkennen, werden aber bei den folgenden Profilen deutlich.

Abbildung 17 zeigt, wie sich die Monatsmittel der Temperatur und der spezifischen Feuchte durch die modifizierte Parameterisierung für den Januar 1991 an der Station Norilsk ändern. Hier sind die monatsgemittelten Profile der Temperatur und der spezifischen Feuchte aus Simulationen des Referenzlaufes aufgetragen sowie die Differenzen „Referenzlauf MO minus Lauf Ro“ der Temperatur und die der spezifischen Feuchte. Dargestellt ist nur die untere Troposphäre bis zu einer Höhe von 3 km, um den interessierenden Bereich der Grenzschicht besser auflösen zu können. Das Temperaturprofil (Abb. 17a) weist eine ausgeprägte Inversion auf, deren Basis sich um 80 m vom Boden abhebt und die eine Ausdehnung bis zu einer Höhe von 2000 m mit einer Temperaturdifferenz von 9 K erreicht. Bei der spezifischen Feuchte (Abb. 17c) erkennt man eine Zunahme mit der Höhe von ähnlicher vertikaler Ausdehnung wie die Temperaturzunahme mit einer Differenz von 1.4 g/kg.

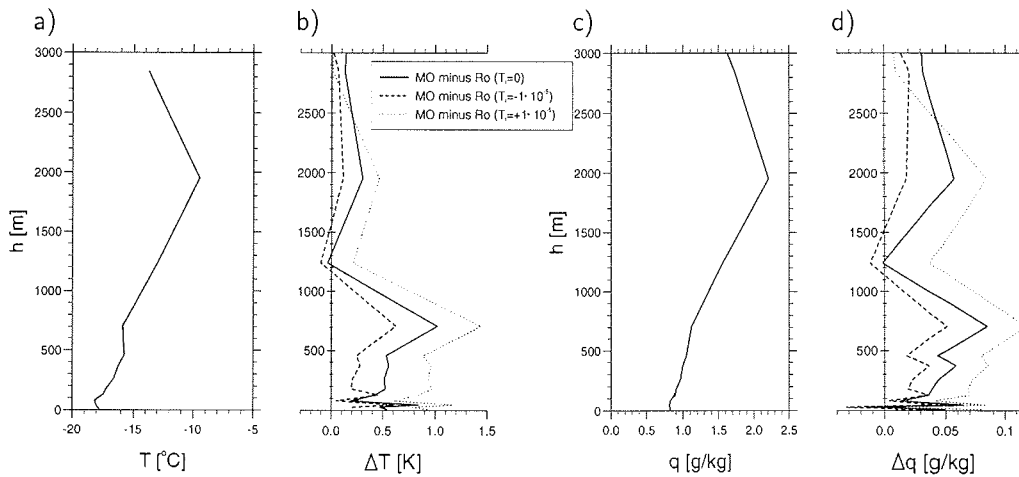


Abbildung 17: (a) Profil der über den Monat Januar 1991 gemittelten Temperatur, welche für die Station *Norilsk* mit MO-Parameterisierung (Referenzlauf) simuliert wurde. Die Abweichung durch die geänderte Parameterisierung (b) ist positiv, wenn der Referenzlauf eine wärmere Temperatur ergibt. (c) Profil der gemittelten spezifischen Feuchte und die entsprechenden Abweichungen (d). Hier stehen positive Werte für eine größere Feuchte des Referenzlaufes.

Die Temperaturdifferenzen ΔT (Abb. 17b) zeigen für alle Simulationen mit Rossby-Zahl-Parameterisierung im wesentlichen positive Werte unterhalb von 3000 m mit einem Maximum bei 700 m. Das bedeutet, daß das Monatsmittel der Temperatur bei allen drei Rossby-Läufen im betrachteten Bereich kälter als der MO-Lauf ist, wobei mit dem positiven Baroklinitätsparameter die größte Abweichung von bis zu 1.4 K auftritt. Der positive Parameter wirkt weiter stabilisierend auf die Schichtung der atmosphärischen Grenzschicht, was eine Verringerung des turbulenten Austausches zur Folge hat und damit ein Absinken der Temperaturen. Man erkennt ebenfalls aus den Profilen der Temperaturdifferenzen, daß die geänderte Turbulenzparameterisierung auch außerhalb der Grenzschicht bis in eine Höhe von 1200 m einen deutlichen Einfluß hat.

Die Abweichungen der mittleren Feuchteprofile (Abb. 17d) zeigen eine ähnliche vertikale Struktur: fast durchgehend trockener mit der maximalen Differenz bei 700 m, wobei mit positivem Baroklinitätsparameter maximal 0.12 g/kg erreicht werden. Auffallend ist hier das Verhalten in den unteren 100 m der Atmosphäre mit einem ausgeprägten Minimum der Feuchteabweichung bei 30 m, also einer Schicht, in der die Luft im Monatsmittel 0.03 g/kg feuchter ist.

Die Monatsmittel des prozentualen Wolkenbedeckungsgrades und des sensiblen Wärmeflusses als Profil über die untere Troposphäre für den Referenzlauf (MO)

3.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

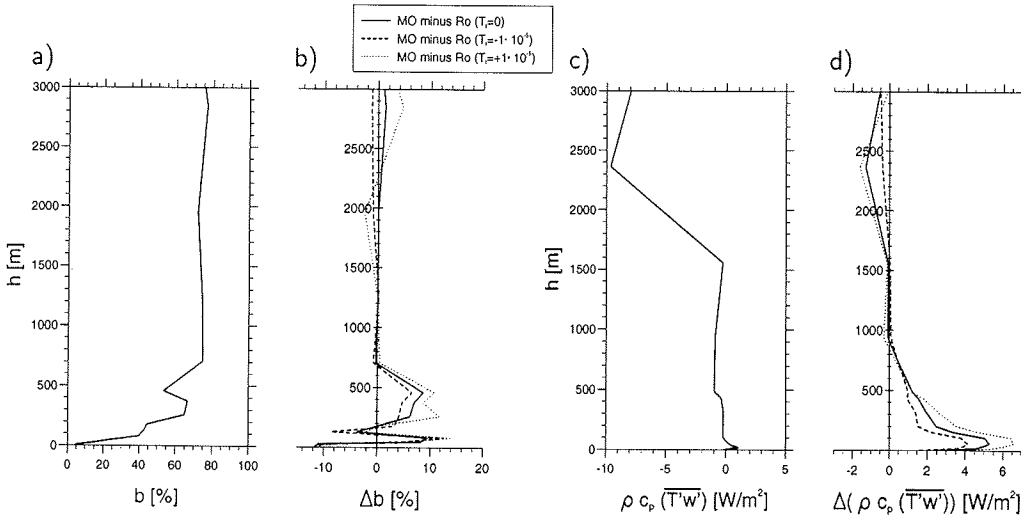


Abbildung 18: (a) Profil der über den Monat Januar 1991 gemittelten Wolkenbedeckung, welche für die Station Norilsk mit MO-Parameterisierung (Referenzlauf) simuliert wurde. Die Abweichung durch die geänderte Parameterisierung (b) ist positiv, wenn der Referenzlauf eine höhere Wolkenbedeckung ergibt. (c) Profil des gemittelten sensiblen Wärmeflusses aus dem Referenzlauf, bei dem ein positives Vorzeichen einen nach oben gerichteten Fluß darstellt. Bei den Abweichungen (d) zwischen MO- und Rossby-Zahl-Parameterisierung steht ein positiver Wert für einen größeren Wärmefluß des Referenzlaufes.

sowie die jeweiligen Abweichungen durch die Rossby-Zahl-Parameterisierung zeigt Abbildung 18. Der Bedeckungsgrad b mit $0 \leq b \leq 1$ wird diagnostisch über die relative Feuchte r bestimmt:

$$b = \frac{r - r_{crit}}{1 - r_{crit}} \quad (63)$$

Die kritische relative Feuchte r_{crit} ist abhängig von der Höhe und gibt an, ab welchem mittleren Feuchtegehalt am entsprechenden Gitterpunkt Wolkenbildung einsetzen kann. Sie hat folgende fest vorgegebene Werte (von der untersten Modellschicht 25 aus):

Schicht	25	24	23	22	21	20	19 ... 1
r_{crit}	0.99	0.96	0.93	0.90	0.88	0.86	0.85

Der Bedeckungsgrad (Abb. 18a) wächst vom Boden aus an, erreicht bei 350 m ein Maximum von 70 %, sinkt dann mit der Höhe um 10 % ab und erreicht ab 700 m einen nahezu konstanten Wert von 75 %. Die Differenzen Δb (Abb. 18b) zeigen, daß alle drei Rossby-Zahl-Parameterisierungen bis in eine Höhe von 700 m im wesentlichen eine geringere monatsgemittelte Wolkenbedeckung von maximal 14 % simulieren,

aber in einer Schicht zwischen 100 m und 200 m der Bedeckungsgrad um maximal 9 % größer ist.

Die Wolkenbedeckung ist über die Gleichung 63 mit der Feuchte gekoppelt. Eine Abnahme der Feuchte bewirkt eine Abnahme der Wolkenbedeckung oberhalb des kritischen Wertes. Sinkt die Feuchte unter den kritischen Wert, so bilden sich keine Wolken. Das Absinken der Feuchte durch die Rossby-Zahl-Parameterisierung zeigt in der Wolkenbedeckung das deutlichste Signal unterhalb von 700 m. Den größeren Bedeckungsgrad zwischen 100 und 200 m im Vergleich mit dem Referenzlauf kann man sich trotz der geringeren Feuchte in diesem Höhenbereich dadurch erklären, daß stärkere zeitliche Fluktuationen der Feuchte als im Referenzlauf auftreten. Dabei erreicht die Rossby-Zahl-Parameterisierung öfter den kritischen Wert zur Wolkenbildung, zeigt aber auch Abschnitte mit deutlich niedrigeren Feuchtwerten als der Referenzlauf. Damit erhält man im Monatsmittel eine geringere Feuchte und eine größere Wolkenbedeckung.

Der sensible Wärmefluß des Referenzlaufes (Abb. 18c) zeigt eine mehr oder weniger neutrale Schichtung, welche sich im Modellauf mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung signifikant zu einer stabilen Schichtung ändert. Die Wärmeflüsse unterhalb von 900 m haben geringere Werte in den Simulationen mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung, am geringsten beim Lauf mit dem positiven Baroklinitätsparameter. Der Baroklinitätsparameter wirkt unmittelbar auf den vertikalen turbulenten Impuls-, Wärme- und Feuchtefluß, wobei ein negativer Parameter zu einer Erhöhung und ein positiver zu einer Verringerung der Flüsse im Vergleich zum barotropen Fall führt.

Nun kann auch das Verhalten der Temperatur- und Feuchteprofile erklärt werden. Die Rossby-Zahl-Parameterisierung führt in allen drei Sensitivitätsläufen mit den verschiedenen Baroklinitätsparametern zu einer Stabilisierung der atmosphärischen Grenzschicht. Dabei bewirkt der positive Parameter, welcher einen Zustand mit Kaltluftadvektion beschreibt die stärkste Stabilisierung, während der negative mit Warmluftadvektion verbundene am wenigsten stark stabilisierend wirkt. Diese mit Kaltluftadvektion verbundene Stabilisierung verursacht eine Verstärkung der Temperaturinversion und somit kältere Temperaturen und geringere Feuchten unterhalb einer Höhe von 1200 m. Dieses Verhalten wirkt sich deutlich durch eine Abnahme der Wolkenbedeckung in diesem Höhenbereich aus.

	MO	Ro $T_l = 0$	Ro $T_l = -1 \cdot 10^{-5}$	Ro $T_l = +1 \cdot 10^{-5}$
Norilsk	76	61	77	61
Norman Wells	143	140	143	141

Tabelle 4: Monatsgemittelte Grenzschichthöhen für den Januar 1991 in [m].

Eine weitere die Stabilität der Atmosphäre beschreibende Größe ist die Höhe der atmosphärischen Grenzschicht. In der Modellversion mit Rossby-Zahl-Parameterisierung wird die Höhe über eine universelle dimensionslose Funktion berechnet (Gleichung 45). Diese Höhe wird hier jedoch nicht verwendet, um einen Vergleich mit der MO-Version zu ermöglichen, in der die Höhe aus der Rossby-Zahl-Theorie nicht verfügbar ist. Statt dessen wird für alle Modellläufe die Grenzschichthöhe über ein dynamisches und ein konvektives Kriterium definiert. Dabei ist die dynamische Höhe

$$h_{dyn} = \frac{1}{2} \cdot \frac{u_*}{f} \quad (64)$$

die Höhe der Ekman-Schicht und die konvektive Höhe h_{konv} die Höhe, an der die Richardson-Zahl (Gleichung 28) den kritischen Wert $Ri_{cr} = 0.5$ erreicht. Da die Richardson-Zahl ein Maß für die Turbulenz in der Grenzschicht ist, gibt h_{konv} an, in welcher Höhe die turbulenten Störungen auf einen definierten Wert abgeklungen sind. Die im folgenden verwendete Grenzschichthöhe ist dann:

$$h = \max(h_{dyn}, h_{konv}) \quad (65)$$

In Tabelle 4 sind die monatsgemittelten Grenzschichthöhen für den Januar 1991 an der Station Norilsk aufgeführt. Die Höhe nimmt von der MO- zur barotropen Rossby-Zahl-Parameterisierung um etwa 20% ab, während sie sich im Vergleich zum Lauf mit negativem Baroklinitätsparameter kaum ändert. Die Werte für den Lauf mit positivem Baroklinitätsparameter und den im baroklinen Fall unterscheiden sich nicht signifikant.

Der zeitliche Verlauf der simulierten 2m-Temperatur der Station Norman Wells mit MO-Parameterisierung (Abb. 19a) variiert von -12°C bis -32°C . Die Abweichungen „MO minus Ro“ (Abb. 19b) zeigen im barotropen Fall ab dem 9. Januar durchweg etwa 1 K kältere Temperaturen als der Referenzlauf. Sowohl die Version mit dem positiven als auch die mit dem negativen Baroklinitätsparameter liefern wärmere Temperaturen als der barotrope Fall.

Das monatsgemittelte Temperaturprofil (Abb. 20a) des MO-Laufes zeigt eine um 400 m vom Boden abgehobene Inversion, die sich bis in eine Höhe von 1200 m erstreckt und eine Temperaturdifferenz von 4.8 K aufweist. Hier wird der Unterschied zu der Klimasimulation an der Station Norilsk (Abb. 17a) deutlich, bei der die Inversionsbasis mit 80 m erheblich tiefer liegt und sich die Temperaturzunahme bis in eine Höhe von 2000 m erstreckt, der Temperaturgradient in der Inversion also geringer ist. Durch die Rossby-Zahl-Parameterisierung werden die Temperaturen an der Station Norman Wells kälter (Abb. 20b), um maximal 1.8 K im barotropen Fall und bis zu 1 K bzw. 1.5 K mit dem negativen bzw. positiven Baroklinitätsparameter. Die spezifische Feuchte aus Abbildung 20c zeigt eine bis in eine Höhe von 1200 m

reichende Zunahme der Feuchte mit einer Differenz von 0.4 g/kg. Die Rossby-Zahl-Parameterisierung verursacht eine trockenere Atmosphäre um bis zu 0.08 g/kg im barotropen Fall und 0.04 g/kg bzw. 0.06 g/kg mit dem negativen bzw. positiven Baroklinitätsparameter.

Das vertikale Profil des sensiblen Wärmeflusses für den Referenzlauf in Abbildung 21c zeigt eine leicht stabile Schichtung in der Grenzschicht, welche durch die Rossby-Zahl-Parameterisierung deutlich stabilisiert wird. Der sensible Wärmefluß des MO-Laufes liefert unterhalb von 100 m negative Werte, die eine stabile Schichtung beschreiben. In den Rossby-Zahl-Simulationen werden die Flüsse bis zu einer Höhe von 1500 m negativ, die Stabilität ist signifikant verstärkt. Die Unterschiede zwischen den Modellläufen im barotropen und baroklinen Fall sind gering im Vergleich zum Referenzlauf, zeigen aber geringere Flüsse mit negativem und größere Flüsse mit positivem Baroklinitätsparameter. Es ist somit zu erkennen, daß die Rossby-Zahl-Parameterisierung eine im Monatsmittel stabilere Grenzschicht erzeugt und ein mit Kaltluftadvektion gekoppelter positiver Baroklinitätsparameter zu einer weiteren Stabilisierung führt, während ein negativer (Warmluftadvektion) eine we-

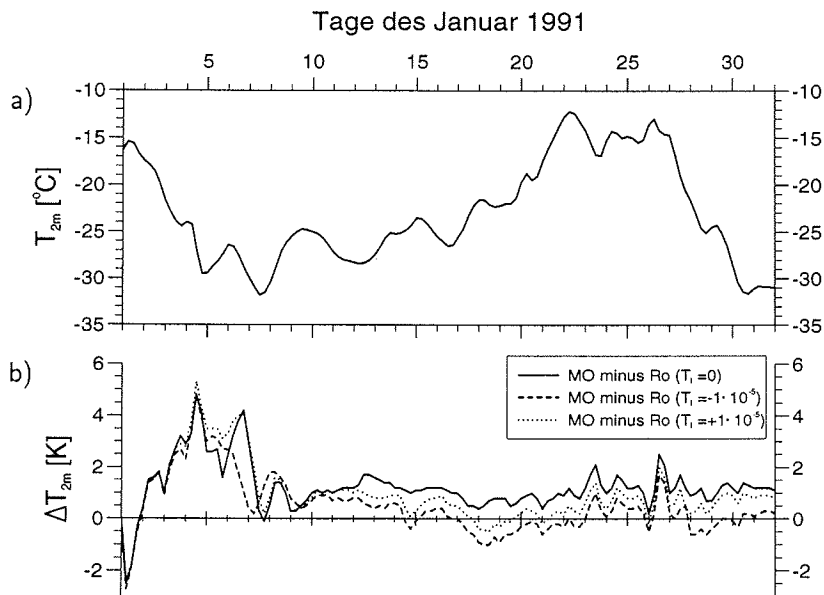


Abbildung 19: Modellierte 2m-Temperatur an der Station *Norman Wells* des Referenzlaufes MO (a) sowie Differenzen zwischen dem Referenzlauf und den Simulationen mit Rossby-Zahl-Parameterisierung (b). Positive Werte bei den Differenzen bedeuten, daß die simulierte Temperatur des Referenzlaufes wärmer ist.

3.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

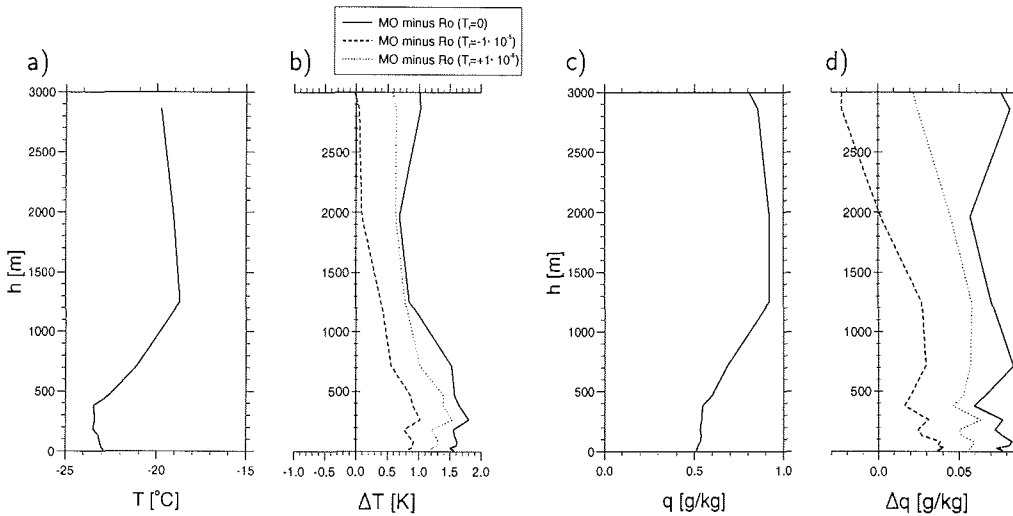


Abbildung 20: (a) Profil der über den Monat Januar 1991 gemittelten Temperatur, welche für die Station Norman Wells mit MO-Parameterisierung (Referenzlauf) simuliert wurde. Die Abweichung durch die geänderte Parameterisierung (b) ist positiv, wenn der Referenzlauf eine wärmere Temperatur ergibt. (c) Profil der gemittelten spezifischen Feuchte und die entsprechenden Abweichungen (d). Hier stehen positive Werte für eine größere Feuchte des Referenzlaufes.

niger stabile Schichtung zur Folge hat.

Die Auswirkung auf die monatsgemittelte Wolkenbedeckung, welche in Abbildung 21a und 21b dargestellt ist, zeigt eine ähnliche Struktur wie an der Station Norilsk. In einer Schicht, hier etwa zwischen 200 m und 400 m, nimmt die Wolkenbedeckung um bis zu 5% zu, während sie sich ansonsten über die gesamte Grenzschicht und darüber hinaus, bis zu einer Höhe von 1500 m um maximal 8% verringert.

Auch für diese Station wurden in Tabelle 4 die jeweiligen Höhen der atmosphärischen Grenzschicht angegeben. Es fällt auf, daß kein signifikanter Unterschied zwischen den jeweiligen Modellläufen festgestellt werden kann, jedoch zeigt die Rossby-Zahl-Parameterisierung geringfügig kleinere Werte als die MO-Version.

Beim Vergleich der MO-Simulationen des arktischen Winterklimas an der Station Norilsk und Norman Wells zeigen sich Unterschiede sowohl im klimatologischen Zustand, als auch in den Abweichungen durch die Parameterisierungen. Norilsk weist eine Temperaturinversion auf, deren Basis tiefer liegt und sich in eine größere Höhe erstreckt, als in Norman Wells. Diese Unterschiede resultieren aus den verschiedenen ausgeprägten Stabilitäten an den Stationen. Während Norilsk eine leicht instabile Schichtung am Boden und darüber eine bis 1500 m neutrale bis leicht stabile Schichtung im Monatsmittel zeigt, weist Norman Wells einen am Boden stabilen Zustand auf. Verursacht wird dieses unterschiedliche Verhalten durch die extern vor-

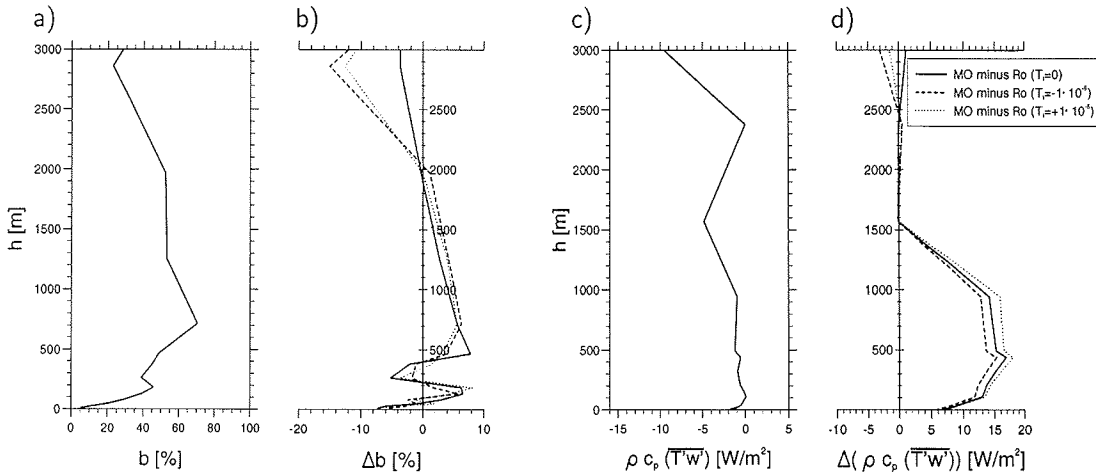


Abbildung 21: (a) Profil der über den Monat Januar 1991 gemittelten Wolkenbedeckung, welche für die Station Norman Wells mit MO-Parameterisierung (Referenzlauf) simuliert wurde. Die Abweichung durch die geänderte Parameterisierung (b) ist positiv, wenn der Referenzlauf eine höhere Wolkenbedeckung ergibt. (c) Profil des gemittelten sensiblen Wärmeflusses aus dem Referenzlauf, bei dem ein positives Vorzeichen einen Fluß nach oben darstellt. Bei den Abweichungen (d) zwischen MO- und Rossby-Zahl-Parameterisierung steht ein positiver Wert für einen größeren Wärmefluß des Referenzlaufes.

gegebene Advektion an den Stationen. Die Änderungen aufgrund der Rossby-Zahl-Parameterisierung führen an beiden Stationen zu einer Stabilisierung der Schichtung und somit zu einer Verstärkung der Temperaturinversion, welche mit einem Absinken der 2m-Temperatur einhergeht.

Vergleicht man die Abnahme des sensiblen Wärmeflusses zwischen barotroper Rossby-Zahl-Parameterisierung und Referenzversion (MO) an der Station Norilsk und an der Station Norman Wells, so unterscheiden sich die Differenzen um den Faktor drei. Eine mögliche Erklärung dieses Unterschiedes ist, daß die Rossby-Zahl-Parameterisierung als externe Größe zur Bestimmung des turbulenten Austauschkoefizienten den Wärmefluß am Erdboden $(\overline{T'w'})_0$ verwendet. Dieser bestimmt direkt die turbulenten Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte in der atmosphärischen Grenzschicht. Aus den universellen Funktionen der Rossby-Zahl-Parameterisierung (Abb. 65 in Anhang A.2) erkennt man, daß ein Vorzeichenwechsel im Wärmefluß, der auch einen Vorzeichenwechsel beim internen Schichtungsparameter μ (Gl. 38) bewirkt, den dimensionslosen Austauschkoefizienten ändert. Norilsk zeigt einen leicht positiven Wärmefluß am Boden und Norman Wells einen leicht negativen. Daraus folgt die starke Änderung in dem Verhalten des vertikalen turbulenten Austausches

in der Grenzschicht.

3.3 Simulationen des arktischen Sommerklimas

Im folgenden Kapitel wird für den Juli 1990 das Klima an zwei ausgewählten Landstationen anhand von Radiosondendaten beschrieben und dann mit dem eindimensionalen Modell unter Berücksichtigung der Advektion simuliert. Bei diesen Simulationen wird wie im Winterfall der Einfluß zweier verschiedener Formulierungen für den vertikalen turbulenten Austausch in der atmosphärischen Grenzschicht untersucht.

3.3.1 Beschreibung des arktischen Sommerklimas ausgewählter Stationen anhand von Radiosondendaten

Abbildung 22 zeigt, wie sich das Sommerklima an den Stationen Norilsk und Norman Wells für den Monat Juli 1990 aus Radiosondendaten ergibt. Dargestellt sind die Monatsmittel der Temperatur (a), der spezifischen Feuchte (b), der Windgeschwindigkeit (c) und Windrichtung (d) für beide Stationen.

Die Station Norilsk hat eine monatsgemittelte Temperatur am Boden von 17°C mit einer darüber durchgehenden Temperaturabnahme. Die spezifische Feuchte erreicht am Boden einen Wert von 7.1 g/kg und nimmt ebenfalls mit der Höhe ab, um bei 250 hPa zu verschwinden. Die Winde wehen mit einer Stärke 3 (3.3 m/s) aus südwestlichen Richtungen.

Auch hier zeigt ein Vergleich mit Serreze et al. (1995), daß die für Norilsk dargestellten Profile typisch für polaren Breiten sind. Serreze et al. (1995) finden als zonales Mittel bei 70°N für den Juli eine Bodentemperatur von 8°C und darüber eine durchgehende Temperaturabnahme, die in einer Höhe von 300 hPa einen Wert von -46°C erreicht. Für die spezifische Feuchte geben sie an, daß sie von einem Bodenwert von 5.3 g/kg mit der Höhe abnimmt und bei etwa 300 hPa verschwindet. Die von Serreze et al. (1992) für das Gebiet um Norilsk als klimatologisches Mittel (Juli bis September) bei etwa 55% aller Radiosondenprofile gefundene sommerliche Inversion, mit einer Mächtigkeit von 300 m und eine Temperaturdifferenz von 2 K , ist in den Monatsmitteln hier nicht erkennbar. Der Grund dafür besteht darin, daß das berechnete Monatsmittel die Daten des gesamten Monats umfaßt, unabhängig davon, ob eine Inversion vorlag oder nicht. Zum anderen werden hier Klimatologien der drei Sommermonate Juli bis September mit einem speziellen Juli verglichen, wodurch eine exakte Übereinstimmung nicht zu erwarten ist.

An der Station Norman Wells in der kanadischen Arktis sind die monatsgemittelten Temperatur- und Feuchteprofile denen an der Station Norilsk sehr ähnlich. Die Temperatur hat einen Bodenwert von 16°C , die Feuchte von 6.5 g/kg . Die Winde wehen mit einer Stärke 3 (4.8 m/s) aus südlichen Richtungen. Kahl et al. (1992) geben für die Station Norman Wells im Juli typischerweise bodengebundene Inversionen mit einer Temperaturdifferenz von 2.5 K und einer Ausdehnung von 200 m an, welche in dem hier behandelten speziellen Juli 1990 nicht wiedergegeben wird.

3.3 Simulationen des arktischen Sommerklimas

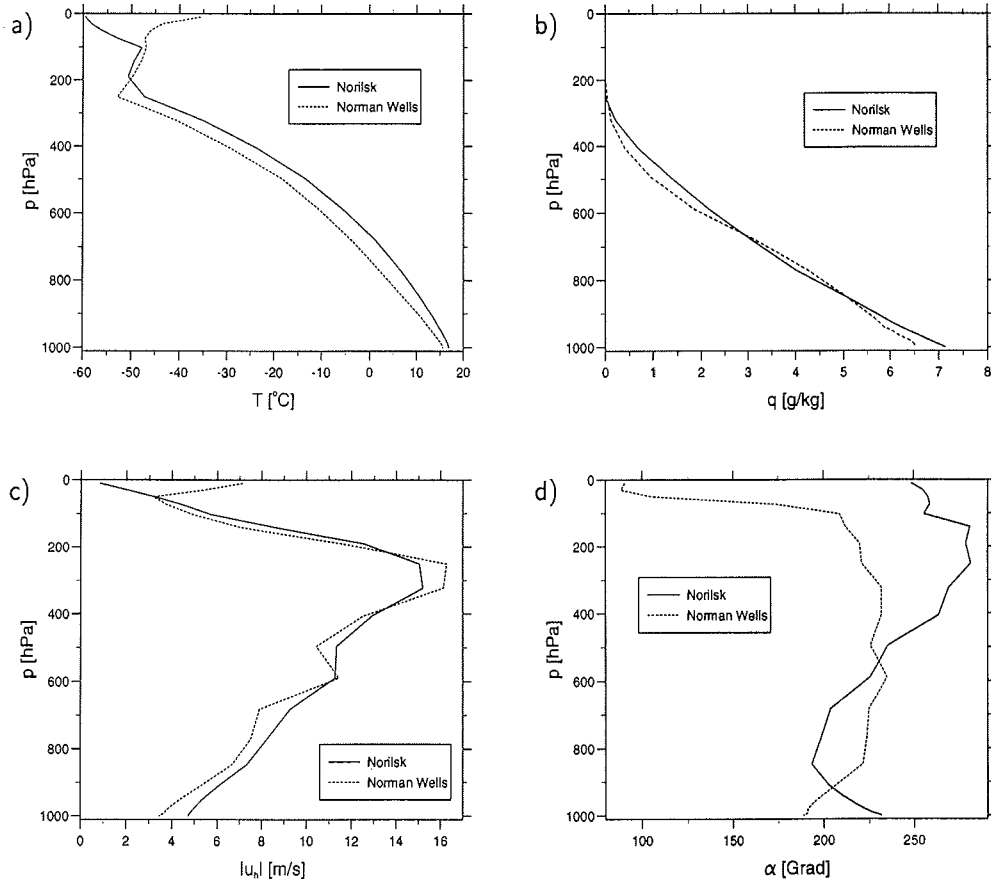


Abbildung 22: Gemittelte Profile der Temperatur (a), der spezifischen Feuchte (b), der Windgeschwindigkeit (c) und der Windrichtung (d) für den Monat Juli 1990 an den Stationen Norilsk und Norman Wells. Bei der Windrichtung entspricht 180° Wind aus südlicher und 270° aus westlicher Richtung.

3.3.2 Vergleich verschiedener Parameterisierungen der atmosphärischen Grenzschicht

Zu Beginn dieses Abschnittes werden Simulationen mit der Referenzmodellversion, welche eine Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie in der Prandtl-Schicht und einen Mischungswegansatz in der Ekman-Schicht verwendet und Radiosondendaten verglichen.

Abbildung 23 stellt für die Station Norilsk und Abbildung 24 für die Station Norman Wells die Temperatur und die spezifische Feuchte für den Monat Juli 1990 als Höhen-Zeit-Schnitt sowie als Monatsmittel dar. Die fest vorgegebenen Parameter der beiden Stationen für den simulierten Monat Juli 1990 sind in Tabelle 5 aufgelistet.

Die Graphen der Station Norilsk zeigen, daß sowohl der zeitliche Verlauf, als auch das Monatsmittel der Temperatur sehr gut wiedergegeben werden. In der unteren Troposphäre ist die Modellsimulation durchweg kälter als die Radiosondendaten, reproduziert jedoch gut die Phasen der Erwärmung und der Abkühlung und weicht im Monatsmittel um 2 K ab. In der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre wird der Temperaturgang sehr gut wiedergegeben, die Unterschiede im Monatsmittel werden kleiner. Die spezifische Feuchte zeigt Schwankungen in einer mehrtägigen Skala, welche eng mit dem Temperaturverlauf gekoppelt sind, so z.B. ein Absinken der Feuchte um den 11. und 20. des Monats. Zusätzlich sind in kürzeren Zeitskalen starke Fluktuationen zu erkennen, gerade in der unteren Troposphäre, welche vom Modell nicht reproduziert werden. Das Monatsmittel des Referenzlaufes ist in der unteren Troposphäre um bis zu 1.8 g/kg feuchter, während es in der mittleren bis oberen Troposphäre trockener ist (maximal 1 g/kg). Das gegenläufige Verhalten von Temperatur und Feuchte unterhalb von 800 hPa mit einer Temperaturabnahme und Feuchtezunahme, ist auf die nicht vollkommen korrekt bestimmte Advektion zurückzuführen. Das verwendete Verfahren zur Bestimmung der Advektion, bei dem der diabatische Anteil zur Korrektur der zeitlichen Änderung der Radiosondendaten aus Modellintegrationen über zwei Tage bestimmt wurde, verursacht bei den Simulation des Sommerklimas die Abweichungen. Dieses geschieht gerade dann, wenn die Station deutliche Schwankungen der meteorologischen Größen in einer Zeitskala von weniger als zwei Tagen zeigt.

An der Station Norman Wells wird die Abkühlung der Temperatur am Boden um den 6. und den 10. des Monats von der Simulation ebenso reproduziert, wie der Temperaturgang in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre. Wieder ergibt die Simulation im Monatsmittel kältere Temperaturen bis zu 2.2 K. Die spezifische Feuchte aus den Simulationsergebnissen ist oberhalb von 900 hPa trockener und unterhalb feuchter als die Radiosondendaten. Zusammenfassend ergibt sich, daß das Sommerklima des Monats Juli 1990 sehr gut mit dem eindimensionalen Modell und berücksichtigter Advektion simuliert werden kann. Das Klima der ausgewählten Station wird sowohl im zeitlichen Verlauf, als auch in den monatsgemittelten Profilen gut wiedergegeben.

3.3 Simulationen des arktischen Sommerklimas

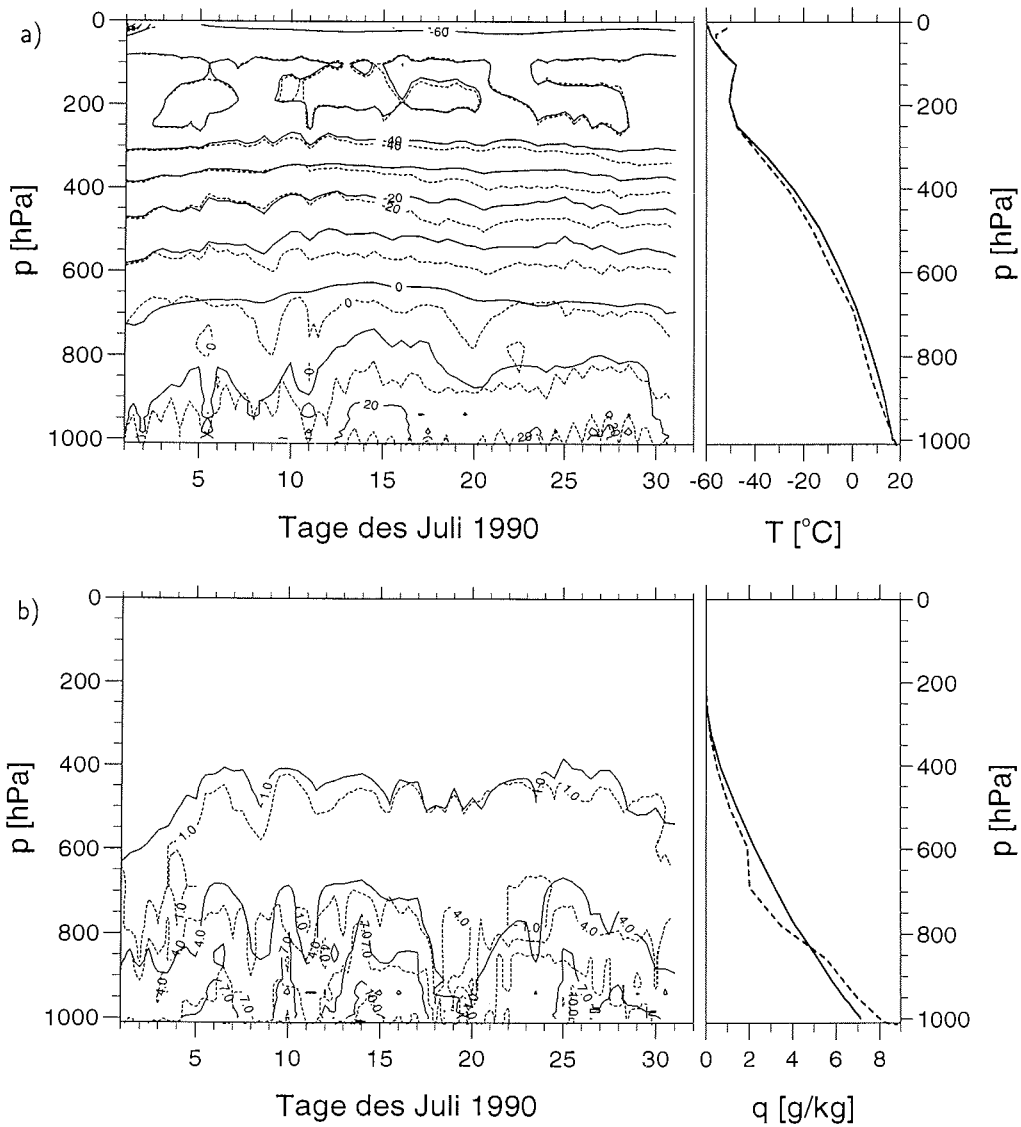


Abbildung 23: Temperatur in [$^{\circ}\text{C}$] (a) und spezifische Feuchte in [g/kg] (b) aus Radiosondendaten (durchgezogene Linien) und Simulationsergebnissen (gestrichelte Linien) an der Station Norilsk für den Juli 1990. Jeweils links ein Höhen-Zeit-Schnitt und rechts das Profil der monatsgemittelten Größe.

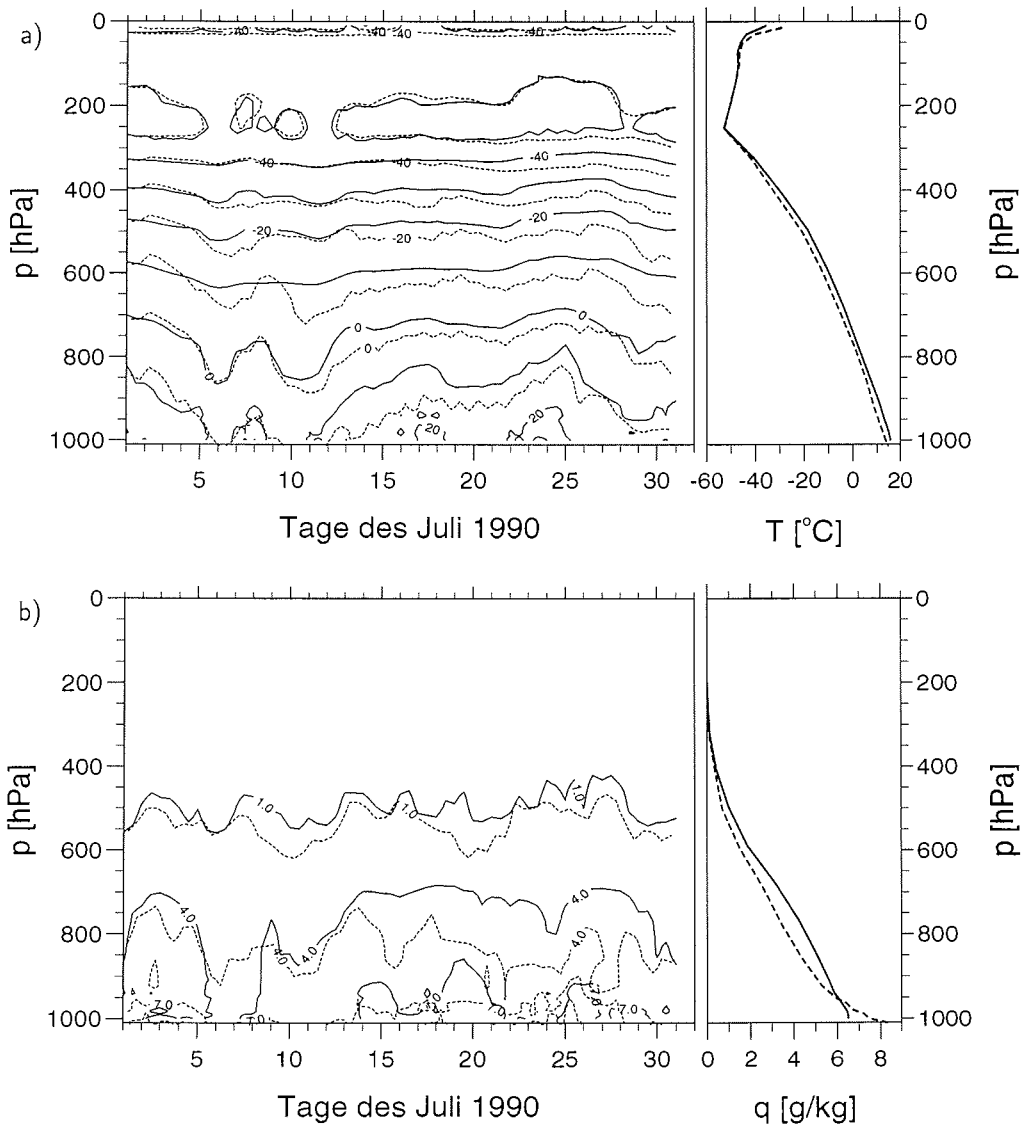


Abbildung 24: Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ (a) und spezifische Feuchte in g/kg (b) aus Radiosondendaten (durchgezogene Linien) und Simulationsergebnissen (gestrichelte Linien) an der Station Norman Wells für den Juli 1990. Jeweils links ein Höhen-Zeit-Schnitt und rechts das Profil der monatsgemittelten Größe.

Es folgt der Vergleich der Simulationsergebnisse für den Monat Juli 1990 für die vier in Tabelle 3 aufgeführten Modellversionen. Der Referenzlauf mit MO-Parameterisierung wird den barotropen und baroklinen Rossby-Zahl-Parameterisierungen gegenübergestellt.

Abbildung 25a zeigt die 2m-Temperatur für den Referenzlauf an der Station Norilsk. Man erkennt deutlich einen Tagesgang der Temperatur, der von der Advektion überlagert ist. Der Tagesgang hat eine Amplitude von etwa 5 K, wobei die Kontinentalität der Station Norilsk trotz des polaren Sommers zu relativ großen Schwankungen führt. Bei den drei Differenzen „MO minus Ro“ der 2m-Temperaturen (Abb. 25b) wird deutlich, daß auch die Abweichungen starke, dem Tagesgang folgende Fluktuationen aufweisen. Dabei treten die größten Abweichungen oft auf, wenn die 2m-Temperatur des Referenzlaufes ein Minimum zeigt, also in der Nacht. Weiter ist zu erkennen, daß alle drei Rossby-Zahl-Parameterisierungen in der ersten Hälfte des Monats kältere 2m-Temperaturen simulieren, während in der zweiten Monatshälfte

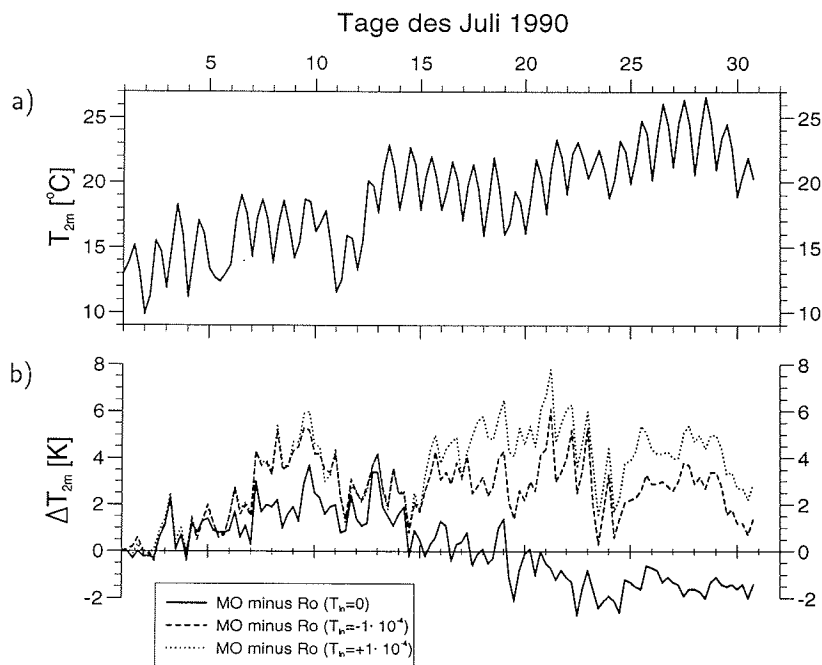


Abbildung 25: (a) Modellierter 2m-Temperaturverlauf an der Station Norilsk für den Juli 1990 sowie (b) Differenzen zwischen dem Referenzlauf und den Simulationen mit Rossby-Zahl-Parameterisierung. Positive Werte bei den Differenzen bedeuten, daß die simulierte Temperatur des Referenzlaufes wärmer ist.

3 Klimasimulationen mit dem eindimensionalen Modell

	Norilsk	Norman Wells
Temperatur der tiefsten Bodenschicht	-8°C	-1°C
Feuchte der tiefsten Bodenschicht	0.17 g/kg	0.61 g/kg
Rauhigkeitslänge z_0	0.29 m	0.42 m
Albedo	15 %	15 %
Höhe der Station	220 m	318 m

Tabelle 5: Zusammenstellung der fest vorgegebenen Parameter für die Simulationen des Juli 1990.

die barotrope Simulation $Ro(T_l = 0)$ bis zu 2.5 K wärmer wird. Bei den baroklinen Rossby-Zahl-Parameterisierungen sind bis zum 15. des Monats kaum Unterschiede zwischen positivem oder negativem Baroklinitätsparameter zu erkennen. Danach liefert der positive Parameter kältere 2m-Temperaturen als der negative.

Der Grund für das Verhalten der 2m-Temperatur wird klarer, wenn man die sensiblen Wärmeflüsse am Boden der vier Sensitivitätsläufe (Abb. 26) betrachtet. Alle Kurven zeigen einen ausgeprägten Tagesgang, mit deutlich positiven Werten (im MO-Lauf bis zu 100 W/m^2) um die Mitte des Tages herum und verschwindenden

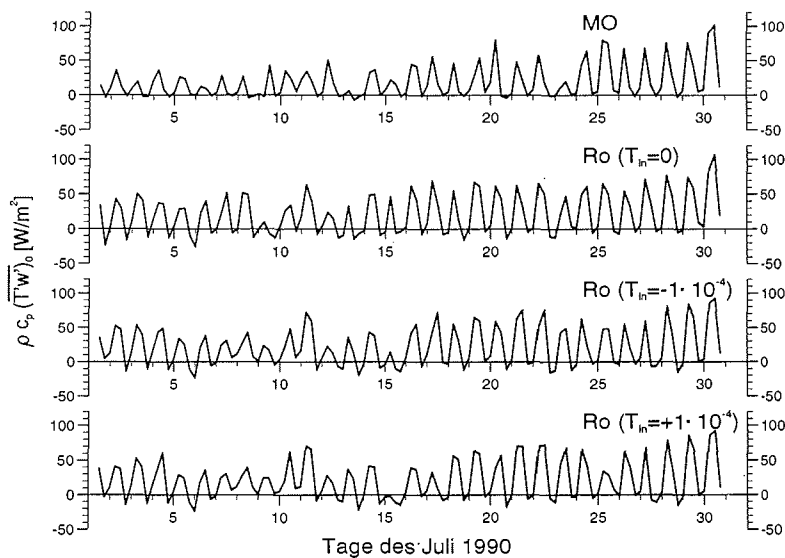


Abbildung 26: Sensibler Wärmefluß am Boden für vier Parameterisierungen der Grenzschicht an der Station Norilsk für den Juli 1990. Ein positives Vorzeichen entspricht einem Fluß vom Boden in die Atmosphäre.

oder negativen Flüssen in der Nacht. Eine stabile, durch eine negative Strahlungsbilanz verursachte atmosphärische Schichtung in der Nacht wechselt sich mit einer konvektiv instabilen am Tage ab. Beim Vergleich des MO-Laufes mit den Rossby-Zahl-Läufen, erkennt man bei allen drei Rossby-Simulationen deutlich kleinere Werte während der nächtlichen stabilen Abschnitte, die in der Größenordnung von 20 bis 30 W/m^2 tiefer liegen. Die positiven Tageswerte des sensiblen Wärmeflusses werden durch die Rossby-Zahl-Parameterisierungen vergrößert, besonders in der ersten Hälfte des Monats. Das führt zu einem verstärkten Tagesgang bei den Rossby-Zahl-Parameterisierungen. Neben einer stabilisierenden Wirkung auf neutrale bis leicht stabile Grenzschichten, wie bereits in den Wintersimulationen gezeigt, erkennt man, daß die Rossby-Zahl-Parameterisierung instabil konvektive Schichtungen verstärkt. Bei den Wintersimulationen, wo eine stabile Schichtung vorherrschte, konnte dieser Effekt eines stärkeren vertikalen turbulenten Austausches nicht beobachtet werden. Im Winter wie im Sommer führt eine größere Stabilität während der Nacht zu einer stärkeren Abkühlung der Atmosphäre über dem relativ kalten Boden.

Bei den folgenden vertikalen Profilen verschiedener Größen wurde für die Simulationen des Sommermonats die aufgetragene Höhe im Vergleich zum Wintermonat erweitert. Dargestellt wird die gesamte Troposphäre bis zu einer Höhe von 12 km.

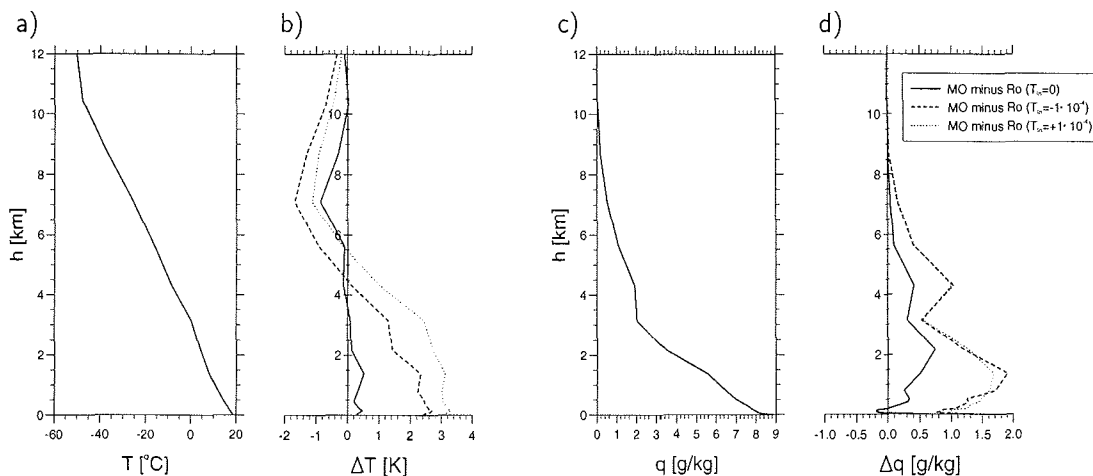


Abbildung 27: (a) Profil der über den Monat Juli 1990 gemittelten Temperatur, welche für die Station *Norilsk* mit MO-Parameterisierung (Referenzlauf) simuliert wurde. Die Abweichung durch die geänderte Parameterisierung (b) ist positiv, wenn der Referenzlauf eine wärmere Temperatur ergibt. (c) Profil der gemittelten spezifischen Feuchte und die entsprechenden Abweichungen (d). Hier stehen positive Werte für eine größere Feuchte des Referenzlaufes.

Die monatsgemittelten Profile der Temperatur und der spezifischen Feuchte für den Referenzlauf sowie die jeweiligen Abweichungen durch die geänderte Parameterisierung zeigt Abbildung 27. Die Differenzen zwischen Referenzlauf und Simulation mit Rossby-Zahl-Parameterisierung (Abb. 27b) weisen alle drei eine ähnliche Struktur auf. In einem unteren Bereich (bis etwa 4 bis 5 km) simulieren sie kältere Temperaturen als der Referenzlauf und in einem oberen Bereich leicht wärmere Temperaturen. Es fällt auf, daß die barotrope Rossby-Zahl-Simulation bei den Abweichungen der Temperatur ein im Vergleich zu den baroklinen Fällen kleines Signal zeigt. Im baroklinen Fall werden die Temperaturen mit positivem Parameter in der Grenzschicht bis zu 3.3 K kälter, mit negativem um 2.7 K. Diese Abkühlung wird verursacht von den stabileren Grenzschichten während der nächtlichen Phasen, da die konvektiven Schichtungen am Tag kein so deutliches Temperatursignal erzeugen.

Die Abweichungen der spezifischen Feuchte in Abbildung 27d zeigen, daß die Rossby-Zahl-Parameterisierung in allen drei Versionen fast über die gesamte Höhe eine trockenere Atmosphäre simuliert, nur die Grenzschicht im barotropen Lauf um maximal 0.2 g/kg feuchter wird. Der Lauf mit negativem Baroklinitätsparameter erreicht eine maximale Abweichung von 1.9 g/kg trockenerer Feuchte in einer Höhe

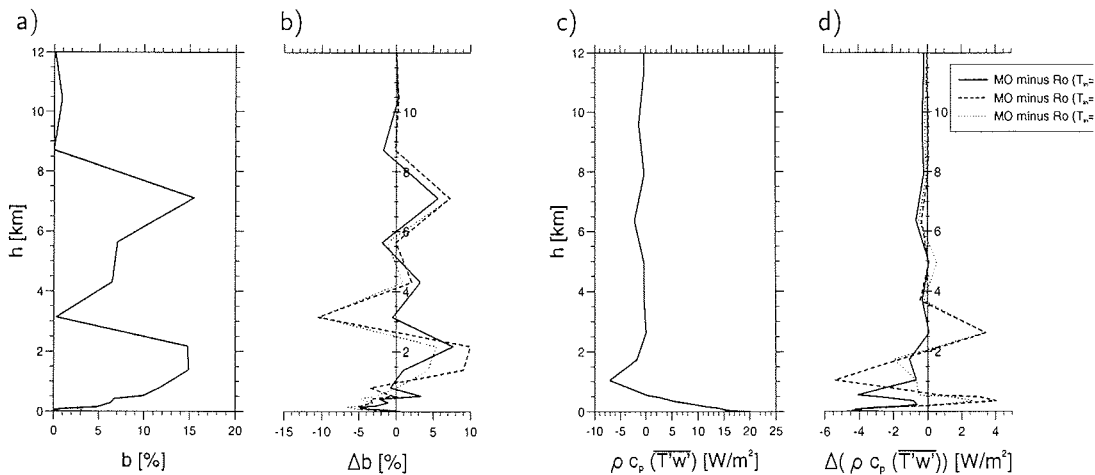


Abbildung 28: (a) Profil der über den Monat Juli 1990 gemittelten Wolkenbedeckung, welche für die Station Norilsk mit MO-Parameterisierung (Referenzlauf) simuliert wurde. Die Abweichung durch die geänderte Parameterisierung (b) ist positiv, wenn der Referenzlauf eine geringere Wolkenbedeckung ergibt. (c) Profil des sensiblen Wärmeflusses aus dem Referenzlauf, bei dem ein positives Vorzeichen einen Fluß nach oben darstellt. Bei den Abweichungen (d) zwischen MO- und Rossby-Zahl-Parameterisierung steht ein positiver Wert für einen kleineren Wärmefluß.

von etwa 1.5 km. Dieses Verhalten ist eng mit der Temperatur gekoppelt.

Die monatsgemittelten Profile des prozentualen Wolkenbedeckungsgrades und des sensiblen Wärmeflusses für die Station Norilsk im Juli 1990 sind in Abbildung 28 dargestellt. Vergleicht man den Bedeckungsgrad der Referenzversion mit der Simulation für den Wintermonat (Abb. 18), so stellt man fest, daß die Wolkenbedeckung im Sommer erheblich geringer ist, mit maximalen Werten von etwa 15% im Sommer und von 80% im Winter. Das ist im Widerspruch zu Beobachtungsdaten (NCAR, 1986), die im klimatologischen Mittel der Jahre 1971 bis 1981 für den Winter (Dezember bis Februar) im Gebiet Norilsk etwa 65% und für den Sommer (Juni bis August) etwa 75% angeben. Die Wolkenbedeckung im Sommer wird vom Modell deutlich unterschätzt. Beim Referenzlauf des Juli 1990 ist eine vertikale Strukturierung der Wolkenbedeckung in zwei Schichten zu erkennen, mit größten Bedeckungen bei 2 km und bei 7 km. Die Abweichungen durch die veränderte Parameterisierung (Abb. 28b) zeigen ebenfalls eine deutliche vertikale Struktur. Im Bereich der Grenzschicht bis zu einer Höhe von 500 m liefern alle Modellläufe mit Rossby-Zahl-Parameterisierung einen größeren Bedeckungsgrad, wobei die Unterschiede zwischen barokliner und barotropen Versionen nicht signifikant sind. Es folgt zwischen 1 km und 2.5 km eine Schicht, in der alle drei Rossby-Zahl-Parameterisierungen eine geringere Wolkenbedeckung simulieren, am kleinsten mit negativem Baroklinitätsparameter.

Das Profil des sensiblen Wärmeflusses in Abbildung 28c zeigt für den Referenzlauf ein typisches Profil einer konvektiv durchmischten Grenzschicht. Hier dominieren die instabilen Phasen des Tages. Vom Boden aus bis zu einer Höhe von 500 m findet man positive, nach oben gerichtete sensible Wärmeflüsse und oberhalb von 500 m eine sich bis etwa 2 km erstreckende Schicht, in der die Flüsse negativ sind. In dieser Schicht mit abwärtsgerichteten Wärmeflüssen findet Entrainment statt, das Mischen zwischen freier Atmosphäre und atmosphärischer Grenzschicht. Dieses Mischen ist eng mit der Bildung von Wolken gekoppelt, da ein Vermischen der feuchteren Luft der Grenzschicht mit der trockeneren Luft oberhalb der Grenzschicht zu einer Auflösung von Wolken in der Grenzschicht führt. Das kann besonders deutlich bei den beiden baroklinen Simulationen beobachtet werden, bei denen die Schicht mit einer Abnahme des Wolkenbedeckungsgrades zwischen 1 und 2.5 km mit einer Zunahme des Wärmeflusses und die Schicht zwischen 2.5 und 4 km mit einer Abnahme des vertikalen turbulenten Wärmeflusses gekoppelt ist.

	MO	Ro $T_l = 0$	Ro $T_l = -1 \cdot 10^{-5}$	Ro $T_l = +1 \cdot 10^{-5}$
Norilsk	371	350	366	355
Norman Wells	353	351	345	339

Tabelle 6: Monatsgemittelte Grenzschichthöhe für den Juli 1990 in [m].

Die Änderungen in den monatsgemittelten Profilen der sensiblen Wärmeflüsse durch die Rossby-Zahl-Parameterisierung weisen im Vergleich mit den Tagesgängen des Bodenflusses kein so deutliches Signal auf. Die Erniedrigung in nächtlichen Phasen um bis zu 30 W/m^2 wird durch die verstärkte Instabilität am Tag kompensiert. Im barotropen Fall werden die Flüsse in der unteren Schicht bis zu 4.5 W/m^2 , in der Entrainment-Schicht bis zu 4 W/m^2 kleiner, ansonsten bleibt die vertikale zweigeteilte Struktur erhalten. Mit positivem Baroklinitätsparameter kommt eine weitere Schicht mit negativen Flüssen zwischen etwa 2 km und 3.5 km hinzu, während ein negativer Parameter nur eine Schicht mit negativen Flüssen zwischen etwa 2 km und 3.5 km produziert.

Die monatsgemittelten Grenzschichthöhen für den hier untersuchten Fall sind in Tabelle 6 aufgeführt. Es wurde wieder das Kriterium der konvektiven und dynamischen Höhe verwendet. Die Höhe für den Referenzlauf (MO) ist etwa fünf mal so groß wie für den Januar 1991 und sinkt bei Verwendung der Rossby-Zahl-Parameterisierung im barotropen Fall um etwa 6% ab. Mit positivem

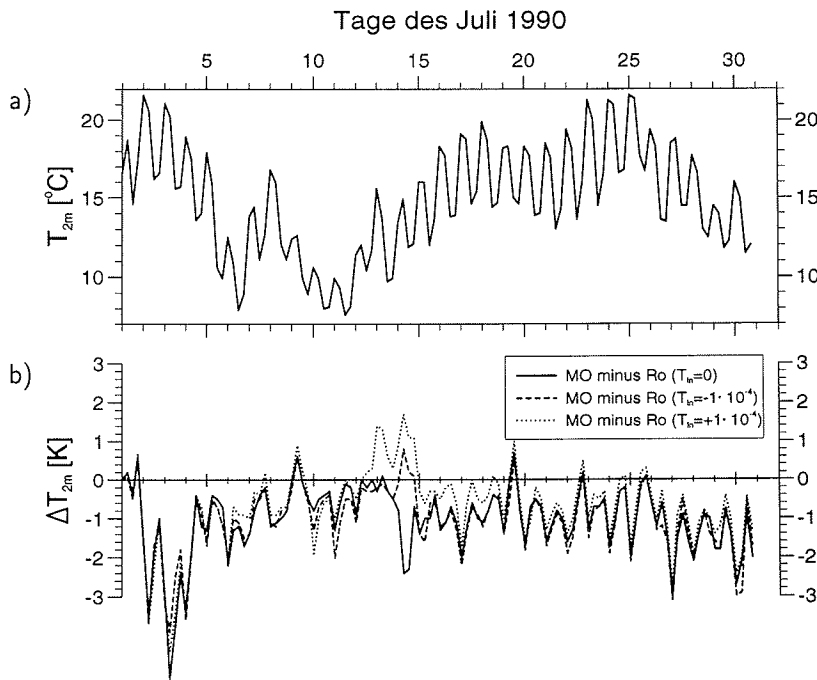


Abbildung 29: (a) Simulierte 2m-Temperatur an der Station *Norman Wells* des Referenzlaufes MO für den Juli 1990 sowie (b) Differenzen zwischen dem Referenzlauf und den Simulationen mit Rossby-Zahl-Parameterisierung. Positive Werte bei den Differenzen bedeuten, daß die simulierte Temperatur des Referenzlaufes wärmer ist.

Baroklinitätsparameter liegt sie 5% und mit negativem 1% über dem barotropen Fall.

An der Station Norman Wells zeigt die mit dem Referenzlauf simulierte 2m-Temperatur (Abb. 29a) für den Juli 1990 wieder einen deutlichen Tagesgang mit einer Amplitude in der Größenordnung von 5 K. Ein von der Advektion aufgeprägter Temperaturgang ist dem Tagesgang überlagert, mit einer Abkühlung zwischen dem 4. und 12. Tag, einer darauf folgenden Erwärmung und einer erneuten Abkühlung nach dem 25. Tag des Monats. Die Abweichungen in der 2m-Temperatur aufgrund der modifizierten Parameterisierung (Abb. 29b) weisen kaum Unterschiede zwischen den verschiedenen Rossby-Zahl-Versionen auf. Alle drei Modellläufe liefern wärmere Temperaturen als der Referenzlauf.

Die Abweichungen der monatsgemittelten Temperaturprofile in Abbildung 30 sind bis zu einer Höhe von 4.5 km für den barotropen Fall sowie den mit negativem Baroklinitätsparameter identisch und erreichen keine signifikante Größe. Bei diesen beiden Simulationen betragen die Abweichungen maximal 0.7 K. Der Modellauf mit positivem Parameter unterscheidet sich nur minimal von den beiden anderen Rossby-Zahl-Simulationen und liefert noch geringere Abweichungen vom Referenzlauf. Bei den Differenzen der spezifischen Feuchte (Abb. 30d) sind die Unterschiede zwischen

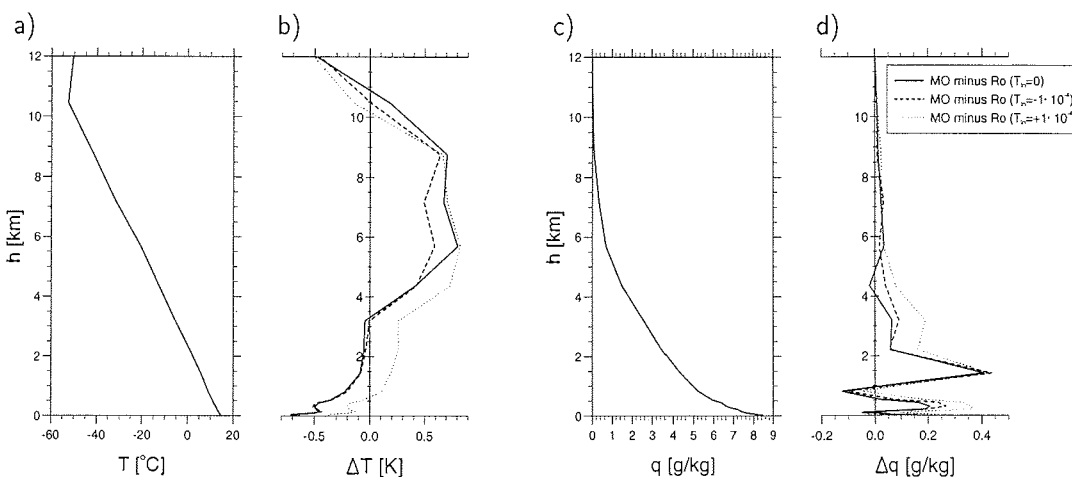


Abbildung 30: (a) Profil der über den Monat Juli 1990 gemittelten Temperatur, welche für die Station *Norman Wells* mit MO-Parameterisierung (Referenzlauf) simuliert wurde. Die Abweichung durch die geänderte Parameterisierung (b) ist positiv, wenn der Referenzlauf eine wärmere Temperatur ergibt. (c) Profil der gemittelten spezifischen Feuchte und die entsprechenden Abweichungen (d). Hier stehen positive Werte für eine größere Feuchte des Referenzlaufes.

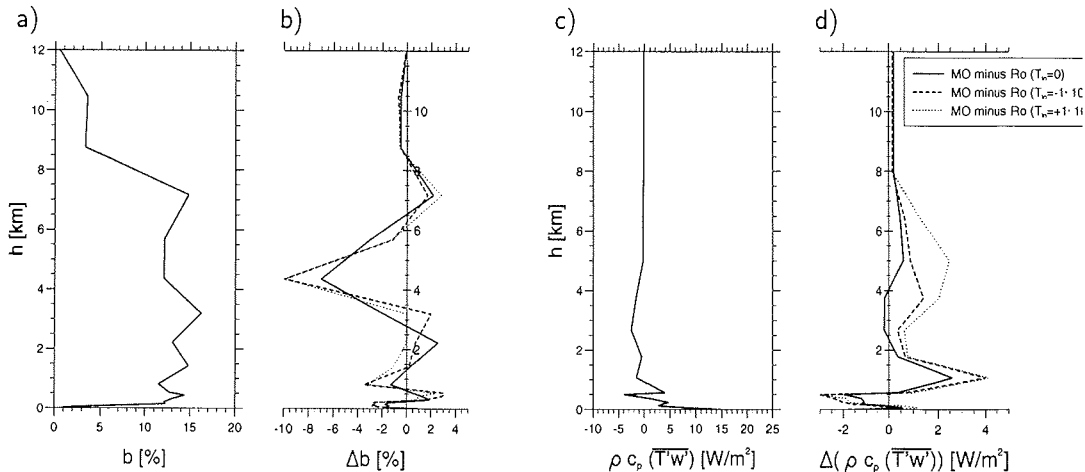


Abbildung 31: (a) Profil der über den Monat Juli 1990 gemittelten Wolkenbedeckung, welche für die Station Norman Wells mit MO-Parameterisierung (Referenzlauf) simuliert wurde. Die Abweichung durch die geänderte Parameterisierung (b) ist positiv, wenn der Referenzlauf eine geringere Wolkenbedeckung ergibt. (c) Profil des gemittelten sensiblen Wärmeflusses aus dem Referenzlauf, bei dem ein positives Vorzeichen einen Fluß nach oben darstellt. Bei den Abweichungen (d) zwischen MO- und Rossby-Zahl-Parameterisierung steht ein positiver Wert für einen größeren Wärmefluß des Referenzlaufes.

den verschiedenen Rossby-Zahl-Parameterisierungen ebenfalls sehr gering. Man erkennt bei allen drei Profilen eine Schichtung in einen Bereich bis etwa 500 m, in dem die Feuchte geringer ist als im Referenzlauf (maximal 0.35 g/kg), darüber eine Schicht bis 1 km mit größerer Feuchte (maximal 0.13 g/kg), gefolgt von einem Bereich in dem die Feuchte wieder bis zu 0.45 g/kg kleiner ist.

Der prozentuale Wolkenbedeckungsgrad im Monatsmittel zeigt für den Referenzlauf (Abb. 31a) bis zu einer Höhe von 8 km durchgehend einen Wert von etwa 14%. Bei den Abweichungen aufgrund der modifizierten Parameterisierung ist wieder eine deutliche Strukturierung zu erkennen. In der Grenzschicht bis zu einer Höhe von etwa 300 m nimmt der Bedeckungsgrad bis maximal 3% zu. Darüber liegt eine Schicht bis 1200 m, in der er bis zu 3% abnimmt und einer signifikanten Schicht zwischen 3.5 km bis 6 km mit einer bis zu 10% größeren Wolkenbedeckung. Die vertikale Strukturierung ist der des Modellaufes für den Sommer an der Station Norilsk ähnlich. Es treten in der unteren Troposphäre keine signifikanten Unterschiede zwischen barotroper und barokliner Version auf. Das Profil des sensiblen Wärmeflusses weist für den Referenzlauf eine deutlich instabile Schichtung auf. Der Bodenwert erreicht 15 W/m² und darüber schließt ab etwa 500 m eine Schicht mit negativen

3.4 Zusammenfassung der Ergebnisse aus den Klimasimulationen des eindimensionalen Modells

Flüssen an. Die Differenzen der sensiblen Wärmeflüsse zeigen für alle drei Rossby-Zahl-Parameterisierungen eine Erhöhung in der Schicht negativer Flüsse bei 500 m und eine Verringerung oberhalb von 500 m. Die Unterschiede zwischen den drei Versionen sind sehr gering.

Die monatsgemittelten Grenzschichthöhen für die Station Norman Wells im Sommer 1991 sind in Tabelle 6 aufgeführt. Die Höhe für den Referenzlauf (MO) ist etwa 2.5 mal so groß wie für den Januar 1991 und verändert sich bei Verwendung der Rossby-Zahl-Parameterisierung im barotropen Fall kaum. Mit positivem Baroklinitätsparameter liegt sie 3% unter dem barotropen Fall.

3.4 Zusammenfassung der Ergebnisse aus den Klimasimulationen des eindimensionalen Modells

Die Verwendung einer konstanten asymptotischen Mischungsweglänge, die für den turbulenten Austausch in mittleren Breiten angepaßt ist und sich zu hohen Breiten hin nicht verringert, liefert in hohen Breiten zu große Mischungswege. Dadurch wird der turbulente Austausch in der Grenzschicht, gerade bei stabilen Schichtungen überschätzt. Sensitivitätsläufe zeigen, daß die Wahl des asymptotischen Mischungsweges ein deutliches Signal in der Temperatur bedingt.

Aber nicht nur der Mischungswegansatz, auch die Verwendung der Monin-Obukhov-Theorie über die Prandtl-Schicht hinaus, kann zu einer nicht korrekten Beschreibung von stabil geschichtete Grenzschichten führen. Delage (1997) zeigt, daß die in der MO-Version verwendete Formulierung im stabilen Fall einen zu großen turbulenten Austausch und zu hohe Grenzschichten liefert.

Der neu implementierte Ansatz mit einer Rossby-Zahl-Parameterisierung, einer Ähnlichkeitstheorie für die gesamte planetare Grenzschicht, verringert im Vergleich zu der MO-Parameterisierung den turbulenten Austausch für stabil geschichtete Grenzschichten deutlich. Dieser Effekt wird besonders im polaren Winter über Landpunkten beobachtet, aber auch im Sommer wenn negative sensible Wärmeflüsse während der Nacht auftreten. Im Sommer liefert die Parameterisierung auch einen stärkeren turbulenten Austausch während konvektiv instabiler Phasen, was zu größeren sensiblen Wärmeflüssen vom Boden in die Atmosphäre führt.

Mit berücksichtigter Baroklinität stabilisiert ein negativer Baroklinitätsparameter die atmosphärische Grenzschicht im Vergleich zum barotropen Fall weiter, während ein positiver Baroklinitätsparameter zu einer leichten Destabilisierung führt. Ein negativer Parameter beschreibt einen Zustand, bei dem ein negativer Temperaturgradient in Richtung des Bodenwindes vorherrscht (Warmluftadvektion) und ein positiver Parameter einen Zustand mit positivem Temperaturgradienten in Richtung des Bodenwindes (Kaltluftadvektion).

Die durch die Rossby-Zahl-Parameterisierung erhöhte Stabilität der Grenzschicht bewirkt eine Abkühlung der monatsgemittelten Temperatur im Winter und eine Ver-

ringerung der monatsgemittelten spezifischen Feuchte. Neben einer stabilisierenden Wirkung auf neutrale bis leicht stabile Grenzschichten, wie in den Wintersimulationen gezeigt, verstärkt die Rossby-Zahl-Parameterisierung instabil konvektive Schichtungen. Im Sommer kann es durch die verringerte Stabilität bei konvektiv labilen Schichtungen auch zu einer leichten Erwärmung der monatsgemittelten Temperatur und Feuchte kommen.

Der Wolkenbedeckungsgrad wird in der Referenzversion des Modells, welche eine Monin-Obukhov-Ähnlichkeit in der Prandtl-Schicht und einen Mischungswegansatz in der Ekman-Schicht verwendet, sowie in der Version mit Rossby-Zahl-Ähnlichkeit im Vergleich zu Beobachtungsdaten schlecht wiedergegeben. Während Beobachtungen eine höhere Wolkenbedeckung im Sommer und eine geringere im Winter zeigen, liefern die Modellergebnisse über den arktischen Landgebieten im Sommer eine geringere Wolkenbedeckung als im Winter. Die Modellläufe mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung ergeben im wesentlichen eine Verringerung der Wolkenbedeckung im Winter und eine Erhöhung im Sommer, jedoch bleiben immer noch deutliche Unterschiede zu den Beobachtungsdaten bestehen.

4 Klimasimulationen mit dem dreidimensionalen Modell

In diesem Kapitel wird der Einfluß der im eindimensionalen Modell getesteten Grenzschichtparameterisierungsansätze in der dreidimensionalen Modellversion des regionalen Klimamodells HIRHAM untersucht. Zu Beginn steht eine Beschreibung der bei der dreidimensionalen Version zusätzlich zur eindimensionalen berücksichtigten Prozesse. Dann werden für einen Wintermonat und für einen Sommermonat Simulationen durchgeführt, bei denen die Turbulenzschließungen verwendet werden, welche bereits im eindimensionalen Modell untersucht wurden sowie zusätzlich die Modellversion ECHAM4.

4.1 Beschreibung des Modells

Das dreidimensionale Modell HIRHAM (Christensen und van Meijgaard, 1992) beinhaltet die gleichen physikalischen Prozesse, wie die in Kapitel 2 beschriebene eindimensionale Version. Die dreidimensionalen Gleichungen, die in Bezug auf die vertikalen Terme analog zu den eindimensionalen aus Kapitel 2.2 sind, werden in einem horizontalen und vertikalen Gitter gelöst. Dazu muß eine horizontale räumliche Diskretisierung durchgeführt werden, die das interessierende Integrationsgebiet geeignet auflöst.

4.1.1 Räumliche und zeitliche Diskretisierung

Vertikal wird im dreidimensionalen Modell ein Hybrid-Koordinatensystem verwendet, das von der Orographie folgenden Schichten am Boden zu Schichten konstanten Druckes übergeht. Die Atmosphäre ist im Modell durch 19 Schichten unterschiedlicher Mächtigkeit dargestellt. Dabei nimmt der Abstand der Schichten von etwa 40 m in Bodennähe bis auf mehrere Kilometer in der Stratosphäre zu. Die oberste Modellfläche liegt bei 10 hPa, also in etwa 26 km Höhe. Die Gleichung zur Bestimmung der Druckschichten, die verwendeten Parameter sowie die Druckschichten sind im Anhang B aufgeführt.

Die horizontale Diskretisierung erfolgt auf einem Gitter, welches die gesamte Arktis nördlich von 65° abdeckt. Dazu wird ein rotiertes Gitter verwendet, bei dem der Pol des Gitters auf den Äquator der Erdkugel bei 0°N , 0°O verschoben ist, um eine optimale Auflösung des arktischen Gebietes zu erreichen. Das Gitter besitzt eine Auflösung von 0.5° (ca. 55 km) in Länge und Breite und damit eine Größe vom 100 mal 110 Punkten.

Das Modell ist ein spektrales Modell. Zur horizontalen Darstellung werden die prognostischen Variablen des Modells nach Kugelflächenfunktionen spektral entwickelt. Die zeitliche Integration erfolgt, wie im eindimensionalen Modell, mit einem semi-impliziten Leap-Frog-Verfahren mit Zeitfilterung. Das Modell arbeitet stabil

mit einem Zeitschritt von 5 min ($\delta t = 300$ s) und einer linearen Horizontaldiffusion vierter Ordnung.

4.1.2 Randbedingungen

An den seitlichen Rändern des Integrationsgebietes wird das Modell mit ECMWF-Analysen angetrieben. Die Felder der Temperatur, der Feuchte, der Windkomponenten und des Bodendruckes werden alle sechs Stunden aktualisiert und mit einem Relaxationsverfahren deren Information mittels eines 10 Punkte breiten Randes an das Modellgebiet übergeben. Dabei nimmt der Einfluß der Analysen linear innerhalb des Randgebietes ab. Die unteren Randbedingungen verwenden über dem Ozean täglich aktualisierte SST und Meereisbedeckungen. Die Dicke des Meereises wird im gesamten Gebiet konstant 2 m gesetzt. Über Land werden klimatologische Felder der Bodenfeuchte und Bodentemperatur in der tiefsten Schicht des Bodenmodells, die Orographie, die anfängliche Schneehöhe sowie die Rauigkeitslänge vorgegeben.

4.1.3 Physikalische Parameterisierungen

Mit dem dreidimensionalen Modell sollen drei verschiedene Parameterisierungsansätze für die atmosphärische Grenzschicht untersucht werden. In Tabelle 7 sind die verschiedenen Modellversionen zusammengestellt. Untersucht wird zum ersten die Modellversion mit ECHAM3-Physik, welche im eindimensionalen Modell als Referenzversion verwendet und dort detailliert beschrieben wurde (Kap. 2.4.1).

Als zweite Version kommt das Modell mit ECHAM4-Physik zum Einsatz, die in der planetaren Grenzschicht eine Turbulenzschließung 1.5-ter Ordnung mit zusätzlicher prognostischer Variable der turbulenten kinetischen Energie beinhaltet (Kap. 2.5). In dieser Version wurde nicht nur die Grenzschichtformulierung modifiziert, sondern auch andere physikalische Parameterisierungen. So beinhaltet die ECHAM4-Version (Röckner et al., 1996) eine veränderte Strahlungsparameterisierung, die die Globalstrahlung im Vergleich zu Messungen besser simuliert. Weiter berücksichtigt sie dünne Stratuswolken, die sich unter niedrig liegenden Inversionen bilden können und verwendet verbesserte Datensätze für die Bodenparameter.

Die dritte Version ist die bereits im eindimensionalen Modell verwendete ECHAM3-Version mit einer Rossby-Zahl-Parameterisierung (Kap. 2.4.2). Implementiert wurde die Rossby-Zahl-Parameterisierung im barotropen Fall, mit einem verschwindenden Baroklinitätsparameter ($T_l = 0$). Die Rossby-Zahl-Parameterisierung wurde nur über den Land- und Meereispunkten verwendet, da sich dort stabile atmosphärische Grenzschichten bilden, für die diese Parameterisierung geeignet ist, wie die Untersuchungen mit der eindimensionalen Modellversion gezeigt haben. Über dem offenen Ozean sind instabil konvektive Grenzschichten typisch.

Kurzform	Physik des Modells
ECHAM3	Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie mit Mischungswegansatz in der Grenzschicht (Referenzversion)
ECHAM4	In Grenzschicht Turbulenzschließung 1.5-ter Ordnung durch Einführung der turbulenten kinetischen Energie als zusätzliche prognostische Variable, modifizierte Strahlungsparameterisierung, verbesserte Datensätze der Bodenparameter, modifizierte Rauigkeitslänge
Rosby	barotrope Rossby-Zahl-Parameterisierung in der Grenzschicht, effektive Rauigkeitslänge, alle anderen physikalischen Parameterisierungen wie ECHAM3

Tabelle 7: Zusammenstellung der Modellversionen mit den verschiedenen Parameterisierungen der atmosphärischen Grenzschicht. Die aufgelisteten Kurzformen werden in der Arbeit als Bezeichnungen für die jeweilige Modellversion verwendet.

4.1.4 Effektive Rauigkeitslänge

Die bereits in der Beschreibung der Ähnlichkeitstheorien eingeführte Rauigkeitslänge, die die Höhe über der Oberfläche angibt, an der der Betrag des Windes verschwindet, liegt dem Modell als Feld an allen Gitterpunkten vor. Dabei treten maximale Werte bis zu 18 m über orographisch gegliedertem Gebiet auf, wie den Rocky Mountains an der Westküste Kanadas. André und Blondin (1986) finden, daß gerade bei starken Inhomogenitäten der Unterlage oder bei Anwendung einer Ähnlichkeitstheorie über die Prandtl-Schicht hinaus, wie in der Rossby-Zahl-Theorie, die Einführung einer effektiven Rauigkeitslänge angebracht ist. Deshalb werden alle Modellläufe des dreidimensionalen Modells mit der effektiven Rauigkeit

$$z_{0,eff} = C_{eff} \cdot z_0 \quad \text{mit } C_{eff} = 0.1$$

über den Landpunkten gerechnet.

Über Meereis und offenem Ozean, wo keine orographische Gliederung und eine horizontale Homogenität besteht, bleiben die originalen Formulierungen für die Rauigkeit erhalten. Über offenem Ozean wird die Charnock-Formel (Charnock, 1955)

$$z_0 = C_{Char} \cdot \frac{u_*^2}{g} \quad \text{mit } C_{Char} = 0.018$$

und über Meereis ein konstanter Wert von $z_0 = 0.001$ m verwendet.

Auch in der Modellversion mit der ECHAM4-Formulierung ist die Rauigkeit gegenüber der ECHAM3-Version modifiziert. Um das Modell besser an beobachtete Bodenflüsse anzupassen, wird die Rauigkeitslänge gemäß

$$\tilde{z}_0 = z_0 \cdot \exp(2 - 86.278 \cdot z_0^{0.375})$$

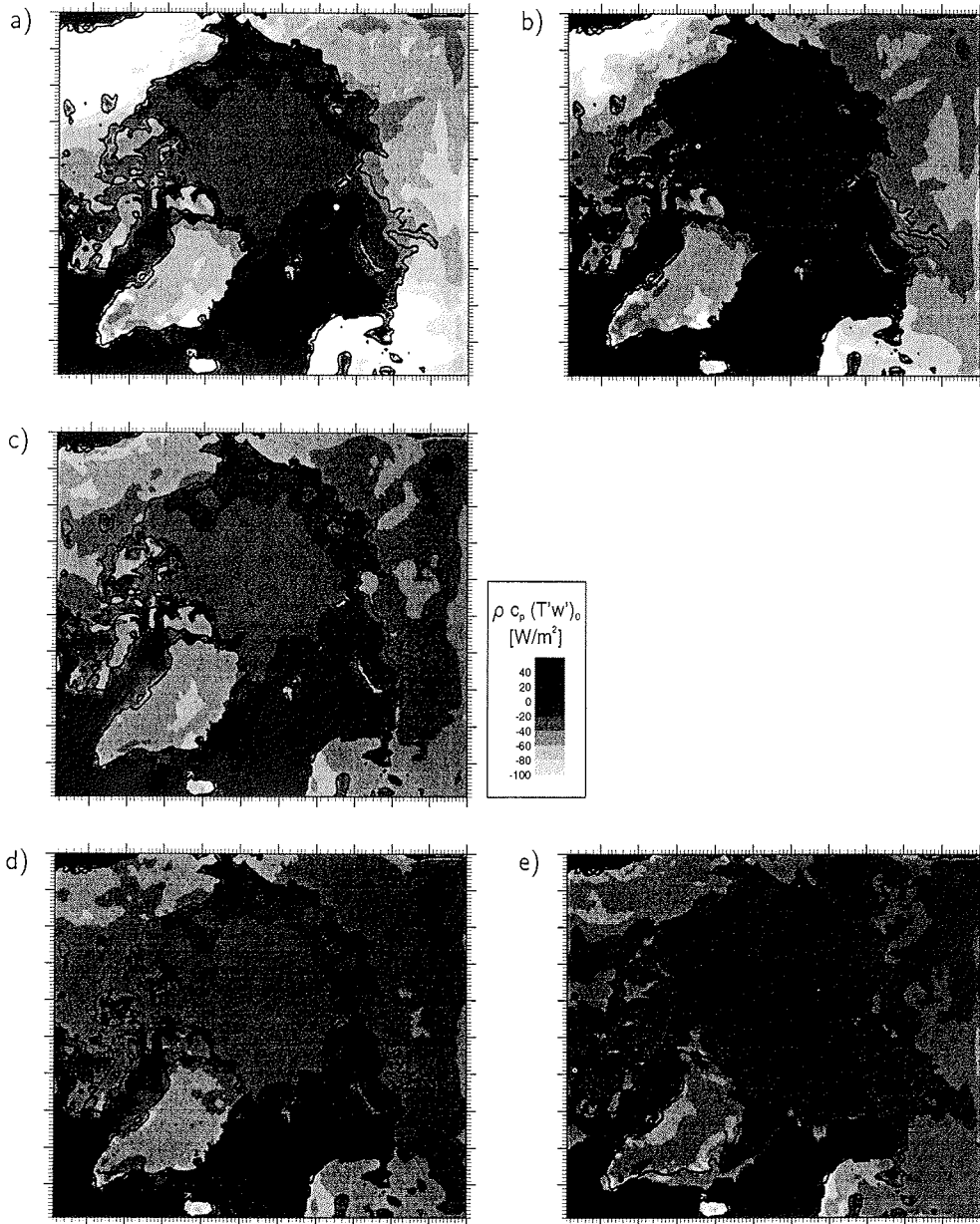


Abbildung 32: Monatsgemittelte Felder des sensiblen Wärmeflusses für den Januar 1991 für verschiedene Modellläufe: (a) Rossby (*extern=14*), (b) Rossby (*extern=14*, eff. Rauigkeit), (c) Rossby (*extern=17*, eff. Rauigkeit), (d) ECHAM3 und (e) ECHAM4. Die Bedeutung der Parameter wird im Text erklärt.

reduziert (Christensen et al., 1996).

Um den Einfluß der verschiedenen Formulierungen der Rauigkeitslänge deutlich zu machen, wurden für die Modellversion mit Rossby-Zahl-Parameterisierung Sensitivitätsläufe durchgeführt. Der sensible Wärmefluß eines Modellaufes mit Rossby-Zahl-Parameterisierung und originaler Rauigkeitslänge (Abb. 32a), zeigt im Vergleich zu einem Lauf mit ECHAM3 (Abb. 32d) viel zu kleine Wärmeflüsse. Die kleinsten Werte treten über stark orographisch gegliederten Gebieten, wie den Rocky Mountains oder Skandinavien auf und erreichen Werte bis zu -100 W/m^2 . Die Flüsse sind von der Atmosphäre in den Boden gerichtet. Die Einführung einer effektiven Rauigkeitslänge (Abb. 32b) führt zu einer Vergrößerung der Flüsse vom Boden in die Atmosphäre und zu einer Verkleinerung der Flüsse von der Atmosphäre in den Boden. Eine Verkleinerung der Rauigkeit bewirkt eine geringere Turbulenz, so daß sich im Winter der Wärmefluß aus der wärmeren Atmosphäre in den kalten Boden abschwächt.

Außer der Rauigkeitslänge wurde die Höhe variiert, aus der die Rossby-Zahl-Parameterisierung ihre externe Information, also den geostrophischen Wind und die Temperatur, erhält. Es wurden zwei verschiedene Schichten für die externe Information verwendet, die Schicht 14 und die Schicht 17. Wie im Anhang B angegeben, entspricht die Schicht 14 bei einem Bodenluftdruck von 1015 hPa einem Druck von 780 hPa bzw. einer Höhe von etwa 2300 m und die Schicht 17 einem Druck von 969 hPa bzw. 400 m. Ein mit dem ECHAM3-Lauf vergleichbares Feld wird erst bei Verringerung der externen Höhe von Schicht 14 auf Schicht 17 erreicht, wie Abbildung 32c zeigt. Zum Vergleich ist der sensible Wärmefluß der Simulation mit der Version ECHAM4 (Abb. 32e) dargestellt, in der die Wärmeflüsse durch die oben beschriebene Veränderung der Rauigkeitslänge an aus Messungen bestimmte Flüsse angepaßt wurden. Im weiteren wird in der Arbeit die Rossby-Zahl-Parameterisierung mit effektiver Rauigkeitslänge und der Schicht 17 für die externe Information der Grenzschichtparameterisierung verwendet.

4.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

Im folgenden Abschnitt wird das Klima der Arktis für den Monat Januar 1991 anhand eines Modellaufes mit der Referenzversion ECHAM3 beschrieben. Daß die wesentlichen Strukturen des arktischen Klimas durch dieses Modell richtig beschrieben werden (Dethloff et al., 1996), wird beim Vergleich mit ECMWF-Analysen deutlich. Um den Einfluß der verschiedenen Modellversionen auf die simulierten klimatologischen Strukturen sowie die Zirkulation deutlich zu machen, werden die Abweichungen zwischen der Referenzversion ECHAM3 und der Version ECHAM4 sowie der ECHAM3-Version mit Rossby-Zahl-Parameterisierung anhand von Monatsmitteln diskutiert. Ebenso werden räumlich und zeitlich gemittelte Profile auch mit den ECMWF-Analysen und Stationsdaten verglichen. Zuletzt werden Höhen-Zeit-Schnitte an ausgewählten Stationen Radiosondendaten gegenübergestellt, um eine

Aussage darüber zu machen, wie gut das Klima an den Stationen durch die verschiedenen Modellparameterisierungen reproduziert wird.

4.2.1 Beschreibung des arktischen Winterklimas auf der Basis von ECHAM3-Modellsimulationen und ECMWF-Analysen

Das Winterklima des Januar 1991 wird anhand der Ergebnisse eines Modellaufes mit der ECHAM3-Version des Modells HIRHAM beschrieben. Abbildung 33 zeigt die monatsgemittelten Felder des Bodenluftdruckes, der 2m-Temperatur, der 850 hPa-Temperatur, des sensiblen Wärmeflusses, der spezifischen Feuchte in 850 hPa und der Gesamtwolkenbedeckung aus dem Referenz-Modellauf.

Der Bodenluftdruck (Abb. 33a) wird im Integrationsgebiet dominiert durch die zwei für die Arktis im Winter typischen Drucksysteme: das Islandtief, welches sein Zentrum zwischen Grönland und Island hat und sich ostwärts bis in die Grönlandsee hinein erstreckt, und einen Hochdruckrücken, der sich über die Arktis nördlich der Beringstraße erstreckt und die Hochdrucksysteme über dem Eurasischen und Amerikanischen Kontinent verbindet. Südlich der Beringstraße liegt das hier nicht mehr im Integrationsgebiet enthaltene Aläutentief, dessen Ausläufer über der Beringstraße zu erkennen ist.

Die 2m-Temperatur (Abb. 33b) wird im wesentlichen durch die Beschaffenheit der Erdoberfläche geprägt. Südlich von Grönland, in der Labradorsee, über die Grönlandsee bis in die Barentssee hinein bestimmt der durch den warmen Golfstrom eisfreie Ozean die 2m-Temperatur mit Werten um den Gefrierpunkt. Die tiefsten Werte mit weniger als -46°C findet man über dem Grönländischen Inlandeis, welches auf eine Höhe von 3231 m über Normalnull ansteigt. Über dem Zentrum des eisbedeckten Arktischen Ozeans erreichen die Temperaturen Werte von bis zu -32°C , über Sibirien bis zu -38°C und über Nordamerika bis zu -34°C .

Der Einfluß der verschiedenen Unterlagen wird besonders deutlich im sensiblen Wärmefluß (Abb. 33d). Große positive Wärmeflüsse in die Atmosphäre treten über dem eisfreien Ozean, wie z. B. in der Labradorsee und ausgeprägt an den Kanten zwischen Meereis und offenem Ozean südlich von Spitzbergen sowie in der Barentssee auf, mit maximalen Werten über 200 W/m^2 . Der eisbedeckte Arktische Ozean zeigt im Zentrum negative Werte bis zu -12 W/m^2 , während er zu den sibirischen und amerikanischen Küsten hin auf positive Werte ansteigt. Über den kontinentalen Gebieten ist der sensible Wärmefluß fast durchweg negativ und erreicht bis zu -35 W/m^2 .

Monatsgemittelte Felder der 850 hPa-Temperatur (Abb. 33c) und der spezifischen Feuchte (Abb. 33e) werden hier gezeigt, da diese mit einer Höhe von etwa 1.5 km noch direkt durch die atmosphärische Grenzschicht beeinflusst werden. Man erkennt in der Temperatur einen minimalen Wert von -33°C und eine starke orographische Gliederung über Grönland, während über dem Arktischen Ozean Temperaturen von -20°C bis -25°C erreicht werden. Die spezifische Feuchte zeigt ebenfalls

4.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

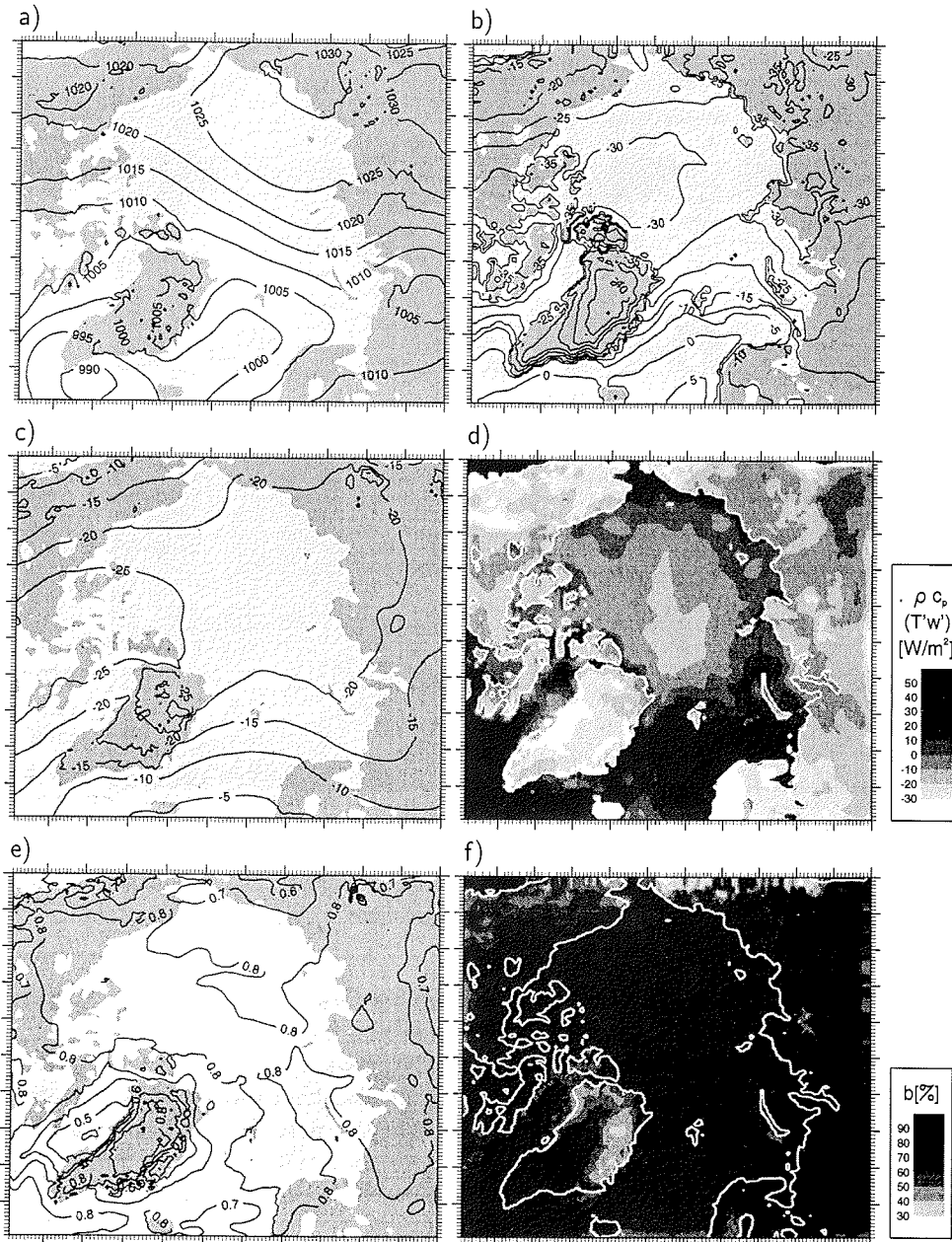


Abbildung 33: Monatsgemittelte Felder der ECHAM3-Simulation für den Januar 1991: (a) Bodenluftdruck in [hPa], (b) 2m-Temperatur in [°C], (c) 850 hPa-Temperatur in [°C], (d) sensibler Wärmefluß in [W/m^2] (ein positives Vorzeichen steht für einen Fluß vom Boden in die Atmosphäre), (e) spezifische Feuchte in 850 hPa in [g/kg] und (f) Gesamtwolkenbedeckung in [%].

4 Klimasimulationen mit dem dreidimensionalen Modell

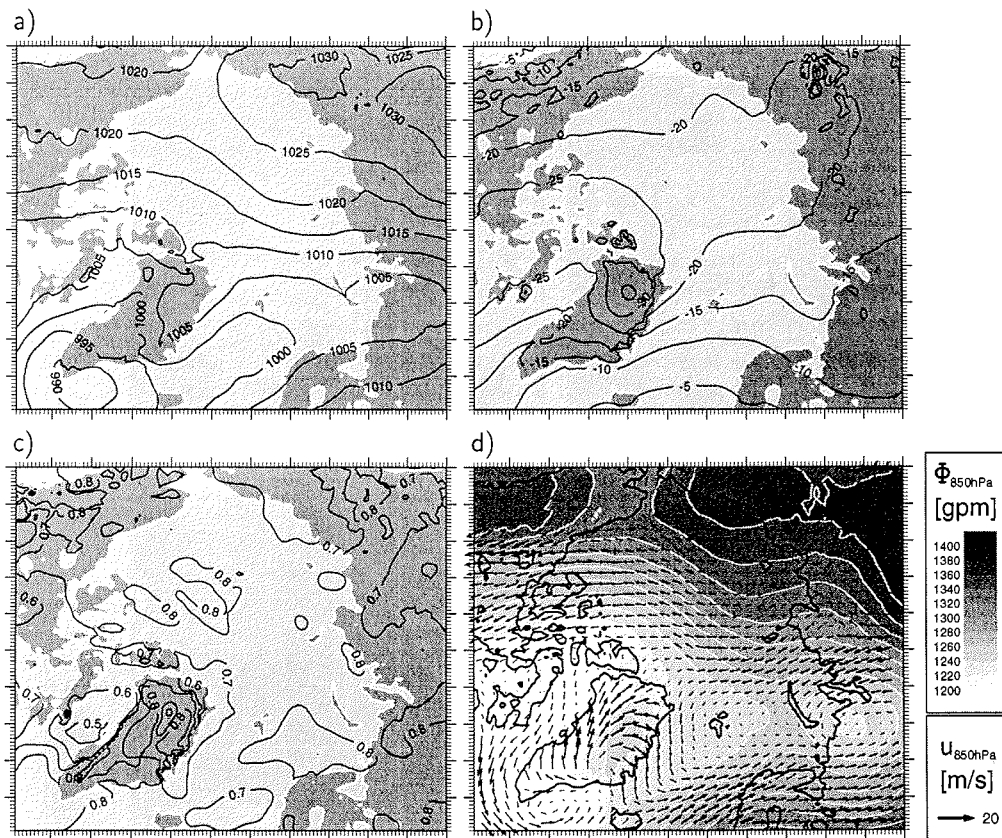


Abbildung 34: Monatsgemittelte Felder der ECMWF-Analysen für den Januar 1991: (a) Bodenluftdruck in [hPa], (b) 850 hPa-Temperatur in [°C], (c) spezifische Feuchte in 850 hPa in [g/kg] sowie (d) 850 hPa-geopotentielle Höhe und Windfeld.

eine starke orographisch bedingte Strukturierung über Grönland und ansonsten Werte um 0,8 g/kg in der Mitte des Integrationsgebietes.

Die monatsgemittelte prozentuale Gesamtwolkenbedeckung weist eine mächtige bis zu 100 % erreichende Wolkenschicht auf, welche sich über das gesamte meereisbedeckte Gebiet, aber auch über weite Teile Sibiriens erstreckt. Nur über Teilen Grönlands sinkt die Wolkenbedeckung auf unter 40 % ab. Die Strukturen am Rand des Integrationsgebietes sind durch das Relaxationsverfahren in dem 10 Punkte breiten Rand bedingt und werden nicht weiter diskutiert.

Die geopotentielle Höhe der 850 hPa-Fläche und die Windvektoren aus der ECHAM3-Simulation in derselben Höhe sind in Abbildung 37a dargestellt. Die Windfelder bilden eine wellenförmige Struktur mit der zonalen Wellenzahl 2, die vom sibirischen Festland über die zentrale Arktis in Richtung Kanada strömt, ei-

ne deutliche zyklonale Strömung um das Islandtief sowie eine ostwärtsgerichtete Strömung von der Grönlandsee in Richtung sibirisches Festland. Dieses Strömungsmuster erklärt die weniger kalten Temperaturen im westlichen Sibirien, die durch relativ warme maritime Luft vom Atlantischen Ozean bestimmt werden, sowie die sehr kalten Temperaturen über der zentralen Arktis, welche die kalte kontinentale Luft vom sibirischen Festland prägt.

Zum Vergleich mit dem ECHAM3-Referenzlauf sind in Abbildung 34 die monatsgemittelten Felder des Bodenluftdruckes, der 850 hPa-Temperatur, der spezifischen Feuchte in 850 hPa sowie die 850 hPa-geopotentielle Höhe und das Windfeld aus ECMWF-Analysen dargestellt. Der Bodenluftdruck (Abb. 34a) zeigt das Islandtief südlich von Grönland, sowie die kontinentalen Hochdruckgebiete über Kanada und Sibirien, jedoch ist die wellenförmige Struktur abgeschwächt. In der 850 hPa-Temperatur sind Unterschiede über dem grönländischen Inlandeis, wo die Temperaturen maximal -35°C erreichen sowie über dem zentralen Sibirien mit etwa 5 K höheren Werten, zu erkennen. Die spezifische Feuchte in 850 hPa weist über dem zentralen Sibirien um etwa 0.1 g/kg trockenere Werte auf. Die Fläche der 850 hPa-geopotentiellen Höhe und die Windvektoren bilden eine vergleichbare Wellenstruktur, jedoch ergeben sich Abweichungen über dem ostsibirischen Festland. Die wesentlichen Merkmale der Zirkulationsstrukturen und der Felder der prognostischen Größen der ECMWF-Analysen werden durch den ECHAM3-Modellauf reproduziert, jedoch ergeben sich gerade über den kontinentalen Gebieten Sibiriens und über Grönland Unterschiede.

4.2.2 Sensitivitätsläufe mit den verschiedenen Grenzschichtparameterisierungen

Zu Beginn werden Differenzen der über den Monat Januar 1991 gemittelten Felder als Abweichung „ECHAM3 minus Rossby-Zahl-Parameterisierung“ und „ECHAM3 minus ECHAM4“ gezeigt. Hier wird die ECHAM3-Version als Referenz verwendet und mit den anderen Parameterisierungen verglichen. Bei positiven Werten hat die Referenzversion einen größeren Wert. Danach folgt ein Vergleich von räumlich und zeitlich gemittelten Profilen für die drei Modellläufe, unter Einschluß der ECMWF-Analysen.

Abbildung 35 zeigt die Differenzen „ECHAM3 minus Rossby“ der klimatologischen Felder für den simulierten Januar 1991. Die Differenz der Bodenluftdruckfelder (Abb. 35a) weist eine deutliche Druckabnahme bis zu 10 hPa durch die Version mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung über der Karasee sowie eine Druckzunahme bis zu 2 hPa über der Kanadischen Arktis auf. Diese Druckdifferenzen führen zu einer Verschiebung des sibirischen Hochdruckgebietes nach Ostsibirien und somit zu einer Abschwächung der wellenförmigen Struktur des Bodenluftdruckfeldes.

In der 2m-Temperatur (Abb. 35b) erkennt man nur über den kontinentalen Gebieten eine Differenz mit bis zu 5 K wärmeren Temperaturen. Die größten Abwei-

4 Klimasimulationen mit dem dreidimensionalen Modell

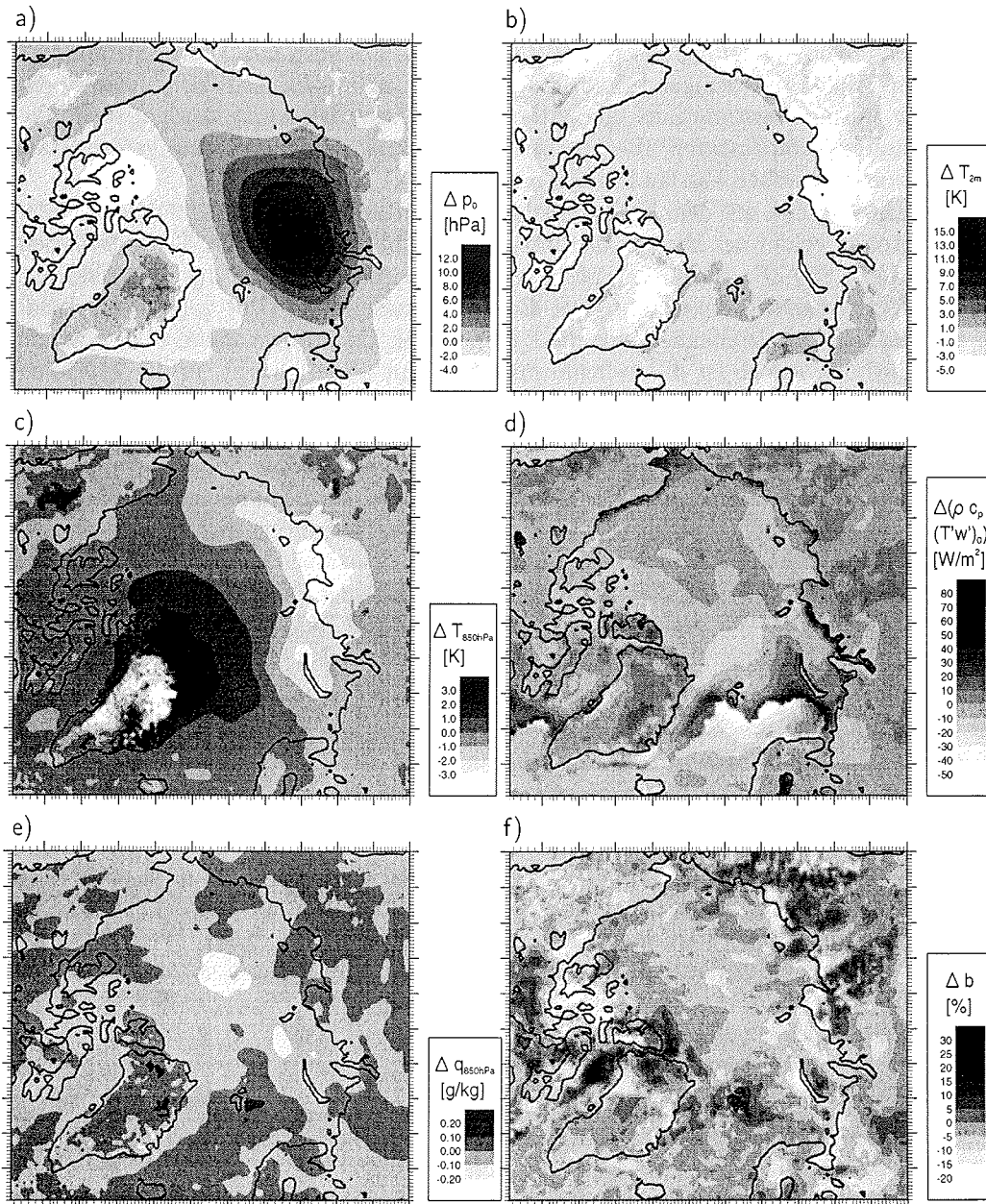


Abbildung 35: Differenzen „ECHAM3 minus Rossby“ der monatsgemittelten Felder für den Januar 1991: (a) Bodenluftdruck, (b) 2m-Temperatur, (c) 850 hPa-Temperatur, (d) sensibler Wärmefluß, (e) spezifische Feuchte in 850 hPa und (f) Gesamtwolkenbedeckung.

4.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

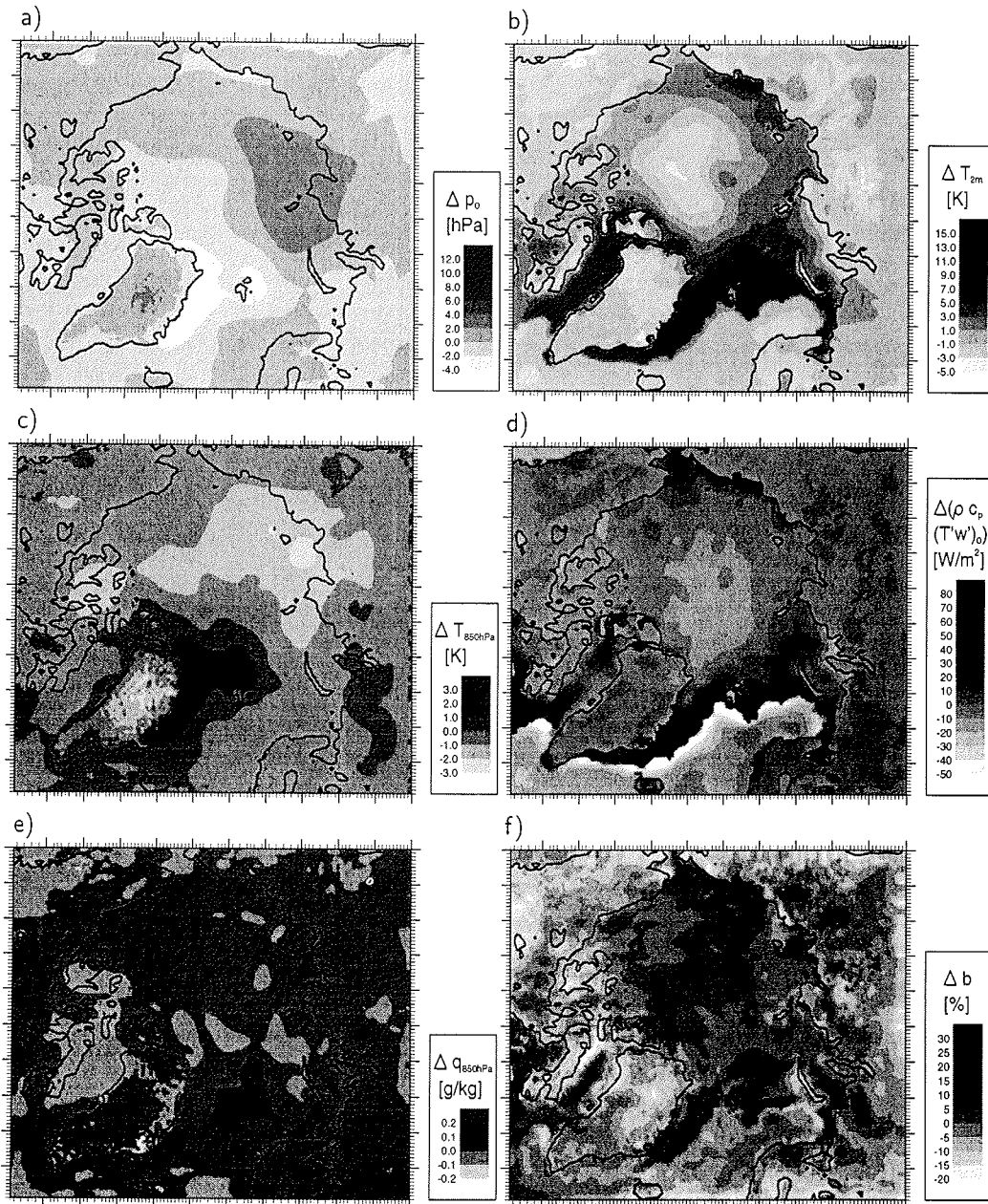


Abbildung 36: Differenzen „ECHAM3 minus ECHAM4“ der monatsgemittelte Felder für den Januar 1991: (a) Bodenluftdruck, (b) 2m-Temperatur, (c) 850 hPa-Temperatur, (d) sensibler Wärmefluß, (e) spezifische Feuchte in 850 hPa und (f) Gesamtwolkenbedeckung.

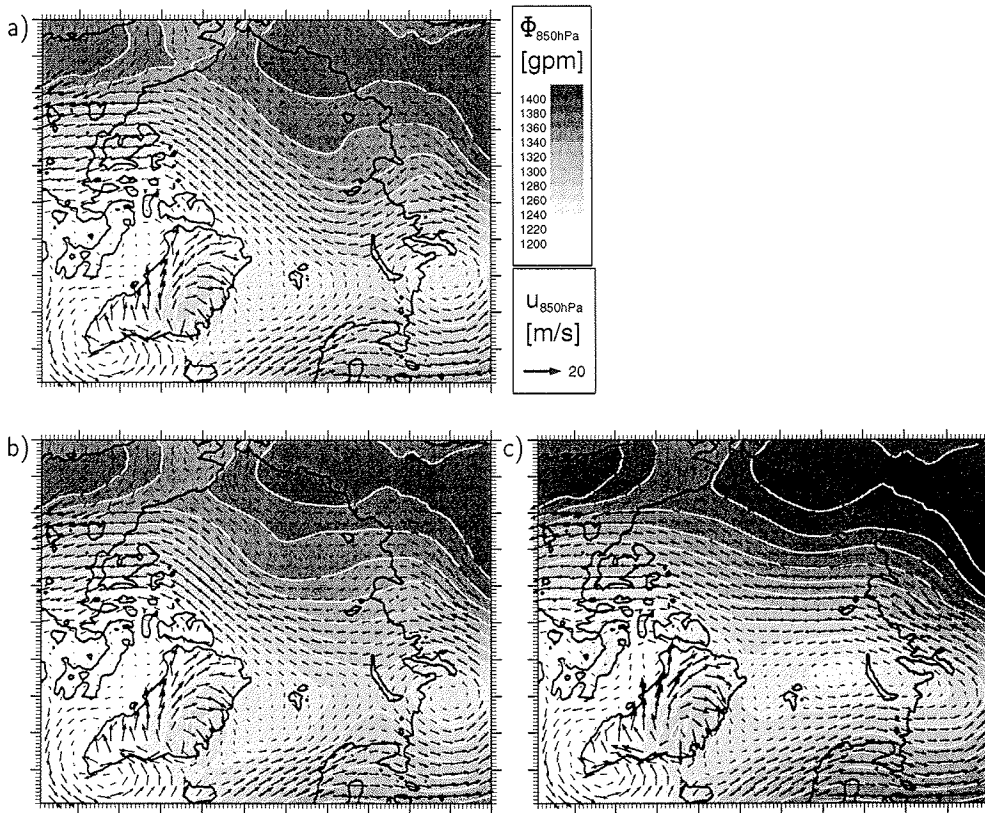


Abbildung 37: Monatsgemittelte 850 hPa-geopotentielle Höhe und Windfeld des Januar 1991 für Simulation mit (a) ECHAM3-, (b) ECHAM4- und (c) Rossby-Modellauf.

chungen entstehen über dem zentralen Sibirien. Die 2m-Temperatur ist ebenso wie die 850 hPa-Temperatur, welche ebenfalls eine Erwärmung um bis zu 2 K über den Küsten des zentralen Sibiriens zeigt, mit der geänderten Zirkulationsstruktur gekoppelt. In Abbildung 37c erkennt man, daß die Rossby-Zahl-Parameterisierung stärkere Winde über dem zentralen Sibirien verursacht, welche zu einer stärkeren vertikalen turbulenten Durchmischung führen und somit zu einer nicht so starken Abkühlung der unteren Luftschichten wie in der ECHAM3-Simulation. In der 850 hPa-Temperatur ist des weiteren eine deutliche Abkühlung bis zu 3 K nördlich von Grönland zu erkennen. Die in dieses Gebiet transportierten Luftmassen haben in der ECHAM3-Simulation ihr Ursprungsgebiet in der eisfreien und somit warmen Grönlandsee, während in der Rossby-Zahl-Parameterisierung das eisbedeckte zentrale Polarmeer der Ursprung ist. Die Differenz des sensiblen Wärmeflusses (Abb. 35d)

zeigt eine Abnahme der vertikalen Flüsse vom Boden in die Atmosphäre über weiten Gebieten der Kontinente in der Größenordnung von 10 bis 20 W/m^2 und eine starke Abnahme an den Meereiskanten bis zu 80 W/m^2 . Die Abnahme an den Eiskanten ist gekoppelt mit einer Erhöhung der Flüsse vom Meer in die Atmosphäre über dem offenen Ozean um bis zu 50 W/m^2 . Die Verringerung des sensiblen Wärmeflusses von der Oberfläche in die Atmosphäre in großen Teilen des Modellgebietes ist bedingt durch die stabilisierende Wirkung der Rossby-Zahl-Parameterisierung, die gerade im polaren Winter wirkt, wie im eindimensionalen Modell gezeigt wurde. Die Gesamtwolkenbedeckung (Abb. 35f) liefert über Sibirien Gebiete mit deutlich geringeren Werten um bis zu 25%, aber auch Bereiche mit höherer Bedeckung.

Die Differenzen der klimatologischen Felder zwischen ECHAM3- und ECHAM4-Version für den Januar 1991 sind in Abbildung 36 dargestellt. Die Bodenluftdruckdifferenz (Abb. 36a) zeigt eine deutliche Druckabsenkung durch die ECHAM4-Version mit dem Zentrum über Severnaja Semlja vor der Küste Sibiriens um 4 hPa und eine Erhöhung zwischen Grönland und Spitzbergen um 3 hPa. Es ergibt sich eine Verschiebung des sibirischen Hochdruckgebietes vom Arktischen Ozean weg in Richtung der sibirischen kontinentalen Gebiete und eine Verschiebung des Islandtiefausläufers in der Grönlandsee in Richtung Skandinavien.

Diese Änderung in der Bodenluftdruckverteilung hat einen direkten Einfluß auf die Verteilung der 850 hPa-Temperatur. In Abbildung 36c ist die Differenz zwischen beiden Modellläufen dargestellt. Über dem Gebiet der maximalen Luftdruckerniedrigung vor der Küste Sibiriens erkennt man auch die größte Erhöhung der 850 hPa-Temperatur um bis zu 3 K und zwischen Grönland und Spitzbergen die stärkste Temperaturerniedrigung um bis zu 2 K. Diese hat ihre Ursache in dem durch die veränderte Luftdruckverteilung modifizierten Zirkulationsmuster. Bei der spezifischen Feuchte in 850 hPa sind im Integrationsgebiet kaum Unterschiede zwischen den beiden Modellläufen zu erkennen. Ein Gebiet mit einer Erniedrigung der Feuchte entsteht über Spitzbergen.

Deutliche Unterschiede zwischen ECHAM3 und ECHAM4 sind in der 2m-Temperatur (Abb. 36b) und dem sensiblen Wärmefluß am Boden (Abb. 36d) zu erkennen. Hier machen sich die modifizierte Grenzschichtparameterisierung, aber auch die veränderte Strahlungsbeschreibung und die verbesserten Felder der Bodenparameter bemerkbar. Die 2m-Temperatur liefert in der Simulation mit ECHAM4 bis zu 15 K kältere Temperaturen vor der Meereiskante über dem offenen Ozean östlich von Grönland und östlich von Spitzbergen. Die Lage der Meereiskante kann man aus der Karte des sensiblen Wärmeflusses (Abb. 33d) entnehmen, wobei eine Linie mit scharfem Gradienten über weite Strecken verbunden mit einem Wechsel von positiven zu negativen Flüssen zu erkennen ist. Die Kante verläuft von Neufundland durch die Labradorsee, dann südlich von Grönland in die Grönlandsee und setzt sich östlich fort an Spitzbergen vorbei, um in der Barentssee das sibirische Festland zu erreichen. Die stärksten Gradienten im sensiblen Wärmefluß sind mit den größten Abweichungen in der 2m-Temperatur verbunden. Über dem offenen Ozean

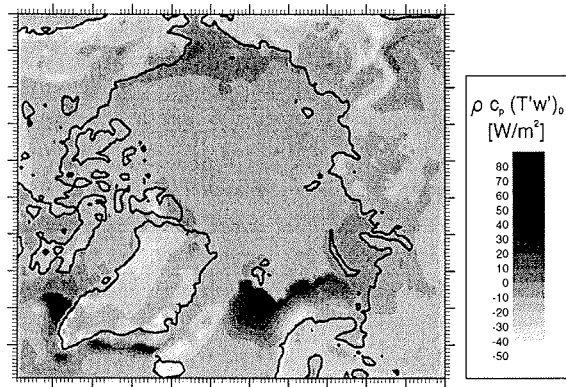


Abbildung 38: Differenz „ECHAM4 minus (ECHAM4 mit Monin-Obukhov- / Mischungswegansatz Grenzschichtparameterisierung)“ der monatsgemittelten Felder des sensiblen Wärmeflusses am Boden für den Januar 1990.

in einiger Entfernung von der Eiskante, über dem Zentrum des eisbedeckten Arktischen Ozeans aber auch über weiten Teilen der kontinentalen Gebiete werden etwas wärmere Temperaturen erreicht.

Die Differenz der sensiblen Wärmeflüsse (Abb. 36d) zeigt über denselben Gebieten wie die 2m-Temperatur das deutlichste Signal. An der Meereiskante treten bei der ECHAM4-Simulation, wenn man sich vom Eis auf das offene Meer hinaus bewegt, zuerst über 80 W/m^2 kleinere Wärmeflüsse und dann bis zu 50 W/m^2 größere auf. Über dem offenen Ozean in einiger Entfernung von der Eiskante sowie über dem eisbedeckten Arktischen Ozean sind die Wärmeflüsse bis zu 10 W/m^2 größer und über den kontinentalen Gebieten bis zu 10 W/m^2 kleiner. Das starke Signal an der Eiskante ist bedingt durch die Turbulenzschließung 1.5-ter Ordnung in der ECHAM4-Version, welche durch die in der TKE-Gleichung auftretenden Transporterme (Diffusion, Advektion) nicht-lokale Prozesse berücksichtigt (Brinkop, 1992). Dieses wird deutlich in Sensitivitätsläufen für den Januar 1990, bei denen zum einen eine Simulation mit der ECHAM4-Version des Modells durchgeführt wurde und zum anderen mit der ECHAM4-Version, bei der die TKE Schließung durch die Monin-Obukhov-Ähnlichkeit mit Mischungswegansatz aus der ECHAM3-Version ersetzt wurde. Abbildung 38 zeigt die Differenz der sensiblen Wärmeflüsse am Boden zwischen beiden Läufen. Das stärkste Signal ist an der Eiskante zum eisfreien Meer zu erkennen.

Aus der Differenz der Gesamtwolkenbedeckung (Abb. 36f) ist zu erkennen, daß der ECHAM4-Lauf über dem eisbedeckten Ozean eine um bis zu 15 % geringere Wolkenbedeckung aufweist und über dem offenen Ozean um maximal 5 % leicht erhöht ist. Über den Landpunkten werden, abgesehen von dem 10 Punkte breiten Rand

des Relaxationsbereiches, geringere Werte der Gesamtwolkenbedeckung erreicht, wie beispielsweise über dem östlichen Sibirien, wo sie um bis zu 15 % absinkt.

Die Höhen der 850 hPa-Geopotentialfläche und die entsprechenden Windfelder für die Simulationen mit ECHAM3-, ECHAM4- und Rossby-Zahl-Parameterisierung (Abb. 37) zeigen signifikante Unterschiede untereinander und zu der entsprechenden Auftragung der ECMWF-Analysen (Abb. 34d). Während das Islandtief und die Hochdruckgebiete über Sibirien und Kanada in allen vier Feldern gleich wiedergegeben werden, bilden sich Unterschiede besonders über der Barents- und Grönlandsee sowie über dem zentralen Arktischen Ozean. Die ECMWF-Analysen zeigen eine zyklonale Struktur über dem westlichen Sibirien, welche einen Luftmassentransport vom eisfreien Nordatlantik in die Barentssee auf das sibirische Festland verursacht. Die 850 hPa-geopotentielle Höhe zeigt eine Abgrenzung des Islandtiefausläufers von der zyklonalen Struktur über Sibirien. Diese Zweiteilung wird auch in den Modellläufen mit ECHAM3 und ECHAM4 deutlich. In der Rossby-Zahl-Simulation verschiebt sich das Tief vom sibirischen Festland in die Barentssee. Deutliche Unterschiede sind auch in der wellenförmigen Struktur der Geopotentialfläche über dem Arktischen Ozean zu erkennen. Während die ECHAM3-Simulation im Vergleich zu der ECMWF-Analyse eine Verstärkung der planetaren Welle zeigt, schwächt die Rossby-Zahl-Parameterisierung diese ab.

In Abbildung 39 bis 41 sind vertikale Profile der zeitlich über den Monat Januar 1991 und räumlich über verschiedene Teile des Integrationsgebietes gemittelten Felder der Temperatur, der spezifischen Feuchte und der Wolkenbedeckung für die drei verschiedenen Modellversionen aufgetragen. Die Temperatur- und Feuchteprofile sind zum Vergleich durch die gemittelten ECMWF-Analysen ergänzt worden. Bei der räumlichen Mittelung wird unterschieden nach Punkten über Land, Meereis und offenem Ozean. Weiter wird das Profil der räumlichen Mittelung über alle Punkte des Integrationsgebietes gezeigt.

Die über alle Landpunkte gemittelte Temperatur (Abb. 39a) zeigt für alle vier Profile eine starke bodengebundene Inversion mit einer Höhe von 920 hPa, die für die Analysen die größte Stärke der Inversion von 8 K aufweist. Beim Lauf mit ECHAM3-, ECHAM4- sowie Rossby-Zahl-Parameterisierung verringert sich die Differenz auf etwa 6 K, was mit einem Temperaturanstieg am Boden auf -27°C verbunden ist. Die Analyse erreicht hier -28.5°C . Unterhalb von 970 hPa zeigt die Rossby-Zahl-Simulation tiefere Temperaturen als beide ECHAM-Läufe, was durch eine Verstärkung der Stabilität und eine geringere turbulente Durchmischung erklärt werden kann. Die sich ausbildende Inversion ist bedingt durch die im Winter fehlende solare Einstrahlung und die damit verbundene Abkühlung der bodennächsten Luftschichten durch die langwellige Ausstrahlung.

Über den Punkten mit offenem Ozean (Abb. 39b) bildet sich ein Temperaturprofil, welches für alle Fälle eine durchgehende Temperaturabnahme mit der Höhe zeigt

und für die ECMWF-Analysen einen Wert über der Erdoberfläche von -2.5°C erreicht. Die Profile mit ECHAM3-, ECHAM4- und Rossby-Modellversion liefern alle geringfügig kältere Temperaturen als die Analysen in der Größenordnung von 1 K. In den Temperaturprofilen gemittelt über alle Punkten mit Meereisbedeckung zeigen sich die deutlichsten Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellversionen. Unterhalb von 970 hPa simuliert die ECHAM3-Version bis zu 1.5 K wärmere und die ECHAM4-Version bis zu 1.5 K kältere Temperaturen als die ECMWF-Analysen. In diesem Bereich liegt das Profil des Modellaufes mit Rossby-Zahl-Parameterisierung am dichtesten an den ECMWF-Analysen. Bei dem Rossby-Modellauf hebt sich die Temperaturinversion vom Boden ab. Auch über dem Meereis bildet sich eine stabile Schichtung aus, wie schon aus den negativen sensiblen Wärmeflüssen (Abb. 33d) zu erkennen war. Die um bis zu 3 K kälteren Temperaturen des ECHAM4-Laufes werden im Vergleich zum ECHAM3-Lauf durch die drastisch reduzierten sensiblen Wärmeflüsse an der Meereiskante verursacht. Im Mittel über alle Punkte (Abb. 39d) wird die Analyse unterhalb von 920 hPa am besten von der ECHAM4-Version wiedergegeben, während die Rossby-Zahl-Parameterisierung die Inversion vom Boden abhebt. In Abbildung 42a wird die Differenz „Analyse minus Modell“ für die Gebietsmittel über alle Punkte gezeigt. Man erkennt, daß in einem Höhenbereich zwischen 995 und 950 hPa die ECHAM4- und Rossby-Version vergleichbar gut die Analysen reproduzieren, während die ECHAM3-Version relativ große Unterschiede zeigt.

Hier sei darauf hingewiesen, daß die ECMWF-Analysen ebenfalls Modellergebnisse repräsentieren, welche mit einem Datenassimilationsverfahren an Radioson-

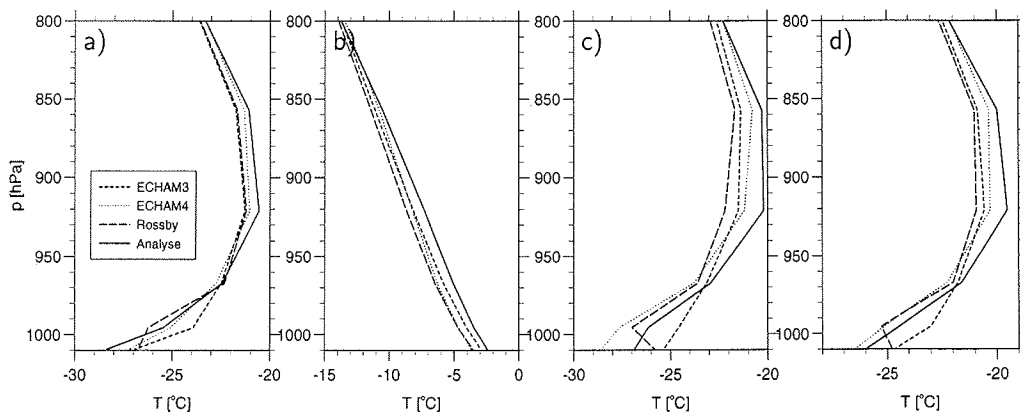


Abbildung 39: Über den Monat Januar 1991 und über Gebiete der jeweiligen Unterlage räumlich gemittelte Temperaturprofile für verschiedene Modellläufe. Mittel über (a) alle Landpunkte, (b) alle Punkte mit offenem Ozean, (c) alle Punkte mit Meereisbedeckung und (d) über das gesamte Integrationsgebiet.

4.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

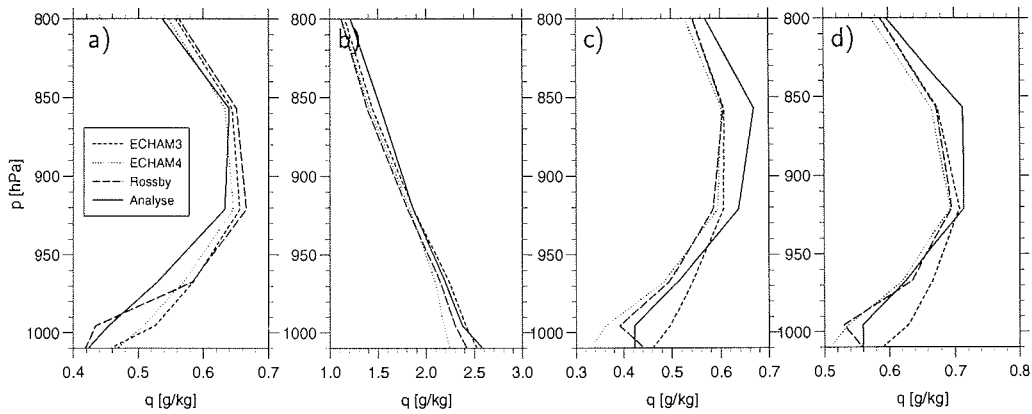


Abbildung 40: Über den Monat Januar 1991 und über Gebiete der jeweiligen Unterlage räumlich gemittelte Profile der spezifischen Feuchte für verschiedene Modellläufe. Mittel über (a) alle Landpunkte, (b) alle Punkte mit offenem Ozean, (c) alle Punkte mit Meereisbedeckung und (d) über das gesamte Integrationsgebiet.

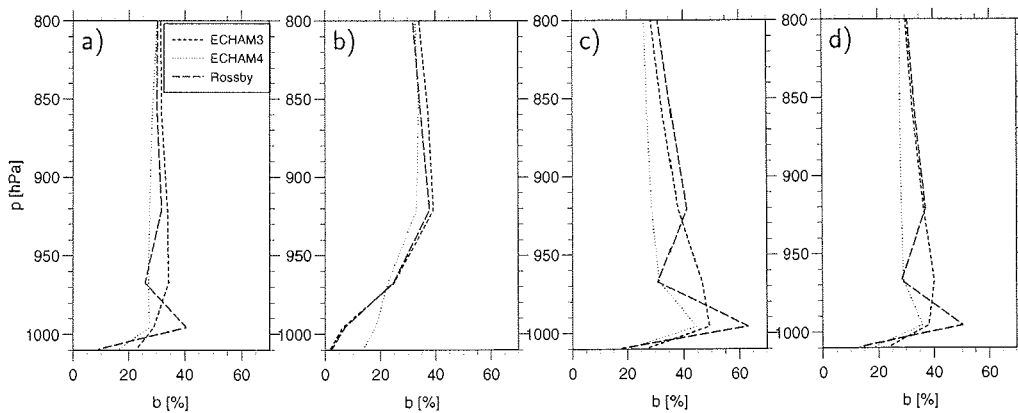


Abbildung 41: Über den Monat Januar 1991 und über Gebiete der jeweiligen Unterlage räumlich gemittelte Profile der Wolkenbedeckung für verschiedene Modellläufe. Mittel über (a) alle Landpunkte, (b) alle Punkte mit offenem Ozean, (c) alle Punkte mit Meereisbedeckung und (d) über das gesamte Integrationsgebiet.

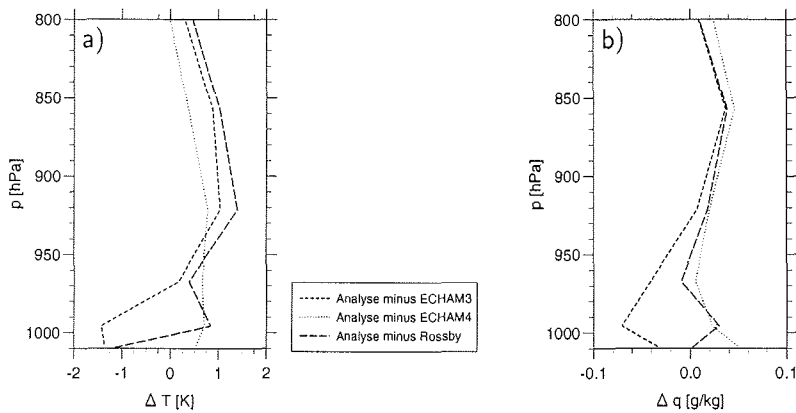


Abbildung 42: Differenzen „Analyse minus Modell“ der über das gesamte Integrationsgebiet und monatlich für den Januar 1991 gemittelten (a) Temperatur und (b) spezifischen Feuchte.

den Daten angepaßt werden. Diese Assimilation geschieht alle 12 Stunden und das verwendete Modell basiert auf einem Wettervorhersagemodell. Dabei ist wichtig, welche Prozesse wie in dem Modell parameterisiert werden. Es zeigt sich in den hier durchgeführten Untersuchungen, daß eine modifizierte Parameterisierung die Simulationsergebnisse deutlich verändert. Eine Schwäche der ECMWF-Analysen gerade in dem untersuchten Bereich der Arktis besteht darin, daß die Dichte und die Qualität der Radiosondendaten schlecht ist. So liegen fast alle meteorologischen Stationen auf den kontinentalen Gebieten der Arktis, der meereisbedeckte Bereich wird kaum sondiert. Die Qualität der Feuchtemessungen ist durch die im Winter auftretenden tiefen Temperaturen deutlich schlechter als in mittleren Breiten.

Die Profile der spezifischen Feuchte zeigen im Mittel über alle Landpunkte (Abb. 40a), daß die ECHAM3- und ECHAM4-Versionen um bis zu 0.1 g/kg feuchtere Werte als die Analyse liefern. Die Rossby-Zahl-Parameterisierung dagegen reproduziert die spezifische Feuchte gerade unterhalb von 980 hPa am besten, zeigt oberhalb 980 hPa aber auch feuchtere Werte als die Analyse. Über den Ozeanpunkten (Abb. 40b) ist nur der ECHAM4-Lauf auffällig, der bis zu 0.35 g/kg trockenere Mittel simuliert. Über den Ozeanpunkten (Abb. 40c) zeigt die Rossby-Version als einzige ein Abheben der Feuchtezunahme vom Boden, wie es auch die Analysen andeuten. Zusammenfassend erkennt man im Mittel über alle Punkte (Abb. 40d), daß die Rossby-Zahl-Parameterisierung am dichtesten an den ECMWF-Analysen liegt. Dazu sind in Abbildung 42b auch wieder die Differenzen „Analyse minus Modell“ des Mittels über alle Punkte abgebildet.

Als dritte Größe werden die Gebietsmittel der Wolkenbedeckung betrachtet, für die keine Analysen vorliegen. Das Mittel über alle Landpunkte (Abb. 41a) zeigt in

der Rossby-Zahl-Parameterisierung eine deutliche Strukturierung mit einer erhöhten Wolkenbedeckung von etwa 10% zwischen 990 und 1000 hPa im Vergleich mit der ECHAM3-Simulation. Der ECHAM4-Lauf simuliert dagegen geringere Wolken über die gesamte Höhe. Die ECHAM4-Simulation liefert über dem offenen Ozean (Abb. 41b) eine deutlich stärkere Bewölkung unterhalb von 970 hPa. Die auffälligste Änderung zeigt sich im Mittel über alle Punkte mit Meereisbedeckung (Abb. 41c), bei der die ECHAM4-Bedeckung über die gesamte Höhe abnimmt und eine zusätzliche Wolkenschicht in 995 hPa auftritt, die in der Rossby-Simulation noch verstärkt wird. Im Gebietsmittel über alle Punkte des Integrationsgebietes (Abb. 41d) kann man zusammenfassend erkennen, daß die ECHAM4-Modellversion im Vergleich mit der ECHAM3-Version oberhalb von 995 hPa einen geringeren Bedeckungsgrad liefert. Die Rossby-Zahl-Parameterisierung produziert dagegen eine Schicht stärkerer Wolkenbedeckung als die ECHAM3-Version mit dem Maximum bei 995 hPa, sowie eine geringere Wolkenbedeckung oberhalb von 980 hPa.

4.2.3 Sensitivitätsuntersuchungen mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung

In diesem Abschnitt werden zwei Sensitivitätsläufe verglichen, die die Rossby-Zahl-Parameterisierung jeweils nur über einem Teil des Integrationsgebietes verwenden und ansonsten die Monin-Obukhov-Theorie der ECHAM3-Version. Im ersten Lauf ist die Rossby-Zahl-Parameterisierung nur an allen Punkten über Land und im zweiten Lauf nur an allen Punkten über Meereis eingebaut worden.

In Abbildung 43 sind der Bodenluftdruck, die 850 hPa-Temperatur sowie die 850 hPa-geopotentielle Höhe mit Windfeld für beide Sensitivitätsläufe dargestellt. Beim Vergleich des Bodenluftdruckes erkennt man, daß ein Einbau der Parameterisierung nur über Land (Abb. 43a) die wellenförmige Struktur des Druckfeldes im Vergleich zum Einbau nur über Eis (Abb. 43b) abschwächt. Dieses bedeutet, daß über dem zentralen Sibirien der Druck leicht zunimmt.

Diese leicht modifizierte Druckverteilung wirkt auf die Windfelder (Abb. 43e und 43f), welche bei Verwendung der Rossby-Zahl-Parameterisierung nur über Meereispunkten, eine deutliche Verstärkung der wellenförmigen Struktur über der zentralen Arktis zur Folge hat. Weiter ist bei beiden Sensitivitätsläufen eine Aufspaltung der zyklonalen Strömung über der Barentssee, welche sich bei dem Modellauf mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung über Land- und Eispunkten zeigte (Abb. 37c), in zwei zyklonale Strukturen zu erkennen. Eine liegt über der Grönlandsee und die andere über dem europäischen Teil Rußlands. Dadurch ändern sich gerade über der Barentssee und der Karasee die Windfelder signifikant.

In der 850 hPa-Temperatur (Abb. 43c und 43d) sind keine deutlichen Unterschiede zwischen den beiden Sensitivitätsläufen zu erkennen.

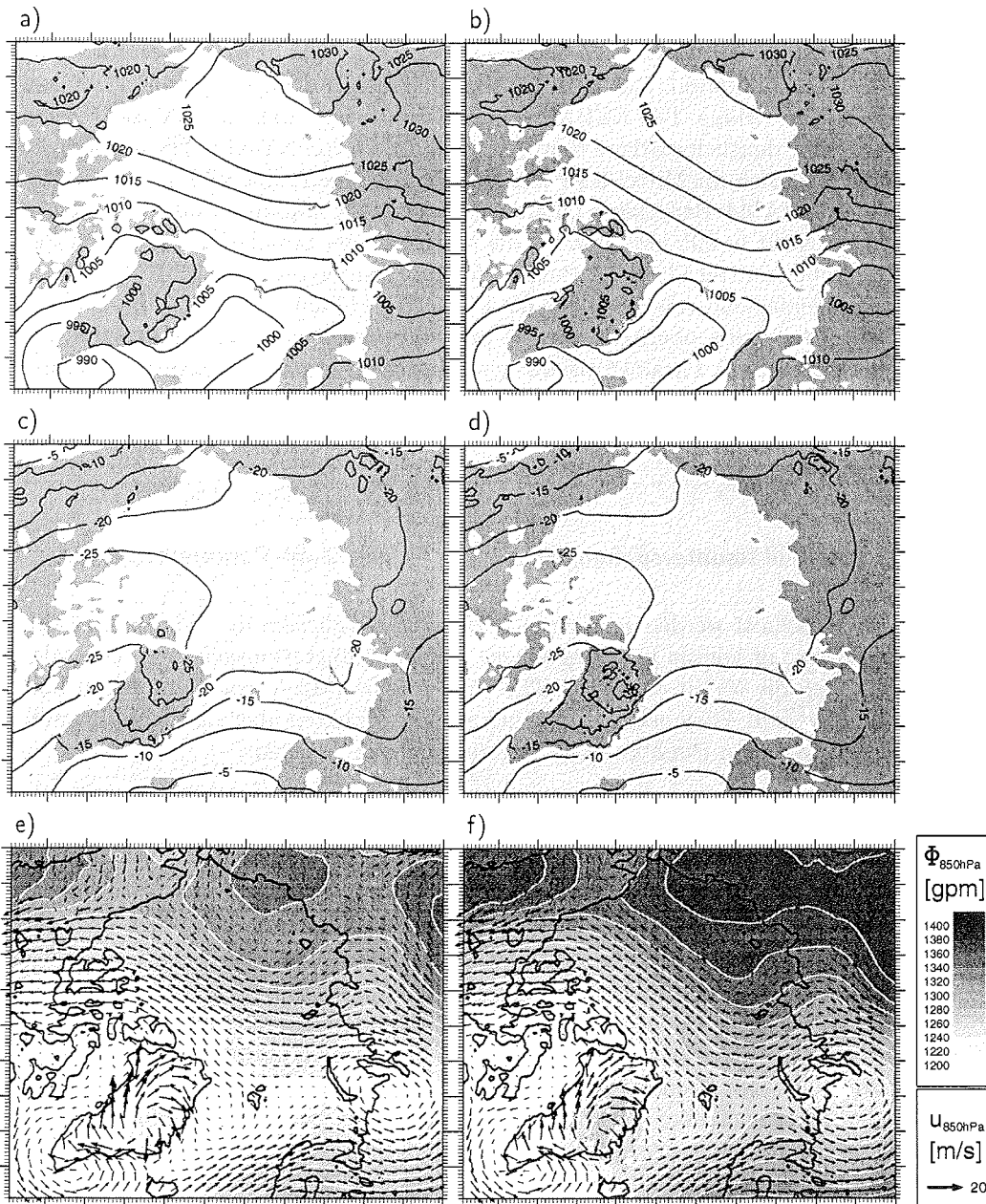


Abbildung 43: Monatsgemittelte Felder für den Januar 1991 zweier Sensitivitätsläufe, bei denen die Rossby-Parameterisierung anstelle der ECHAM3-Version nur über den Landpunkten [(a) Bodenluftdruck in [hPa], (c) 850 hPa-Temperatur in [°C], (e) 850 hPa-geopotentielle Höhe und Windfeld] oder nur über den Meereispunkten eingebaut wurde [(b) Bodenluftdruck in [hPa], (d) 850 hPa-Temperatur in [°C], (f) 850 hPa-geopotentielle Höhe und Windfeld].

4.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

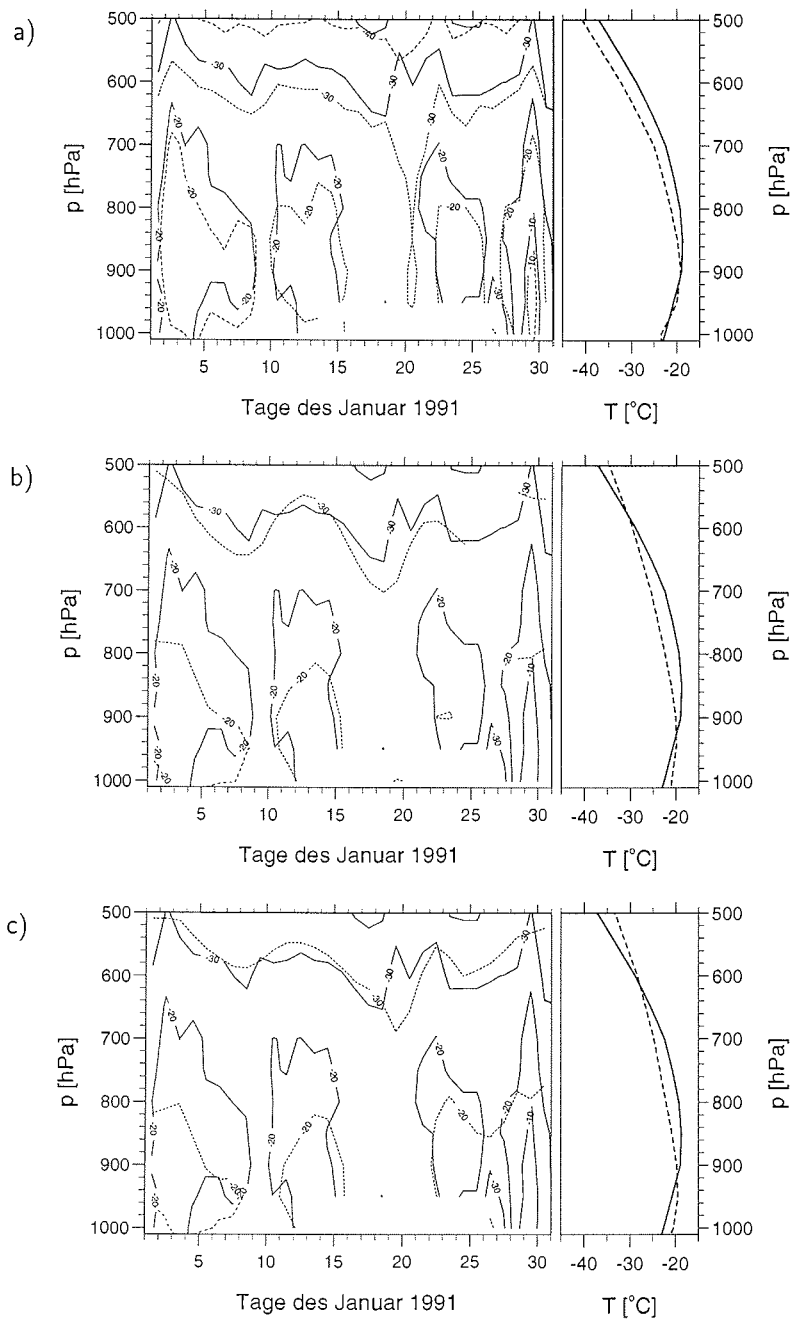


Abbildung 44: Höhen-Zeit-Schnitte der Temperatur in [°C] für den Januar 1991 an der Station *Norilsk*. Die durchgezogenen Linien stellen die Radiosondendaten dar und die gestrichelten den entsprechenden Modellauf der Version (a) ECHAM3, (b) ECHAM4 und (c) Rossby.

4 Klimasimulationen mit dem dreidimensionalen Modell

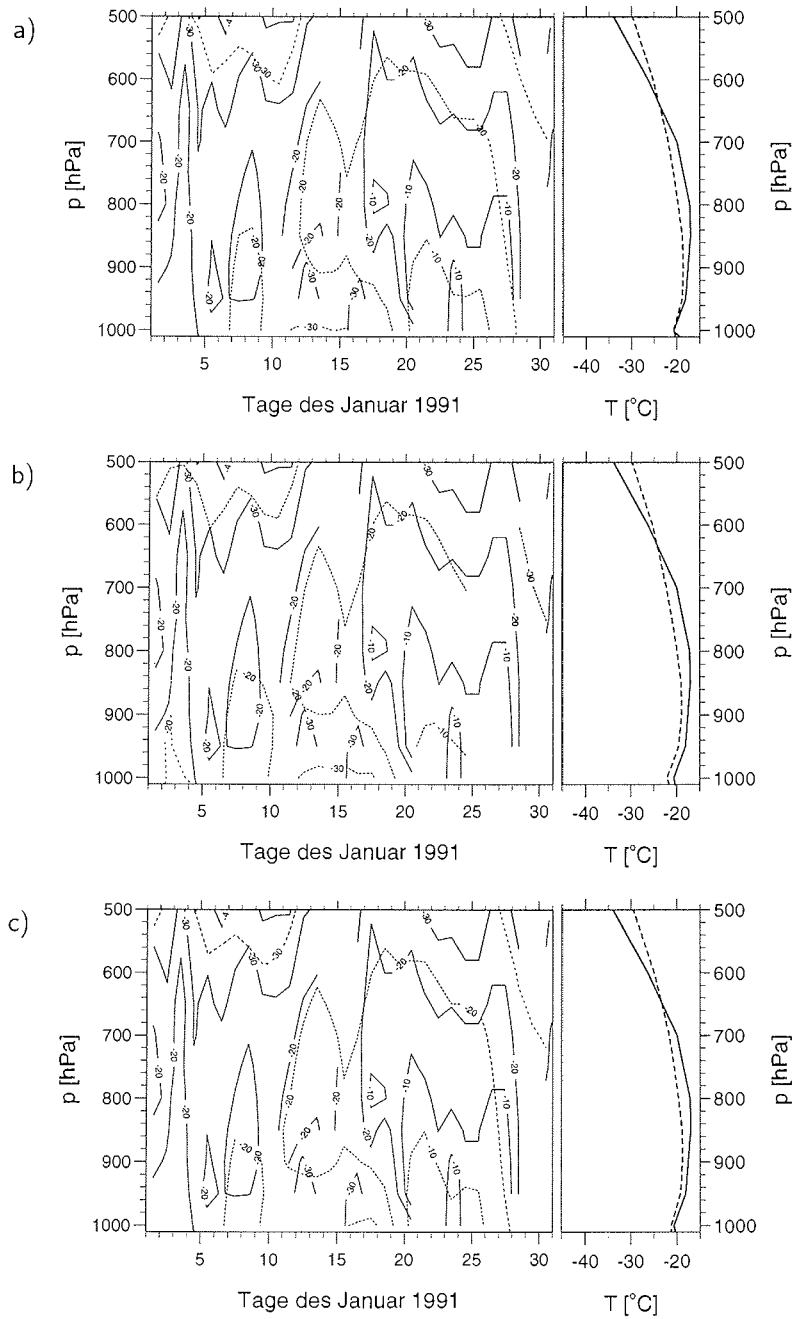


Abbildung 45: Höhen-Zeit-Schnitte (links) und monatsgemittelte Profile (rechts) der Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ für den Januar 1991 an der Station *Norman Wells*. Die durchgezogenen Linien stellen die Radiosondendaten dar und die gestrichelten den entsprechenden Modellauf der Version (a) ECHAM3, (b) ECHAM4 und (c) Rossby.

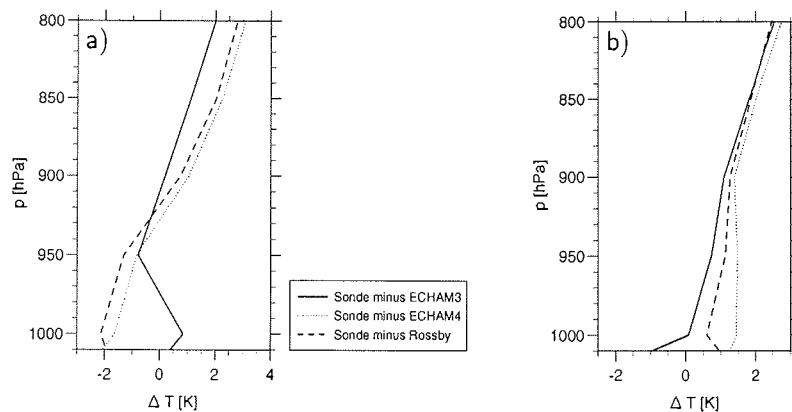


Abbildung 46: Differenzen „Radiosondendaten minus Modell“ der monatsgemittelten Temperatur für den Januar 1991 an der Station (a) Norilsk und (b) Norman Wells für Simulationen mit verschiedenen Modellversionen.

4.2.4 Vergleich mit Beobachtungsdaten an ausgewählten Stationen

In diesem Abschnitt werden Modellergebnisse mit Radiosondendaten verglichen. Es wurden die bei den eindimensionalen Klimasimulationen beschriebenen zwei Landstationen Norilsk in der sibirischen Arktis und Norman Wells in der Kanadischen Arktis ausgewählt. An beiden Stationen werden Höhen-Zeit-Schnitte der Temperatur aus Radiosondendaten den Ergebnissen der drei Modellläufe mit ECHAM3-, ECHAM4- und Rossby-Zahl-Parameterisierung gegenübergestellt.

In Abbildung 44 sind für alle drei Modellversionen ein Höhen-Zeit-Schnitt der Temperatur sowie die entsprechenden Monatsmittel an der Station Norilsk für den Januar 1991 dargestellt. Man erkennt am zeitlichen Verlauf der Temperatur, wenn man beispielsweise die -20°C Isotherme betrachtet, daß alle drei Simulationen Phasen der Erwärmung (z.B. um den 13. des Monats) sowie der Abkühlung (um den 10. des Monats) wiedergeben, jedoch die unterschiedlichen Läufe unterschiedlich große Abweichungen von den Radiosondendaten zeigen.

Der Lauf mit ECHAM3-Physik (Abb. 44a) simuliert oberhalb von 900 hPa über den gesamten Monat zu kalte Temperaturen, die im Monatsmittel Abweichungen von bis zu 5 K erreichen. Unterhalb von 900 hPa weichen die Monatsmittel weniger voneinander ab. Die Simulationen mit der ECHAM4- (Abb. 44b) und Rossby-Version (Abb. 44c) zeigen beide in einer Höhe von 600 hPa eine sehr gute Übereinstimmung sowohl im Monatsmittel, als auch im zeitlichen Verlauf, was gut an der -30°C Isotherme zu beobachten ist. Oberhalb von 600 hPa und unterhalb von 930 hPa zeigen beide Simulationen wärmere, dazwischen kältere Temperaturen als die Radiosonden. Bei einer Interpretation der Ergebnisse unterhalb 960 hPa muß man vorsichtig sein,

da Datenlücken bei der Interpolation der Radiosondendaten entstanden.

Zu jedem Zeitpunkt, an dem Radiosondendaten vorlagen, wurde zwischen dem Wert mit der geringsten Höhe und dem mit der größten Höhe jeweils linear auf die 19 Modellschichten (siehe Anhang B) interpoliert. Lag eine der Schichten außerhalb dieses Bereiches, so wurde die Temperatur als nicht vorhanden gekennzeichnet. So entstehen die oben erwähnten Datenlücken. Wegen dieser nur vertikalen räumlichen Interpolation unterscheiden sich die Höhen-Zeit-Schnitte hier im Vergleich zu den Feldern (Abb. 12a und 13a), welche als Antrieb im eindimensionalen Modell verwendet werden. Bei diesen wurde sowohl räumlich vertikal, als auch zeitlich mit einem Splineverfahren interpoliert.

An der Station Norman Wells (Abb. 45) zeigt sich eine sehr viel stärkere zeitliche Schwankung in den Radiosondendaten. Die Ergebnisse der Simulationen mit den drei Modellversionen zeigen sehr ähnliche Abweichungen von den Daten, die Unterschiede zwischen den Modellversionen sind gering.

In Abbildung 46 sind für beide Stationen zusammenfassend die Abweichungen des jeweiligen Modellaufes vom gemittelten Radiosondenprofil dargestellt. Man erkennt, daß an der Station Norilsk die Modellversion ECHAM3 das Monatsmittel am besten reproduziert, während an der Station Norman Wells kaum Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellversionen auftreten.

Es folgt eine Validierung der simulierten totalen Wolkenbedeckung über Landpunkten anhand eines Datensatzes von 36 russischen Stationen (Radionov, 1996), an denen die gesamte und tiefe Wolkenbedeckung beobachtet wurde. Die tiefe Wolkenbedeckung beschreibt Wolken unterhalb der Modellschicht von etwa 800 hPa. In Abbildung 47 sind für die Simulationen des Januar 1991 mit den Modellversionen ECHAM3, ECHAM4 und Rossby die Differenzen der Wolkenbedeckung „Beobachtung minus Modell“ gezeigt. Für die Simulation mit der ECHAM3- und ECHAM4-Version (Abb. 47a und b) erkennt man, daß das Modell die Gesamtwolkenbedeckung überschätzt. Es treten absolute Abweichungen von bis zu 57% zu hohe Werten auf. Bei der Simulation mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung (Abb. 47a) verringern sich die Wolkenbedeckungen über Sibirien bei großer Entfernung vom Arktischen Ozean deutlich. Hier liegen die Abweichungen innerhalb der Genauigkeit der Beobachtung zwischen -7% und 5%. Bei den Stationen in der Nähe der Küste und auf den Inseln wird durch die Rossby-Modellversion die Wolkenbedeckung ebenfalls deutlich überschätzt. Bei den tiefen Wolken in Abbildung 47d bis 47f zeigen alle drei Simulationen eine noch stärkere Überschätzung der Wolkenbedeckung.

4.2 Simulationen des arktischen Winterklimas

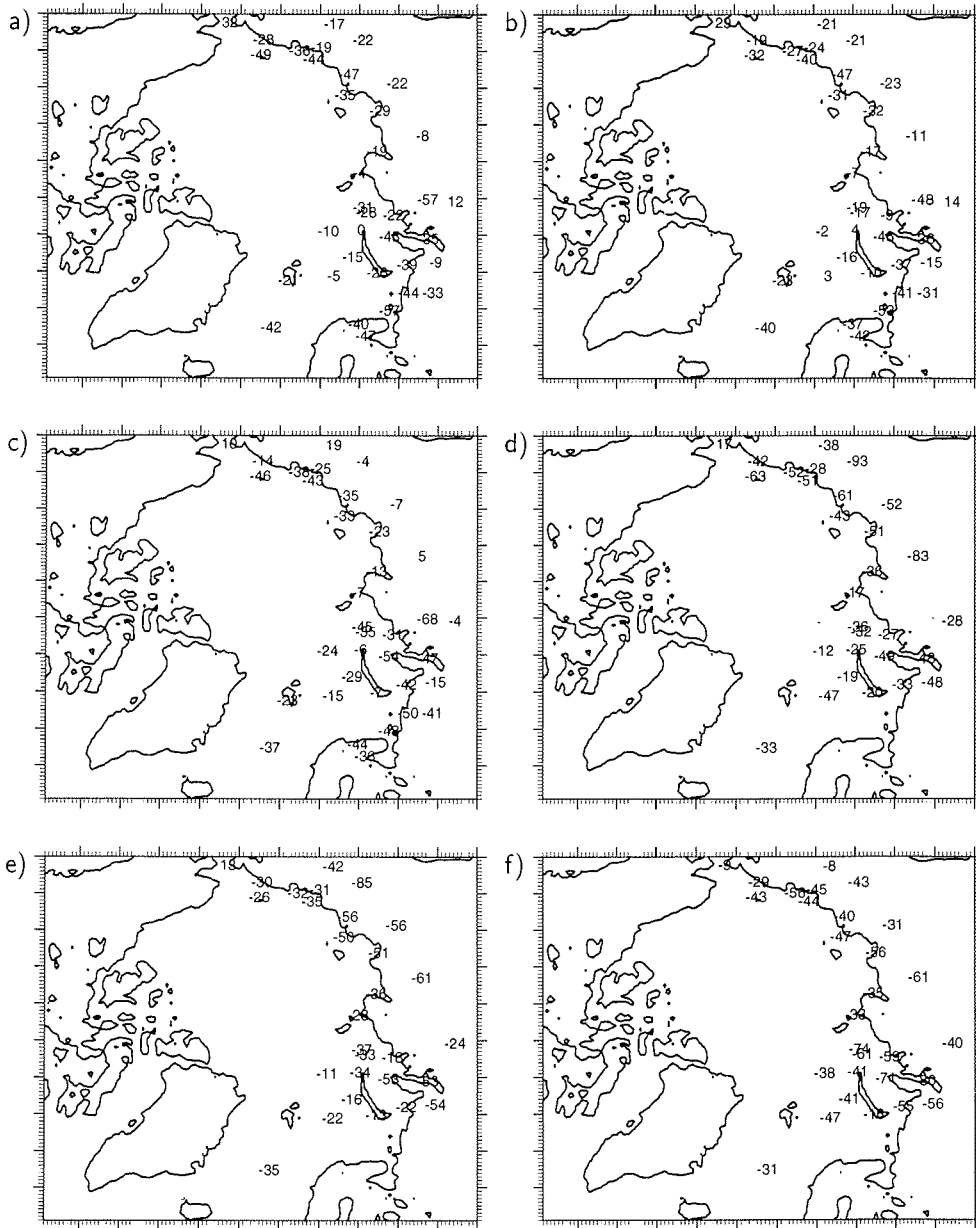


Abbildung 47: Vergleich der simulierten monatsgemittelten totalen und tiefen Wolkenbedeckung [%] für den Januar 1991 mit Beobachtungen. Dargestellt ist jeweils die Differenz „Beobachtung minus Simulation“: totale Wolkenbedeckung für (a) ECHAM3, (b) ECHAM4 und (c) Rossby; tiefe Wolkenbedeckung für (d) ECHAM3, (e) ECHAM4 und (f) Rossby.

4.3 Simulationen des arktischen Sommerklimas

4.3.1 Beschreibung des arktischen Sommerklimas auf der Basis von ECHAM3-Modellsimulationen und ECMWF-Analysen

Das Klima des Juli 1990, wie es sich aus Modellläufen mit der ECHAM3-Version ergibt, zeigt Abbildung 48. Hier sind die monatsgemittelten Felder des Bodenluftdrucks, der 2m-Temperatur, der 850 hPa-Temperatur, des sensiblen Wärmeflusses am Boden, der spezifischen Feuchte in 850 hPa und der Gesamtwolkenbedeckung dargestellt.

Der Bodenluftdruck (Abb. 48a) zeigt im Sommer keine so deutlich ausgeprägte Strukturierung wie im Winter (Abb. 33a). Zu erkennen ist der Einfluß des Pazifikhochs über der Westküste Kanadas, sowie ein mit dem Zentrum über Nowaja Semlja liegendes Hochdruckgebiet, das relativ schwach ausgeprägt ist.

Die 2m-Temperatur (Abb. 48b) erreicht Werte von 20°C über den kontinentalen Gebieten Kanadas und Sibiriens und liegt über dem eisbedeckten Arktischen Ozean um den Gefrierpunkt. Die kontinentalen Gebiete zeichnen sich durch eine große Amplitude des Jahresganges der 2m-Temperatur aus. Während im Winter Temperaturen von über -30°C erreicht werden (Abb. 33a), liegen sie im Sommer um über 50 K höher.

Das Feld der monatsgemittelten 850 hPa-Temperatur (Abb. 48c) zeigt ein Minimum von -6°C über dem Zentrum des Arktischen Ozeans und steigt über den kontinentalen Gebieten auf maximal 13°C an. Die spezifische Feuchte (Abb. 48e) derselben Höhe zeigt die maximalen Werte über Grönland und in der zentralen Arktis mit Werten um 0.8 g/kg und nimmt über den kontinentalen Gebieten ab.

Die geographische Verteilung des monatsgemittelten sensiblen Wärmeflusses (Abb. 48d) wird bestimmt von der Land-Meer-Verteilung. Über den Kontinenten sind durchweg positive vom Boden in die Atmosphäre gerichtete Wärmeflüsse zu erkennen, die mit Werten zwischen 10 W/m² und 70 W/m² stark variieren. Diese Schwankungen sind mit der Wolkenbedeckung und der sich dadurch verändernden solaren Einstrahlung gekoppelt. Dies kann besonders deutlich über Nordamerika beobachtet werden. Der Wärmefluß über dem Arktischen Ozean ist im Vergleich zu den kontinentalen Gebieten, aber auch im Vergleich mit Winterwerten (Abb. 33d) verschwindend klein. Die Gründe dafür sind die im Sommer im Vergleich zum Winter kleinen Temperaturgradienten zwischen Atmosphäre und Meereis bzw. Atmosphäre und offenem Ozean.

Die monatsgemittelte prozentuale Gesamtwolkenbedeckung zeigt eine mächtige bis zu 100 % erreichende, aber im Gegensatz zum Winter nur auf das Zentrum des Arktischen Ozeans begrenzte Bedeckung, die über den kontinentalen Gebieten deutlich abnimmt.

In Abbildung 52 sind die geopotentielle Höhe der 850 hPa-Fläche und die Windvektoren in 850 hPa dargestellt. Die durch die Windfelder beschriebene Zirkulati-

4.3 Simulationen des arktischen Sommerklimas

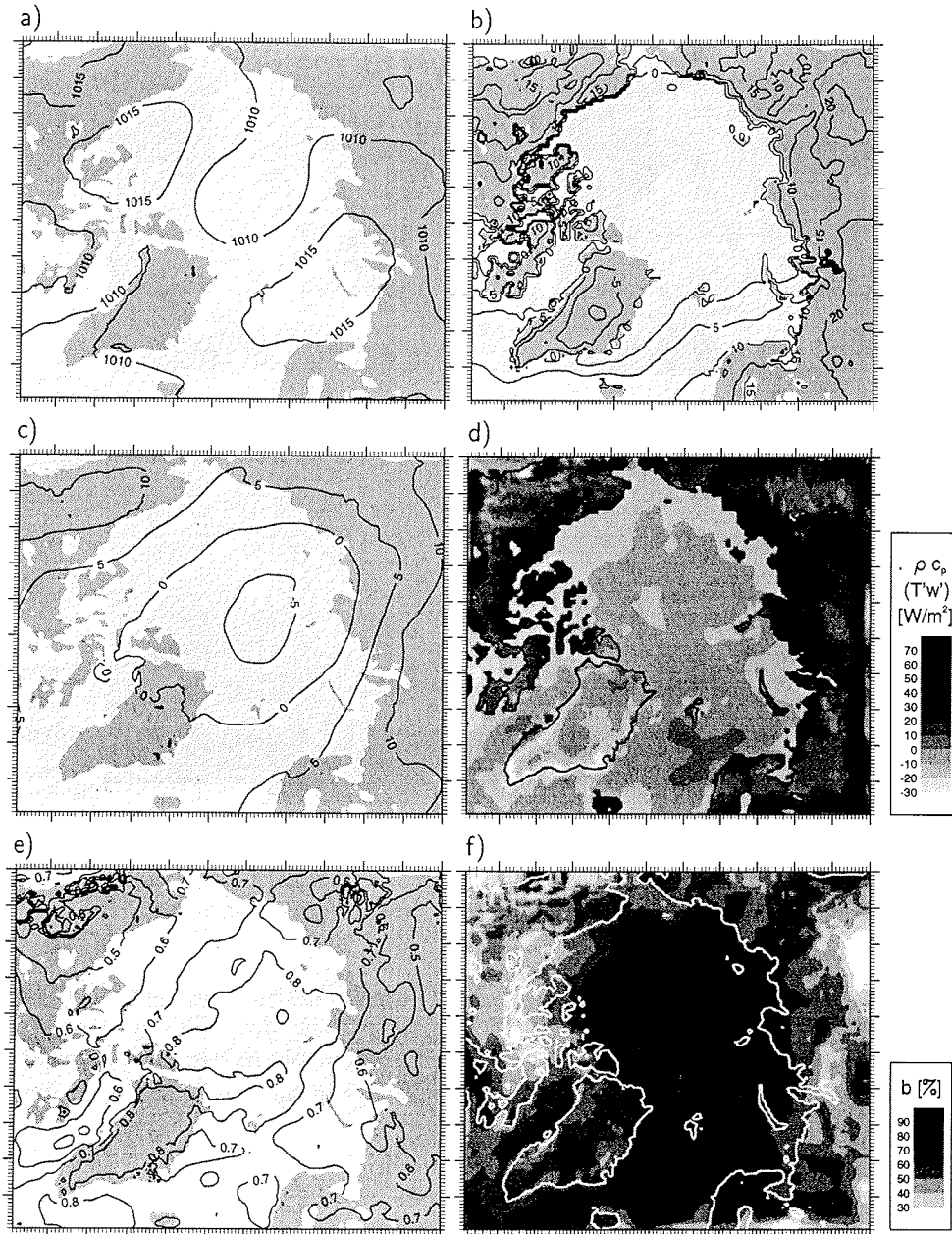


Abbildung 48: Monatsgemittelte Felder der ECHAM3-Simulation für den Juli 1990: (a) Bodendruck in [hPa], (b) 2m-Temperatur in [°C], (c) 850 hPa-Temperatur in [°C], (d) sensibler Wärmefluss in [W/m^2] (ein positives Vorzeichen steht für einen Fluß vom Boden in die Atmosphäre), (e) spezifische Feuchte in 850 hPa in [g/kg] und (f) Gesamtwolkenbedeckung in [%].

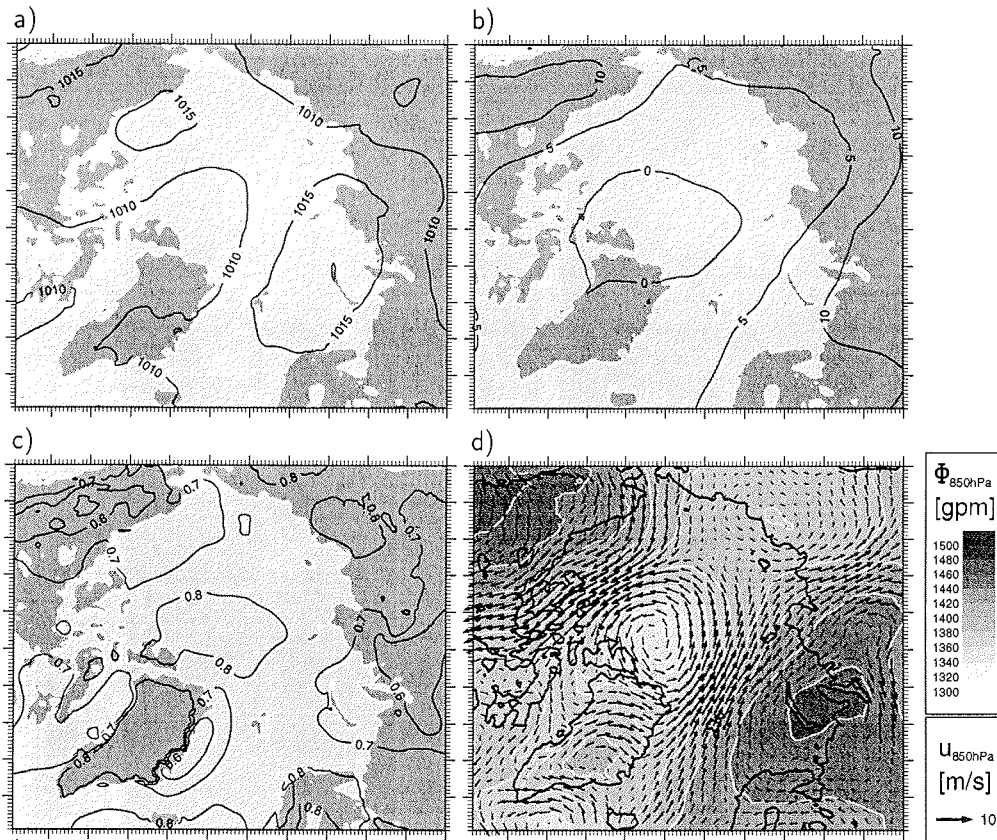


Abbildung 49: Monatsgemittelte Felder der ECMWF-Analysen für den Juli 1990: (a) Bodenluftdruck in [hPa], (b) 850 hPa-Temperatur in [°C], (c) spezifische Feuchte in 850 hPa in [g/kg] sowie (d) 850 hPa-geopotentielle Höhe und Windfeld.

on wird durch eine zyklonale Strömung geprägt, deren Zentrum über dem Nordpol liegt. Diese verursacht eine Luftströmung vom Meereis auf das sibirische Festland in der Karasee sowie auf das Festland in der Kanadischen Arktis. Antizyklonale Strömungen bilden sich um das Hochdruckgebiet über Nowaja Semlja und über dem amerikanischen Kontinent.

Zum Vergleich sind in Abbildung 49 über den Monat Juli 1990 gemittelte Felder der ECMWF-Analysen des Bodenluftdruckes, der 850 hPa-Temperatur, der spezifischen Feuchte in 850 hPa sowie die 850 hPa-geopotentielle Höhe und das 850 hPa-Windfeld dargestellt. Der Bodenluftdruck (Abb. 49a) zeigt eine ähnliche Struktur wie in der ECHAM3-Simulation mit einem erhöhten Druck über der Kara- und Barentssee sowie über der Beaufortsee. Jedoch ist das Hoch vor der kanadischen Küste etwas abgeschwächt und dessen Zentrum nach Westen verschoben, während das Hoch

vor Sibirien etwas stärker ausgeprägt ist. Diese Druckunterschiede führen zu einer Verstärkung der antizyklonalen Strömung über der zentralen Arktis (Abb. 49d) und damit zu einem stärkeren Herantransport von warmer, maritimer Luft vom Atlantischen Ozean und somit zu deutlich wärmeren Temperaturen in 850 hPa (Abb. 49b). Die 850 hPa-Temperatur zeigt in Analysen und ECHAM3-Simulation eine vergleichbare Struktur mit den tiefsten Temperaturen über der zentralen Arktis, wobei das Minimum in den Analysen in Richtung Grönland verschoben ist. Die 850 hPa-spezifische Feuchte in Abbildung 49c weist deutliche Unterschiede zu dem entsprechenden Feld des ECHAM3-Modellaufes auf. Zum einen werden die orographischen Effekte über dem westlichen Kanada und Sibirien nicht reproduziert, und zum anderen ist die Feuchte der Analyse über den kontinentalen Gebieten größer. Dieses steht im Zusammenhang mit der durch die Druckverteilung modifizierten Zirkulation. Trotzdem werden die wesentlichen klimatischen Strukturen in den ECMWF-Analysen durch den Modellauf mit ECHAM3-Physik reproduziert (Dethloff et al., 1996).

4.3.2 Sensitivitätsläufe mit den verschiedenen Grenzschichtparameterisierungen

Zum Vergleich der Simulationsergebnisse aus Läufen mit verschiedenen Modellversionen der Grenzschichtparameterisierung werden Differenzen monatsgemittelter Felder berechnet. In Abbildung 50 ist die Differenz „ECHAM3 minus Rossby“ und in Abbildung 51 „ECHAM3 minus ECHAM4“ dargestellt.

Die Differenz des Bodenluftdruckes zwischen ECHAM3- und Rossby-Modellauf (Abb. 50a) zeigt, daß die Rossby-Zahl-Parameterisierung in der zentralen Arktis einen um bis zu 3 hPa erhöhten Bodenluftdruck aufweist. Diese zonale Struktur der Abweichung wirkt sich auf die Zirkulation im Modellgebiet aus. Vergleicht man die Windfelder in 850 hPa aus Abbildung 52a und 52c, so stellt man fest, daß die zyklonale Strömung über der zentralen Arktis beim Rossby-Lauf abgeschwächt und ihr Zentrum Richtung Lapteewsee verschoben ist.

Diese Abschwächung der zyklonalen Strömung führt zu einem schwächeren Transport warmer, maritimer Luft von der Grönlandsee über die Barents- und Karasee in Richtung sibirisches Festland. Die Folge ist ein deutliches Signal in der 850 hPa-Temperatur (Abb. 50c), aber auch in der 2m-Temperatur (Abb. 50b) über Sibirien, die um bis zu 2 K bzw. 3 K absinkt. Über der eisbedeckten zentralen Arktis erhält man in 850 hPa Höhe eine Temperaturzunahme um bis zu 2 K. Über dem sonstigen Integrationsgebiet zeigt die 850 hPa-Temperatur kein signifikantes Signal. Eine Erhöhung der 2m-Temperatur über der zentralen Arktis ist nicht sichtbar, da ein um bis zu 10 W/m^2 größerer sensibler Wärmefluß vom Eis in die Atmosphäre diese kompensiert. Abweichungen in der 2m-Temperatur zwischen den beiden Modellläufen werden außer über Sibirien noch in der Kanadischen Arktis sichtbar. Diese Temperaturerniedrigung um bis zu 5 K ist mit einer Abnahme des sensiblen Wärmeflusses

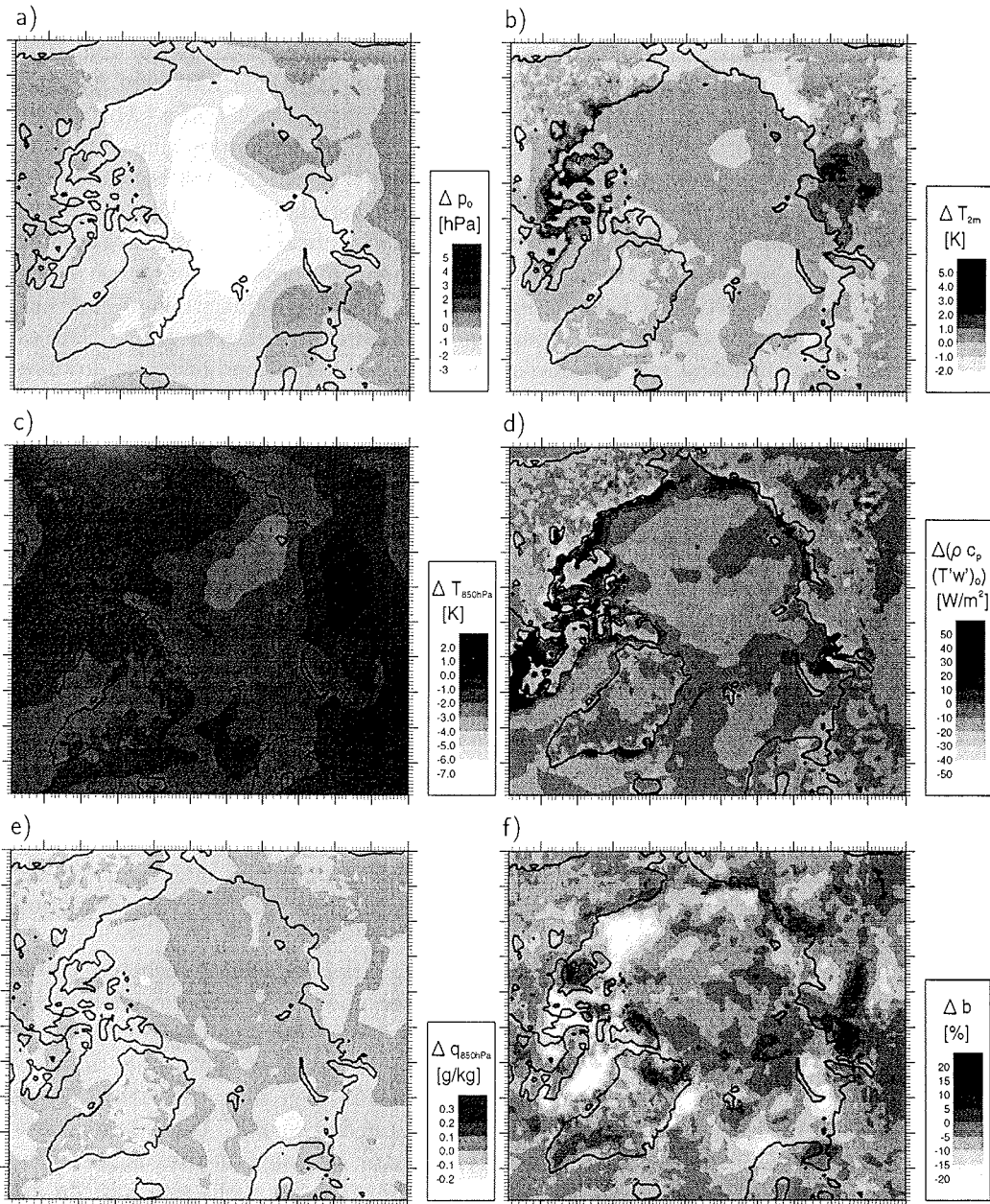


Abbildung 50: Differenzen „ECHAM3 minus Rossby“ der monatsgemittelten Felder für den Juli 1990: (a) Bodenluftdruck, (b) 2m-Temperatur, (c) 850 hPa-Temperatur, (d) sensibler Wärmefluß (ein positives Vorzeichen steht für einen Fluß vom Boden in die Atmosphäre), (e) spezifische Feuchte in 850 hPa und (f) Gesamtwolkenbedeckung.

4.3 Simulationen des arktischen Sommerklimas

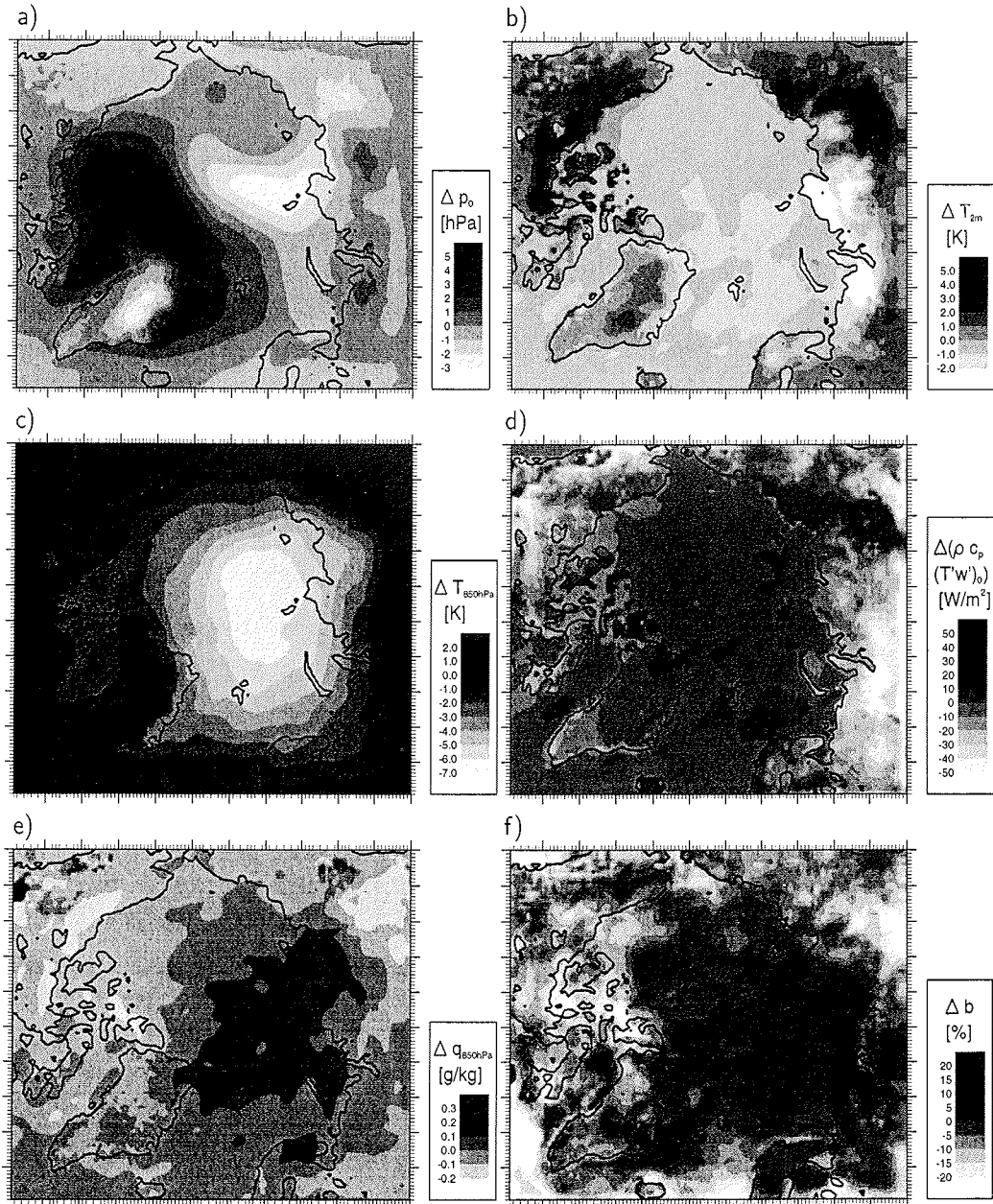


Abbildung 51: Differenzen „ECHAM3 minus ECHAM4“ der monatsgemittelten Felder für den Juli 1990: (a) Bodenluftdruck, (b) 2m-Temperatur, (c) 850 hPa-Temperatur, (d) sensibler Wärmefluß (ein positives Vorzeichen steht für einen Fluß vom Boden in die Atmosphäre), (e) spezifische Feuchte in 850 hPa und (f) Gesamtwolkenbedeckung.

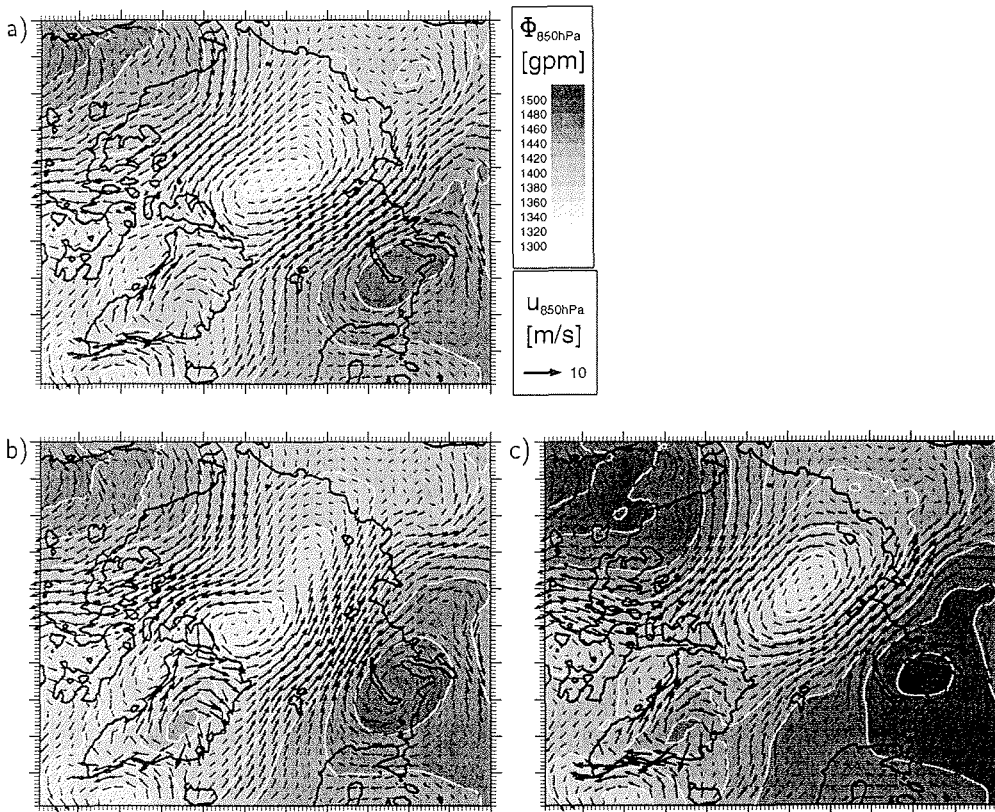


Abbildung 52: Monatsgemittelte 850 hPa-geopotentielle Höhe und Windfeld des Juli 1990 für Simulation mit (a) ECHAM3-, (b) ECHAM4- und (c) Rossby-Modellauf.

(Abb. 50d) in diesem Gebiet korreliert. Hier wird direkt der Einfluß der modifizierten Grenzschichtparameterisierung deutlich, die zu einer starken Verringerung des Wärmeflusses über dem Meereis und einer leichten Erhöhung über dem Land führt. Die starken horizontalen Gradienten, die Abbildung 48d zeigte, verringern sich.

Ein deutliches Signal durch die geänderte Turbulenzparameterisierung ist in der Gesamtwolkenbedeckung (Abb. 50f) über der Kanadischen Arktis sowie an der Land-Ozean-Grenze Eurasiens zu erkennen. Während man über der Kanadischen Arktis eine Vergrößerung der Wolkenbedeckung um bis zu 20 % beobachtet, erscheinen über dem zentralen Sibirien Gebiete, wo sie um bis zu 20 % abnimmt.

Die Abweichungen zwischen ECHAM3- und ECHAM4-Modellauf zeigen eine vollkommen andere Struktur. Die Luftdruckdifferenz am Boden (Abb. 51a) be-

schreibt das Feld einer planetaren Welle der zonalen Wellenzahl 1. Über der Kanadischen Arktis liefert die ECHAM4-Simulation um bis zu 5 hPa geringere Werte, während in der zentralen Arktis bis an die sibirische Küste sich der Bodenluftdruck um bis zu 3 hPa erhöht. Diese Änderungen im Druck modifizieren die Windvektoren in 850 hPa (Abb. 52) in der Form, daß das Zentrum der zyklonalen Strömung sich im Vergleich zum ECHAM3-Lauf in Richtung Grönland verschiebt und so die Zirkulation eine stärkere Strömung in der Kanadischen Arktis erzeugt.

Die Temperaturdifferenzen in 850 hPa (Abb. 51c) weisen eine deutliche Temperaturzunahme von bis zu 7 K über dem eisbedeckten und auch eisfreien Ozean auf, während nur über Grönland und dem Osten Sibiriens die Temperatur um maximal 2 K absinkt. Der Hauptgrund für diese starke Temperaturänderung liegt in der geänderten Strahlungsparameterisierung der ECHAM4-Version des Modells (Rinke et al., 1997), welche die Globalstrahlung am Boden verringert und zu einer stärkeren Absorption in der atmosphärischen Grenzschicht führt. In der 2m-Temperatur (Abb. 51b) ist eine leichte Erwärmung über dem eisbedeckten Ozean, und eine deutliche Abkühlung um bis zu 5 K über den kontinentalen Gebieten des östlichen Sibiriens und Kanadas zu erkennen. Die verringerte 2m-Temperatur ist mit einem Absinken des sensiblen Wärmeflusses (Abb. 51d) gekoppelt. Diese Abkühlung tritt bei stark instabilen Grenzschichten auf, wie aus der Verteilung des sensiblen Wärmeflusses der ECHAM3-Version (Abb. 48d) zu erkennen ist. Ursächlich für diese Erniedrigung ist die modifizierte Turbulenzschliessung in der ECHAM4-Version. Die Erwärmung in der 2m-Temperatur über dem zentralen Sibirien um bis zu 2 K hat ihre Ursache in der modifizierten Zirkulation, die zu einer Abschwächung der Strömung vom kalten, eisbedeckten Ozean auf das warme Land führt.

Aus der Differenz der monatsgemittelten Gesamtwolkenbedeckung (Abb. 51f) erkennt man, daß im Modelllauf mit ECHAM4-Physik die Bedeckung über dem Arktischen Ozean um bis zu 20 % kleiner wird, während sie über den kontinentalen Gebieten kein eindeutiges Vorzeichen zeigt.

Um die Unterschiede der verschiedenen Simulationen noch deutlicher zu machen und mit den ECMWF-Analysen zu vergleichen, werden im folgenden Profile von über den Monat Juli 1990 und über verschiedene Gebiete gemittelten Feldern der Temperatur, der spezifischen Feuchte und der Wolkenbedeckung gezeigt. Dabei wird jeweils das räumliche Mittel aller Punkte über Land, über offenem Ozean, über Meereis sowie aller Punkte des gesamten Integrationsgebietes gebildet.

Die über alle Landpunkte gemittelten Profile der Temperatur, welche in Abbildung 53a bis zu einer Höhe von 800 hPa dargestellt sind, differieren untereinander nur geringfügig. Alle drei Modellläufe zeigen mit zunehmender Höhe eine durchgehende Abkühlung, wobei der ECHAM4-Lauf immer um etwa 1 K wärmer, der Rossby-Lauf um 1 K kälter als die Analyse ist und die ECHAM3-Version am wenigsten abweicht. Den geringen Unterschied zwischen den verschiedenen Modellen über Land kann man sich erklären durch die dort auftretenden durchweg stark instabilen Grenzschichten.

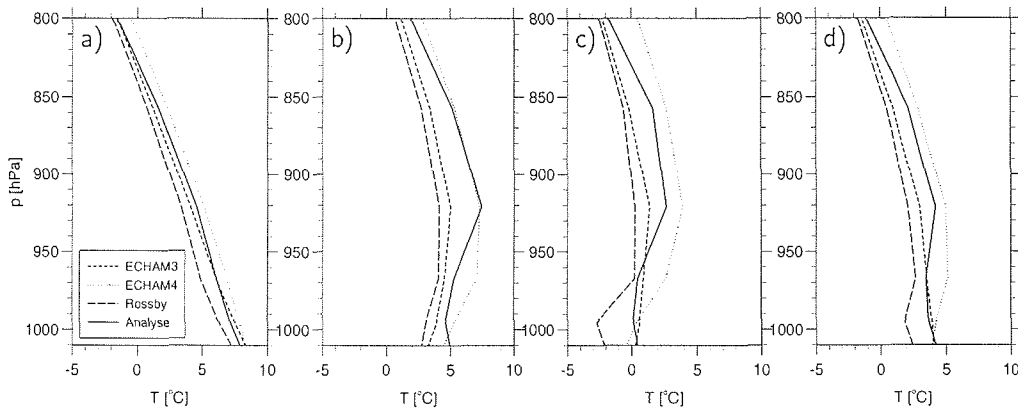


Abbildung 53: Über den Monat Juli 1990 und über Gebiete der jeweiligen Unterlage räumlich gemittelte Temperaturprofile für verschiedene Modellläufe. Mittel über (a) alle Landpunkte, (b) alle Punkte mit offenem Ozean, (c) alle Punkte mit Meereisbedeckung und (d) über das gesamte Integrationsgebiet.

Wie im eindimensionalen Modell gezeigt, hat die Rossby-Zahl-Parameterisierung im Sommer über Landpunkten, wo der Wechsel von stabilen nächtlichen zu instabilen Grenzschichten am Tag vorherrscht, keine so deutliche Auswirkung wie bei Situationen mit stabilen Schichtungen.

Im Mittel über alle eisbedeckten Ozeanpunkte (Abb. 53c) zeigt die Rossby-Zahl-Parameterisierung die größte Differenz zu den ECMWF-Analysen. Wie aus der Verteilung der sensiblen Wärmeflüsse (Abb. 48d) zu erkennen war, bilden sich im Sommer über dem Meereis mit der ECHAM3-Version neutrale bis leicht stabile Grenzschichten aus. Diese führen zu einer Temperaturinversion verschieden starker Ausprägung bei allen drei Simulationen, die auch die ECMWF-Analysedaten zeigt. Während sich im ECHAM3- und ECHAM4-Lauf eine Bodeninversion bildet, ist sie sowohl in den Analysen als auch beim Lauf mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung vom Boden abgehoben. Diese Inversionen besitzen in den Analysen, im Rossby- sowie im ECHAM4-Lauf eine Temperaturdifferenz von etwa 3 K, die sich auf 1 K mit der ECHAM3-Version verringert. Trotzdem weisen die Simulationen deutliche Unterschiede zu den Analysen auf. Während die Rossby-Zahl-Parameterisierung durchweg kältere Temperaturen erzeugt, simuliert ECHAM4 oberhalb von etwa 1000 hPa ein deutlich wärmeres Temperaturmittel über den Meereispunkten. Das wärmere Temperaturprofil der ECHAM4-Version hat seine Ursache in der geänderten Beschreibung der Wolken- und Strahlungsprozesse, die sich gerade über dem Eis, wo die größte Wolkenbedeckung auftritt, auswirkt.

Die Profile der Punkte über offenem Ozean (Abb. 53b) des Rossby- und des

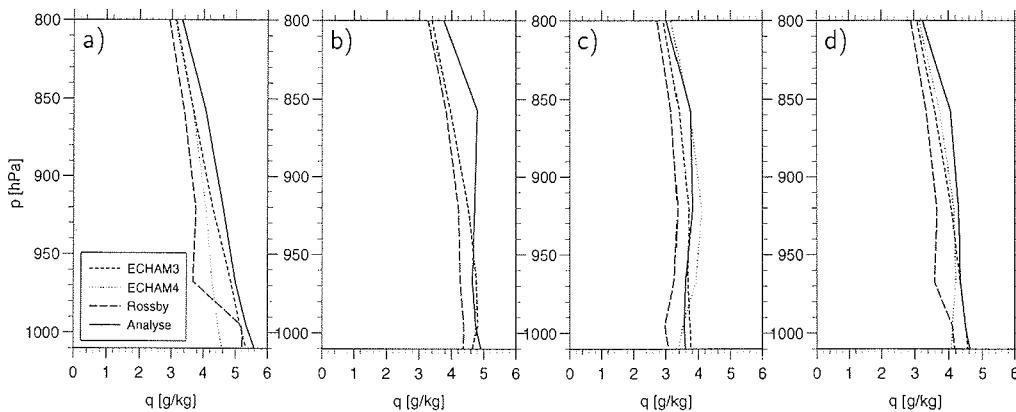


Abbildung 54: Über den Monat Juli 1990 und über Gebiete der jeweiligen Unterlage räumlich gemittelte Profile der spezifischen Feuchte für verschiedene Modellläufe. Mittel über (a) alle Landpunkte, (b) alle Punkte mit offenem Ozean, (c) alle Punkte mit Meereisbedeckung und (d) über das gesamte Integrationsgebiet.

ECHAM3-Laufes unterscheiden sich kaum. Dies ist auch einsichtig, da hier in beiden Modellversionen die gleichen physikalischen Parameterisierungen verwendet werden. Der trotzdem auftretende geringe Unterschied resultiert aus der sich ändernden Zirkulation im Integrationsgebiet. Beide Profile sind kälter als die ECMWF-Analysen, die eine vom Boden abgehobene Inversion aufweisen.

Zusammenfassend zeigt (Abb. 53d) die Profile der über das gesamte Modellgebiet gemittelten Temperatur, für die zusätzlich in Abbildung 56a die Differenzen „Analyse minus Modell“ dargestellt sind. Für den hier untersuchten Monat reproduziert die ECHAM3-Modellversion die ECMWF-Analysen am besten, während ECHAM4 bis zu 1.7 K kältere und Rossby bis zu 2 K wärmere Temperaturen erzeugt.

Abbildung 54 stellt zeitlich und räumlich gemittelte Profile der spezifischen Feuchte dar. Über den Landpunkten (Abb. 54a) ist zu erkennen, daß alle drei Simulationen im Vergleich mit den ECMWF-Analysen trockenere Simulationen liefern, wobei die Struktur der Rossby-Zahl-Parameterisierung herausfällt. Sie liefert oberhalb von 920 hPa deutlich niedrigere Werte. Über Ozean- und Meereispunkten zeigt die Rossby-Zahl-Parameterisierung die niedrigsten Werte in der Feuchte.

Bei der Wolkenbedeckung (Abb. 55) kann, wie im eindimensionalen Modell mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung eine Zunahme der Bedeckung in einer Höhe von etwa 995 hPa, also eine stärkere tiefliegende Bewölkung gerade über den Meereispunkten beobachtet werden. Die Wolkenbedeckung mit der ECHAM4-Version nimmt über Ozean- und Eispunkten im Vergleich zur ECHAM3-Version deutlich ab.

4 Klimasimulationen mit dem dreidimensionalen Modell

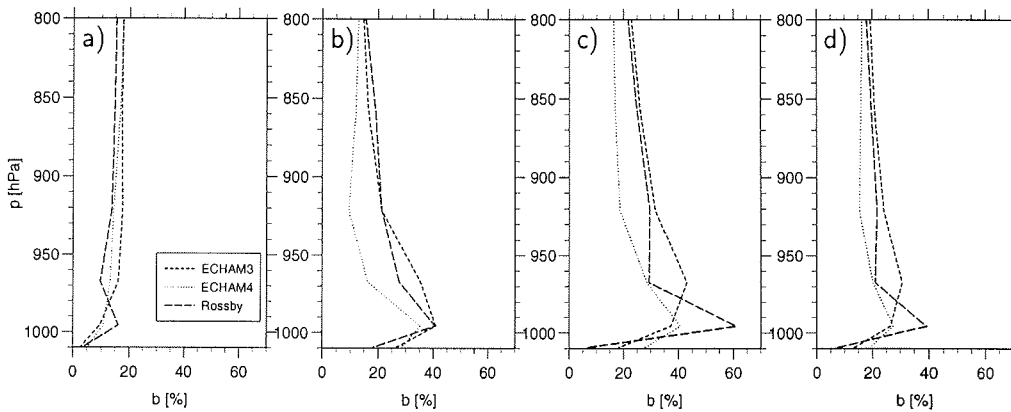


Abbildung 55: Über den Monat Juli 1990 und über Gebiete der jeweiligen Unterlage räumlich gemittelte Profile der Wolkenbedeckung für verschiedene Modellläufe. Mittel über (a) alle Landpunkte, (b) alle Punkte mit offenem Ozean, (c) alle Punkte mit Meereisbedeckung und (d) über das gesamte Integrationsgebiet.

Zusammenfassend sind in Abbildung 56 die Differenzen „Analyse minus Simulation“ der Temperatur und der spezifischen Feuchte aufgetragen. Hier läßt sich feststellen, daß die über das gesamte Integrationsgebiet gemittelten Temperaturprofile des Juli 1990 von der Simulation mit ECHAM3 am besten wiedergegeben wird,

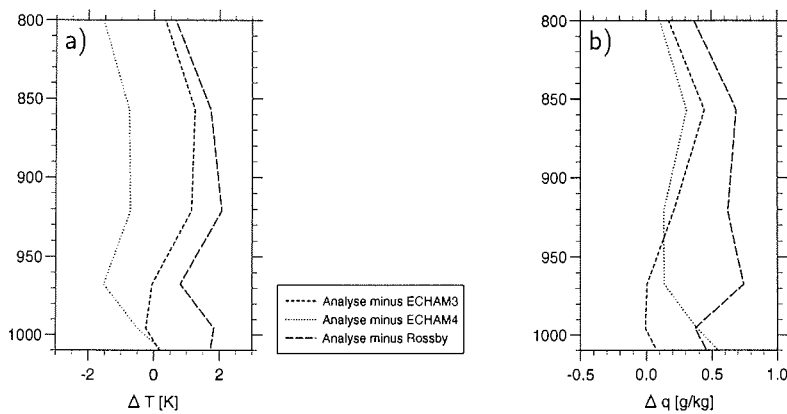


Abbildung 56: Differenzen „Analyse minus Modell“ der über das gesamte Integrationsgebiet und monatlich für den Juli 1990 gemittelten (a) Temperatur und (b) spezifischen Feuchte.

während ECHAM4 ein etwa 1.5 K zu warmes und Rossby ein 2 K zu kaltes Profil erzeugt. Auch in der spezifischen Feuchte liegt die ECHAM3-Simulation am dichtesten an den ECMWF-Analysen, während ECHAM4 bis zu einer Höhe von 930 hPa und Rossby über den gesamten betrachteten Bereich zu trocken ist.

4.3.3 Sensitivitätsuntersuchungen mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung

Im folgenden werden wie für die Wintersimulation zwei Sensitivitätsläufe verglichen, die die Rossby-Zahl-Parameterisierung jeweils nur über einem Teil des Integrationsgebietes verwenden und ansonsten die ECHAM3-Formulierung. In einem Lauf ist die Rossby-Zahl-Parameterisierung nur an allen Punkten über Land und im anderen Lauf nur über allen Punkten mit Meereisbedeckung implementiert worden.

Die deutlichsten Unterschiede zwischen den beiden Simulationen entstehen in den Zirkulationsstrukturen. Das Windfeld in 850 hPa für den Lauf mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung nur über Landpunkten (Abb. 57e) zeigt, daß sich im Vergleich zu dem Lauf mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung nur über Eispunkten (Abb. 57f) die Windzirkulation um das zentralarktische Hochdruckgebiet deutlich verstärkt. Ebenso verschiebt sich das Zentrum der antizyklonalen Strömung weiter in Richtung Grönland. Die Temperaturen in 850 hPa sind in dem Modellauf, der die Rossby-Zahl-Parameterisierung nur über Landpunkten verwendet, über dem meereisbedeckten Arktischen Ozean kälter und ändern sich über den kontinentalen Gebieten nicht signifikant.

4.3.4 Vergleich mit Beobachtungsdaten an ausgewählten Stationen

In diesem Abschnitt folgt ein Vergleich von Modellergebnissen mit Radiosondendaten. Es wurden wieder die zwei Landstationen Norilsk in der Sibirischen Arktis und Norman Wells in der Kanadischen Arktis ausgewählt. An beiden Stationen werden Höhen-Zeit-Schnitte der Temperatur aus Radiosondendaten den Ergebnissen der drei Modellläufe mit ECHAM3-, ECHAM4- und Rossby-Zahl-Parameterisierung gegenübergestellt.

In Abbildung 58 sind für alle drei Modellversionen ein Höhen-Zeit-Schnitt der Temperaturen sowie die entsprechenden Monatsmittel an der Station Norilsk das Juli 1990 dargestellt. Man erkennt am zeitlichen Verlauf der Temperatur, wenn man beispielsweise die 0°C Isotherme betrachtet, daß alle drei Simulationen Phasen der Erwärmung (z.B. um den 15. des Monats) sowie der Abkühlung (um den 22. des Monats) wiedergeben. Die unterschiedlichen Läufe zeigen jedoch unterschiedlich große Abweichungen von den Radiosondendaten. Der Lauf mit ECHAM3-Physik simuliert unterhalb von 600 hPa durchgehend zu kalte monatsgemittelte Temperaturen. Der zugehörige zeitliche Verlauf zeigt, daß große Differenzen nach dem 16. des Monats auftreten, wobei Unterschiede von über 10 K erreicht werden. Dagegen reproduziert die ECHAM4-Version des Modells die Temperatur des Monats Juli 1990 an der Sta-

4 Klimasimulationen mit dem dreidimensionalen Modell

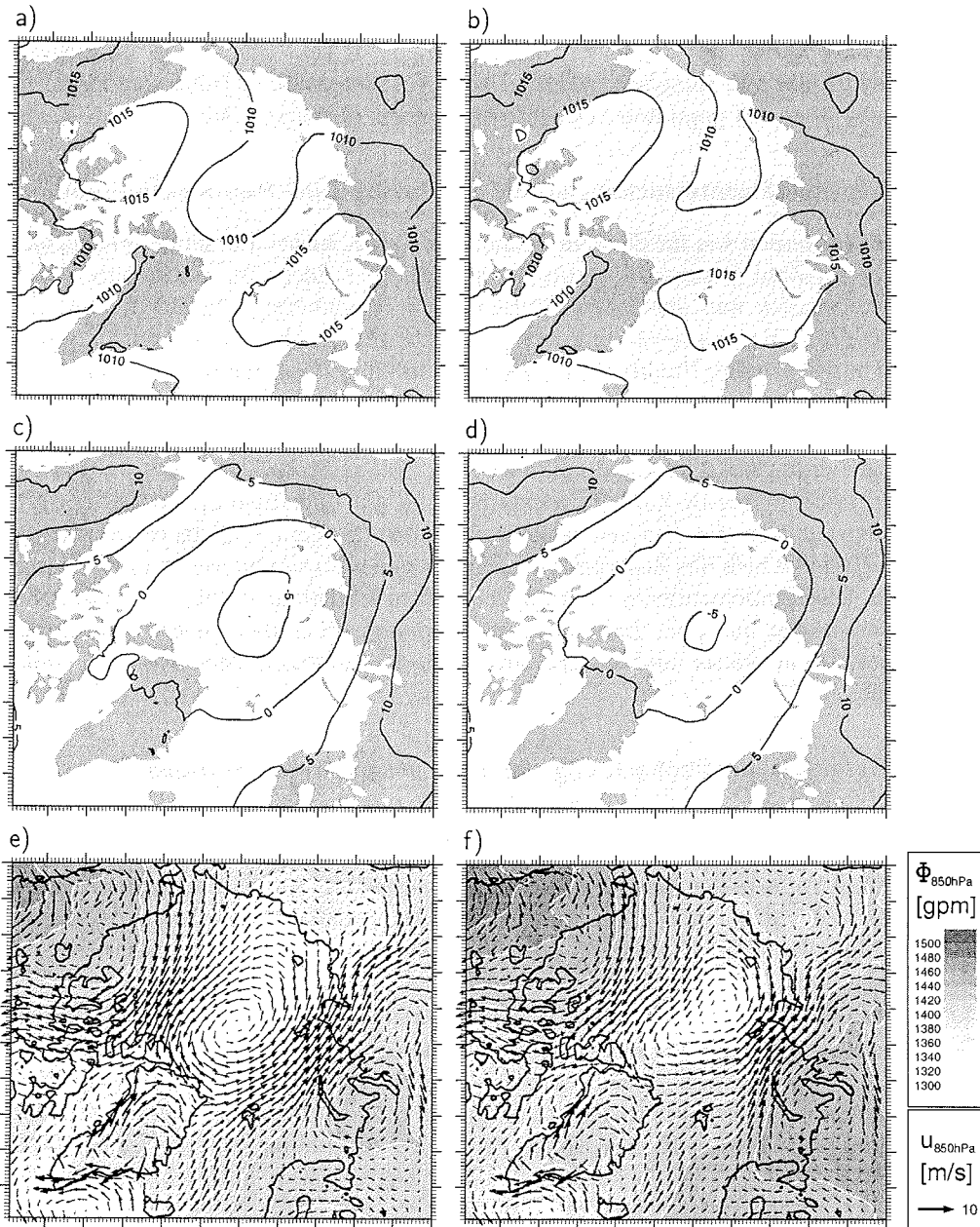


Abbildung 57: Monatsgemittelte Felder für den Juli 1990 zweier Sensitivitätsläufe, bei denen die Rossby-Parameterisierung anstelle der ECHAM3-Version nur über den Landpunkten [(a) Bodenluftdruck in [hPa], (c) 850 hPa-Temperatur in [°C], (e) 850 hPa-geopotentielle Höhe und Windfeld] oder nur über den Meereispunkten eingebaut wurde [(b) Bodenluftdruck in [hPa], (d) 850 hPa-Temperatur in [°C], (f) 850 hPa-geopotentielle Höhe und Windfeld].

4.3 Simulationen des arktischen Sommerklimas

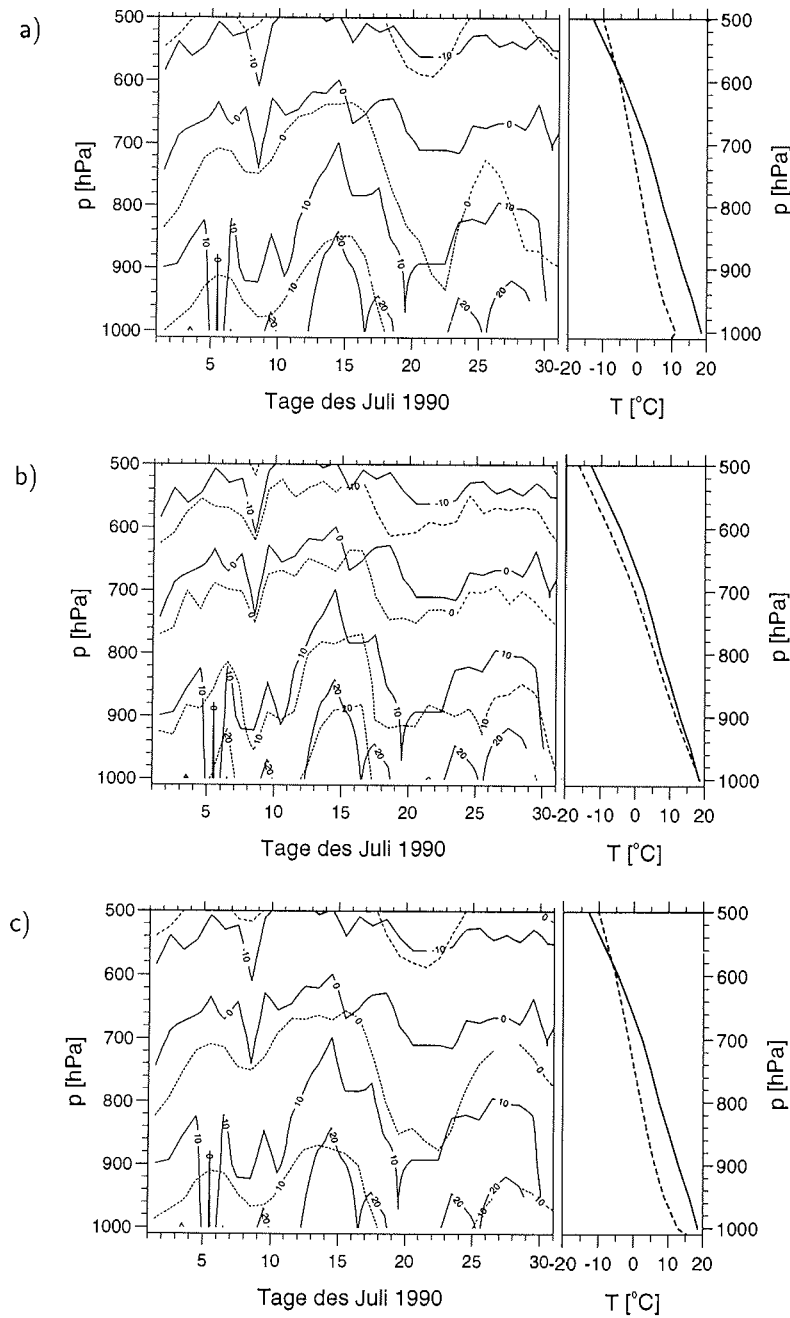


Abbildung 58: Höhen-Zeit-Schnitte (links) und monatsgemittelte Profile (rechts) der Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ für den Juli 1990 an der Station *Norilsk*. Die durchgezogenen Linien stellen die Radiosondendaten dar und die gestrichelten den entsprechenden Modellauf der Version ECHAM3 (a), ECHAM4 (b) und Rossby (c).

4 Klimasimulationen mit dem dreidimensionalen Modell

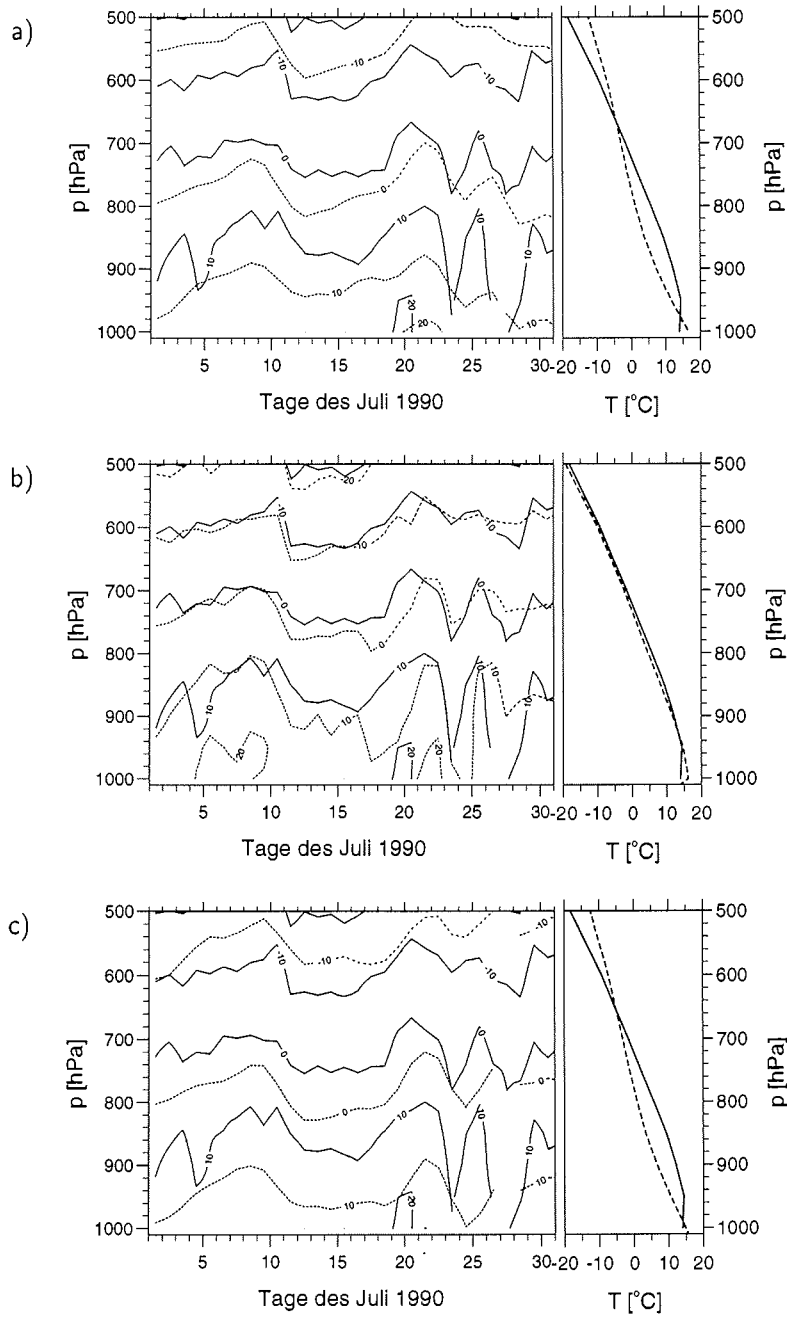


Abbildung 59: Höhen-Zeit-Schnitte (links) und monatsgemittelte Profile (rechts) der Temperatur in [°C] für den Juli 1990 an der Station *Norman Wells*. Die durchgezogenen Linien stellen die Radiosondendaten dar und die gestrichelten den entsprechenden Modellauf der Version ECHAM3 (a), ECHAM4 (b) und Rossby (c).

4.3 Simulationen des arktischen Sommerklimas

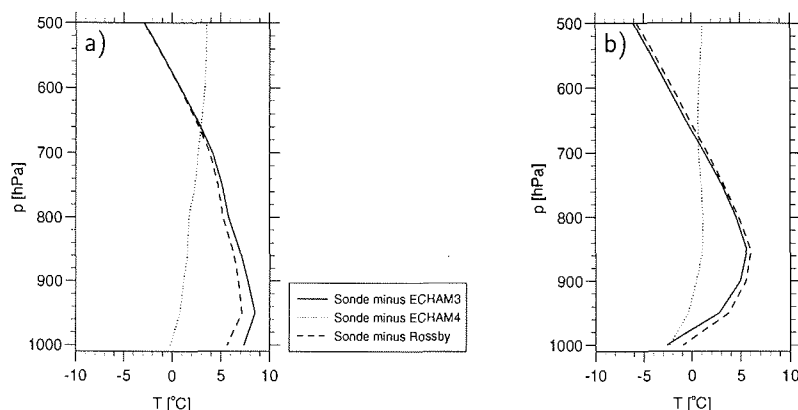


Abbildung 60: Differenzen „Radiosondendaten minus Modell“ der monatsgemittelten Temperatur für den Juli 1990 an der Station (a) *Norilsk* und (b) *Norman Wells* für Simulationen mit verschiedenen Modellversionen.

tion Norilsk am besten (Abb. 58). Über den gesamten Verlauf des Monats sind die Abweichungen zwischen Modell und Radiosonde gering und das monatsgemittelte Profil zeigt am Boden identische Werte. Mit der Höhe nehmen die Abweichungen zu, erreichen aber in 500 hPa nicht mehr als 5 K. Diese deutliche Verbesserung der Ergebnisse durch die ECHAM4-Physik ist auf die verbesserte Strahlungsparameterisierung zurückzuführen. Der Rossby-Lauf zeigt ein ähnliches Verhalten wie der ECHAM3-Lauf mit starken Abweichungen in der zweiten Hälfte des Monats. In Abbildung 60a sind die Differenzen der monatsgemittelten Temperaturprofile „Sonde minus Modell“ dargestellt. Hier ist klar zu erkennen, daß die ECHAM4-Version die monatsgemittelte Temperatur des untersuchten Monats an der Station Norilsk mit Abstand am besten reproduzieren kann und daß der Rossby-Modellauf in der planetaren Grenzschicht um 2 K näher an den Radiosondendaten liegt als die ECHAM3-Version.

Die entsprechenden Höhen-Zeit-Schnitte für die Station Norman Wells in Abbildung 59 zeigen, daß der zeitliche Verlauf von allen drei Modellversionen qualitativ gut wiedergegeben wird. Der ECHAM3-Lauf zeigt unterhalb von 700 hPa kältere Temperaturen, sowohl im zeitlichen Verlauf über den gesamten Monat als auch im Monatsmittel. Die Abweichungen sind über den ganzen Juli von der gleichen Größenordnung und nehmen nicht wie an der Station Norilsk, ab der Mitte des Monats stark zu. Die beste Übereinstimmung von Radiosondendaten und Modellauf zeigt erneut die Version ECHAM4, welche über den gesamten Monat und den gesamten betrachteten Höhenbereich Abweichungen in der Größenordnung von maximal 2 K aufweist. Deutlicher wird dies in der Darstellung der Differenzen zwischen Daten und Modell (Abb. 60b). Auch hier zeigt sich, daß die Version ECHAM4 die monatsgemittelte

Temperatur am besten wiedergibt, während die Rossby-Version am Boden wieder um 2 K näher an den Daten liegt als ECHAM3, oberhalb von 990 hPa dann aber um 1 K weiter davon abweicht.

Es folgt, wie für den Wintermonat eine Validierung der simulierten totalen Wolkenbedeckung über Landpunkten anhand eines Datensatzes von 36 russischen Stationen (Radionov, 1996). In Abbildung 61 sind für die Simulationen des Juli 1990 mit den Modellversionen ECHAM3, ECHAM4 und Rossby die Differenzen der gesamten und tiefen Wolkenbedeckung „Beobachtung minus Modell“ dargestellt. Im Sommer ist die Struktur der Differenzen sehr uneinheitlich. Der ECHAM3-Lauf zeigt eine zu geringe Wolkenbedeckung an den kontinentalen Stationen und eine zu große Bedeckung über der Karasee, Barentssee und Grönlandsee. Diese Struktur der Abweichung liefert auch der Lauf mit der Rossby-Modellversion. Beim Lauf mit ECHAM4 werden gleichfalls an allen Stationen zu geringe Gesamtwolkenbedeckungen simuliert.

4.3 Simulationen des arktischen Sommerklimas

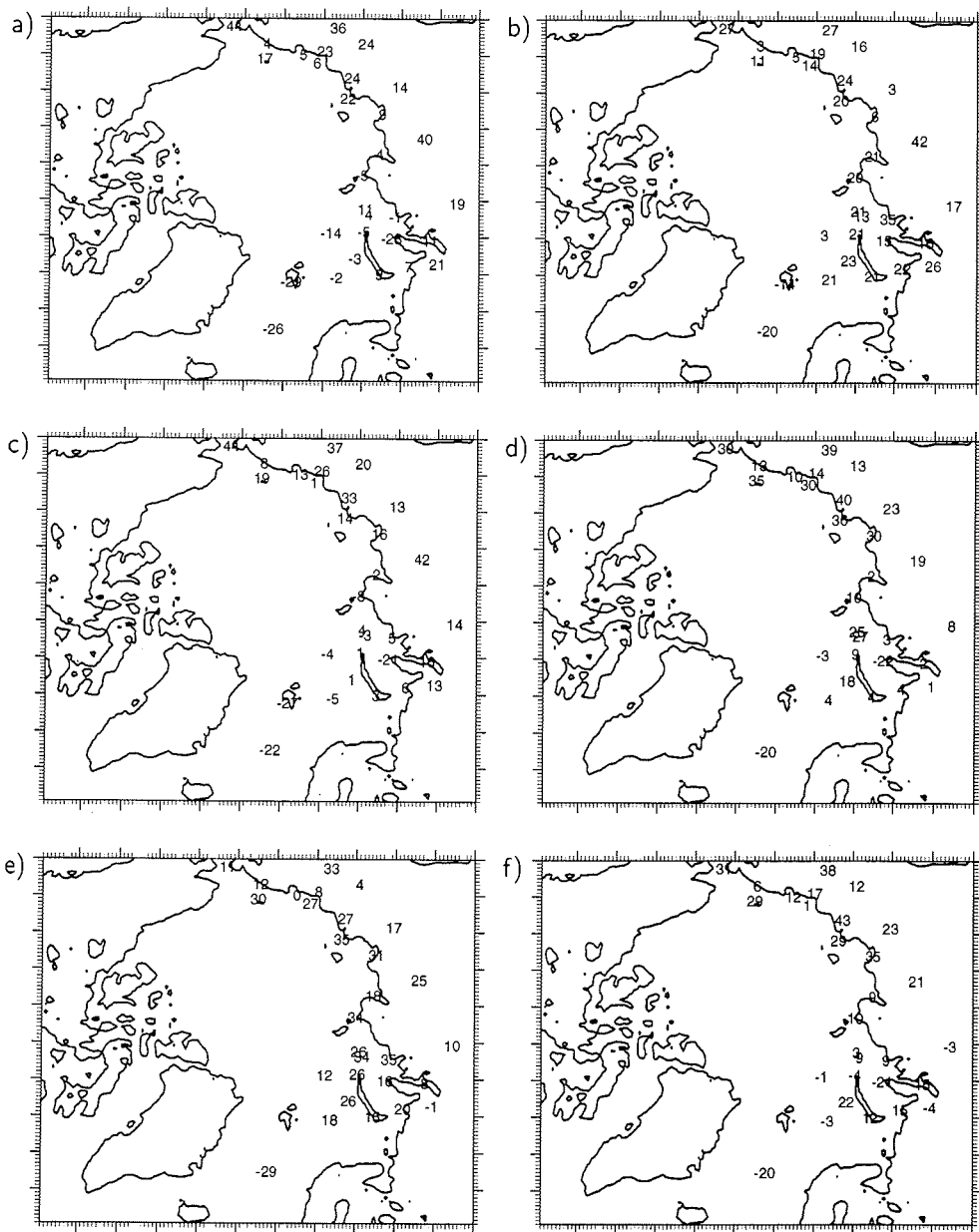


Abbildung 61: Vergleich der simulierten monatsgemittelten totalen und tiefen Wolkenbedeckung [%] für den Juli 1990 mit Beobachtungen. Dargestellt ist jeweils die Differenz „Beobachtung minus Simulation“: totale Wolkenbedeckung für (a) ECHAM3, (b) ECHAM4 und (c) Rossby; tiefe Wolkenbedeckung für (d) ECHAM3, (e) ECHAM4 und (f) Rossby.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Verschiedene Parameterisierungen der atmosphärischen Grenzschicht wurden in einem regionalen Klimamodell der Arktis untersucht. Dazu wurden die turbulenten Flüsse des Impulses, der Wärme und der Feuchte in der atmosphärischen Grenzschicht mit drei sich grundlegend unterscheidenden Ansätzen der Turbulenzschließung parameterisiert und deren Auswirkung auf Simulationen des arktischen Klimas betrachtet. Die wesentlichen Merkmale der Parameterisierungen sind eine Monin-Obukhov-Ähnlichkeit für die Prandtl-Schicht mit einem Mischungswegansatz in der Ekman-Schicht (ECHAM3-Physik), dann eine neu implementierte Rossby-Zahl-Ähnlichkeit für die gesamte atmosphärische Grenzschicht, welche speziell auf arktische Bedingungen angepaßte universelle Funktionen verwendet und schließlich eine Schließung 1.5-ter Ordnung mit zusätzlicher prognostischer Gleichung für die turbulente kinetische Energie (ECHAM4-Physik).

Mit einer eindimensionalen Version des regionalen Klimamodells HIRHAM wurden Simulationen eines Wintermonats (Januar 1991) und eines Sommermonats (Juli 1990) an zwei ausgewählten Landstationen durchgeführt. Klimasimulationen mit einem eindimensionalen Modell werden über einen Monat möglich durch externe Vorgabe der Wärme- und Feuchteadvektion aus Radiosondendaten.

Sensitivitätsstudien mit der eindimensionalen Modellversion zeigen, daß der Ansatz mit einer Rossby-Zahl-Parameterisierung für stabil geschichtete Grenzschichten den turbulenten Austausch deutlich verringert. Neben einer stabilisierenden Wirkung auf neutrale bis leicht stabile Grenzschichten erweist sich, daß die Rossby-Zahl-Parameterisierung instabil konvektive Schichtungen, wie sie im Sommer auftreten, verstärkt.

Mit berücksichtigter Baroklinität stabilisiert ein negativer Baroklinitätsparameter die atmosphärische Grenzschicht im Vergleich zum barotropen Fall weiter, während ein positiver Baroklinitätsparameter zu einer leichten Destabilisierung führt. Dabei beschreibt ein negativer Parameter einen Zustand, bei dem ein negativer Temperaturgradient in Richtung des Bodenwindes vorherrscht (Warmluftadvektion) und ein positiver Parameter einen Zustand mit positivem Temperaturgradienten in Richtung des Bodenwindes (Kaltluftadvektion).

Die durch die Rossby-Zahl-Parameterisierung erhöhte Stabilität der Grenzschicht bewirkt in dem untersuchten Wintermonat Januar 1991 eine Abnahme der monatsgemittelten Temperatur und eine Verringerung der monatsgemittelten spezifischen Feuchte. In dem Sommermonat Juli 1990 kommt es durch die verringerte Stabilität bei konvektiv labilen Schichtungen zu einer geringen Erhöhung der monatsgemittelten Temperatur und Feuchte.

Der Wolkenbedeckungsgrad wird sowohl in der Version des Modells mit ECHAM3-Physik sowie in der Version mit Rossby-Zahl-Ähnlichkeit im Vergleich zu Beobachtungsdaten unzureichend wiedergegeben. Während Beobachtungen eine höhere Wolkenbedeckung im Sommer und eine geringere im Winter zeigen, liefern die

Modellergebnisse über den arktischen Landgebieten im Sommer eine geringere Wolkenbedeckung als im Winter. Die Modellläufe mit der Rossby-Zahl-Parameterisierung ergeben im wesentlichen eine Verringerung der Wolkenbedeckung im Winter und eine Erhöhung im Sommer, jedoch bleiben deutliche Unterschiede zu den Beobachtungsdaten bestehen.

Die in der eindimensionalen Modellversion untersuchten Parameterisierungen und zusätzlich die Schließung 1.5-ter Ordnung mit einer prognostischen Gleichung für die turbulente kinetische Energie wurden in der dreidimensionalen Version des Klimamodells HIRHAM verwendet, um den Einfluß einer modifizierten Turbulenzschließung auf Simulationen des arktischen Winter- und Sommerklimas deutlich zu machen. Dazu wurden Integrationen in einem die gesamte Arktis umfassenden Integrationsgebiet nördlich von 65°N durchgeführt.

Es konnte festgestellt werden, daß sich die Zirkulationsstrukturen im untersuchten Gebiet sowohl im Winter wie im Sommer aufgrund der Wechselwirkung von turbulenten kleinskaligen Flüssen der Wärme, der Feuchte und des Impulses mit großskaligen Strukturen auf der Klimazeitskala signifikant ändern können.

So tritt im untersuchten Wintermonat Januar 1991 beim Vergleich der ECMWF-Analysen mit den Simulationen der drei Modellversionen eine Verschiebung der Zirkulationsstrukturen besonders über der Barentssee auf, was zu einer Modifikation der Windfelder vom eisfreien Nordatlantik in den zentralen Arktischen Ozean und auf das sibirische Festland führt. Der untersuchte Sommermonat Juli 1990 zeigt beim Vergleich der drei Modellversionen die stärkste Veränderung in der antizyklonalen Strömung um das polare sommerliche Hochdruckgebiet, welches über dem zentralen Arktischen Ozean liegt. Hier verschiebt sich das Zentrum im Vergleich zu den ECMWF-Analysen und bewirkt eine veränderte Zirkulation besonders in der Kanadischen Arktis und nördlich von Grönland. Diese im Winter wie im Sommer geänderten Zirkulationsstrukturen können die Eisdrift im Arktischen Ozean deutlich beeinflussen.

Der sensible Wärmefluß von der Erdoberfläche in die Atmosphäre, der die Stabilität der atmosphärischen Grenzschicht bestimmt, zeigte im untersuchten Wintermonat sowohl im Lauf mit Rossby-Zahl-Parameterisierung als auch mit der ECHAM4-Version über Land geringere Wärmeflüsse vom Boden in die Atmosphäre als die ECHAM3 Simulation. Die größten Unterschiede zwischen den ECHAM3- und ECHAM4- als auch Rossby-Zahl-Simulationen traten im Winter an der Kante zwischen Meereis und eisfreiem Ozean auf. In der Sommersimulation waren die größten Unterschiede zwischen ECHAM3- und ECHAM4-Modellauf über den kontinentalen Gebieten zu finden.

Die Wolkenbedeckung wird von allen drei Modellversionen sowohl im Winter wie im Sommermonat im Vergleich zu Beobachtungen unzureichend wiedergegeben. In dem betrachteten Wintermonat werden die beobachteten Wolkenbedeckungen an Landstationen von allen drei Modellsimulationen überschätzt, auch wenn sowohl ECHAM4 als auch Rosby-Zahl-Parameterisierung geringere Wolkenbedeckungen si-

mulieren als der ECHAM3–Lauf. Im Sommer unterschätzen alle drei Modellversionen die beobachteten Wolkenbedeckungen.

Die Unterschiede in der 850 hPa–Temperatur erreichen im Winter einen Wert von 3 K beim Vergleich von Rossby- und ECHAM3–Modellauf, während im Sommer das Modell mit ECHAM4–Physik bis zu 7 K wärmere Temperaturen simuliert. Diese Temperaturdifferenz aufgrund unterschiedlicher Grenzschichtparameterisierungen ist in der gleichen Größenordnung, wie sie für Klimaszenarien mit verdoppeltem CO₂ Gehalt angegeben werden.

Beim Vergleich der Modellsimulationen anhand von Höhen-Zeit-Schnitten der Temperatur mit Radiosondendaten an zwei ausgewählten Stationen beschreiben im Wintermonat Januar 1991 die drei untersuchten Parameterisierungen die Beobachtungsdaten ähnlich gut mit Abweichungen im Monatsmittel in der Größenordnung von 2 K. Hier lagen die Profile der ECHAM3–Version näher an den Beobachtungsdaten als die Rossby-Zahl–Parameterisierung und die ECHAM4–Version. In dem Sommermonat Juli 1990 erwies sich die ECHAM4–Version des Modells aufgrund der verbesserten Strahlungsparameterisierung den anderen Modellversionen deutlich überlegen. Die Modellläufe mit ECHAM3–Physik und Rossby-Zahl–Parameterisierung simulierten im Monatsmittel bis zu 9 K von den Radiosondendaten abweichende Temperaturen, während die Abweichungen des ECHAM4–Lauf nur 2 K erreichten. Die Rossby-Zahl–Parameterisierung lag bis zu 2 K näher an den Beobachtungsdaten als die ECHAM3–Version.

Zusammenfassend kann anhand der beschriebenen Untersuchungen festgestellt werden, daß die Rossby-Zahl–Parameterisierung sich als geeignet für die Beschreibung stabiler winterlicher Grenzschichten erweist. Für konvektiv instabile Grenzschichten, wie sie im Sommer auftreten, ist die Rossby-Zahl–Parameterisierung nur bedingt geeignet.

Es bleibt zu klären, ob Klimasimulationen für andere Jahre ein ähnliches Ergebnis zeigen, also wie typisch die ausgewählten Monate für das Klima der Arktis sind und welchen Einfluß die Randbedingungen bei der Regionalisierung ausüben. Auch eine Erhöhung der horizontalen und vertikalen Auflösung kann die simulierten klimatologischen Strukturen sicherlich beeinflussen und sollte in weiterführenden Arbeiten untersucht werden.

Wie in dieser Arbeit gezeigt wurde, ist gerade die Wechselwirkung der Atmosphäre mit der Erdoberfläche über die atmosphärische Grenzschicht von besonderer Bedeutung für Klimasimulation in arktischen Breiten. Deshalb ist eine weitere Verbesserung der Beschreibung der Prozesse im Boden, wie eine Berücksichtigung von Permafrost, eine verbesserte Berücksichtigung der Vegetation sowie eine bessere Beschreibung des eisbedeckten und eisfreien Ozeans unabdingbar. Dies erfordert eine Kopplung des regionalen Atmosphärenmodells mit einem Ozean–Meereismodell.

Ebenso ist eine weitere Validierung der Modellsimulationen gegen Beobachtungsdaten erforderlich, um die Güte der verschiedenen Parameterisierungen noch genauer beurteilen zu können. Dabei wäre ein Vergleich mit gemessenen turbulenten Wärme-,

Feuchte- und Impulsflüssen besonders vielversprechend, da damit eine direkte Beurteilung einer Turbulenzparameterisierung möglich wird. Wichtig sind auch Messungen in Zeitskalen von Wochen bis Monaten, um eine verbesserte Validierung der Modellsimulationen und Parameterisierungen in der Klimazeitskala zu erreichen.

Literatur

- André, J.-C. und C. Blondin (1986): On the effective roughness length for use in numerical three-dimensional models, *Bound. Layer Meteor.*, **35**, 231-245.
- Anisimov, O. A. und F. E. Nelson (1996): Permafrost distribution in the northern hemisphere under scenarios of climatic change, *Global Planet. Change*, **14**, 59-72.
- Asselin, R. (1972): Frequency filter for time integrations, *Month. Wea. Rev.*, **100**(6), 487-490.
- Betts, A. K. (1973): Non-precipitating cumulus convection and its parameterization, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **99**, 178-196.
- Bhumralkar, C. M. (1979): Atmospheric boundary layer processes and their parameterization in climate models, *Developm. in Atm. Sci.*, **10**, 77-97.
- Blackadar, A. K. (1962): The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **67**, 3095-3102.
- Brinkop, S. (1992): Parameterisierung von Grenzschichtwolken für Zirkulationsmodelle, Ber. aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Nr. 2, Hamburg.
- Brinkop, S. und E. Röckner (1995): Sensitivity of a general circulation model to parameterization of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary layer, *Tellus*, **47A**, 197-220.
- Bromwich, D. H., R.-Y. Tzeng und T. R. Parish (1994): Simulation of the modern Arctic climate by the NCAR CCM1, *J. Climate*, **7**(7), 1050-1069.
- Cattle, H. und J. Crossley (1995): Modelling the Arctic climate change, aus *The Arctic and environmental change*, herausgegeben von P. Wadhams, J. Doveswell, A. Schofield, The Royal Society, Amsterdam, 1-13.
- Charnock, H. (1955): Wind stress on a water surface, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **81**, 639-640.
- Chen, B., D. H. Bromwich, K. M. Hines und X. Pan (1995): Simulations of the 1979-88 polar climates by global climate models, *Ann. Glaciol.*, **21**, 83-90.
- Christensen, J. H. und E. van Meijgaard (1992): On the construction of a regional atmospheric climate model, Danish Meteorological Institute, Report 92-14, Kopenhagen.
- Christensen, J. H., O. B. Christensen, P. Lopez, E. van Meijgaard und M. Botzet (1996): The HIRHAM4 regional atmospheric climate model, Danish Meteorological Institute, Report 96-4, Kopenhagen.

-
- Curry, J. A., W. B. Rossow, D. Randall und J. L. Schramm (1996): Overview of Arctic cloud and radiation characteristics, *J. Climate*, **9**(8), 1731-1764.
- Danilov, S. D., B. M. Koprov und I. A. Sazonov (1995): Approaches to modelling of the atmospheric boundary layer, *Atmosph. Ocean Phy.*, **31**(2), 173-189.
- Delage, Y. (1997): Parameterising sub-grid scale vertical transport in atmospheric models under statically stable conditions, *Bound. Layer Meteor.*, **82**, 23-48.
- Delsol, F., K. Miyakoda, R. H. Clark (1971): Parameterized processes in the surface boundary layer of an atmospheric circulation model, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **97**, 181-208.
- Dethloff, K., A. Rinke, R. Lehmann, J. H. Christensen, M. Botzet und B. Machenhauer (1996): Regional climate model of the Arctic atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **101**(D18), 23401-23422.
- Dickinson, R. E., R. M. Errico, F. Giorgi und G. T. Bates (1989): A regional climate model for the western United States, *Climatic Change*, **15**, 383-422.
- Finger, J. E. (1988): Turbulenzstruktur arktischer Stratuswolken nach Messung und Berechnung, Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Forschungsbericht Nr. 88-29, Oberpfaffenhofen.
- Giorgi, F. und T. Bates (1989): The climatological skill of a regional model over complex terrain, *Month. Wea. Rev.*, **117**(11), 2325-2347.
- Giorgi, F. und M. R. Marinucci (1991): Validation of a regional atmospheric model over Europe: Sensitivity of wintertime and summertime simulations to selected physics parameterizations and lower boundary conditions, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **117**, 1171-1206.
- Gross, G. (1995): Optimum time step and reemerging feigenbaum trees in a one-dimensional boundary-layer model, *Beitr. Phys. Atmosph.*, **68**(3), 271-273.
- Jones, R. G., J. M. Murphy und M. Noguer (1995): Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, 1413-1449.
- Kahl, J. D., M. C. Serreze und R. C. Schnell (1992): Tropospheric low-level temperature inversions in the Canadian Arctic, *Atmosphere-Ocean*, **30**(4), 511-529.
- Kalnay, E. und M. Kanamitsu (1988): Time schemes for strongly nonlinear damping equations, *Month. Wea. Rev.*, **116**, 1945-1958.

- Kolmogorov, A. N. (1942): Equations of turbulent motion of an incompressible fluid, *Izv. Phys. SSSR*, **6**, 56-58.
- Lo, A. K. (1996): On the role of roughness lengths in flux parameterizations of boundary-layer models, *Bound. Layer Meteor.*, **80**, 403-413.
- Louis, J.-F. (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Bound. Layer Meteor.*, **17**, 187-202.
- Lüpkes, C. und K. H. Schlünzen (1996): Modelling the Arctic convective boundary-layer with different turbulence parameterizations, *Bound. Layer Meteor.*, **79**, 107-130.
- Lynch, A. H., W. L. Chapman, J. E. Walsh und G. Weller (1995): Development of a regional climate model of the western Arctic, *J. Climate*, **8**(6), 1555-1570.
- McGinnis, D. L. und R. G. Crane (1994): A multivariate analysis of Arctic climate in GCMs, *J. Climate*, **7**(8), 1240-1250.
- McInnes, K. L. und J. A. Curry (1995): Modelling the mean and turbulent structure of the summertime Arctic cloudy boundary layer, *Bound. Layer Meteor.*, **73**, 125-143.
- Musson-Genon, L. (1995): Comparison of different simple turbulence closures with a one-dimensional boundary layer model, *Month. Wea. Rev.*, **123**(1), 163-180.
- NCAR, National Center for Atmospheric Research (1986): Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land, NCAR Technical Notes, Boulder, Colorado, USA.
- NSIDC, National Snow and Ice Data Center (1992): The historical Arctic rawinsonde archive, Boulder, Colorado, USA.
- Prandtl, L. (1945): Über ein neues Formelsystem für die ausgebildete Turbulenz, *Nachr. Akad. Wiss., Göttingen, Math.-Phys. Klasse*, 6-19.
- Radionov, V. (1996): Wolkenbedeckungsdaten russischer Stationen, Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Rußland, persönliche Mitteilung.
- Randall, D. A., K.-M. Xu, R. J. C. Somerville und S. Iacobellis (1996): Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models, *J. Climate*, **9**(8), 1683-1697.
- Reynolds, O. (1895): On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A186**, 123-164.

-
- Rinke, A., K. Dethloff, J. H. Christensen, M. Botzet und B. Machehauer (1997): Simulation and validation of Arctic radiation and clouds in a regional climate model, *J. Geophys. Res.*, **102**(D25), 29833-29847.
- Röckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert und M. Windelband, 1992: Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report Nr. 93, Hamburg.
- Röckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Clausen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese und U. Schulzweida (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM4: Modell description and simulation of present-day climate, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report Nr. 218, Hamburg.
- Romanov, V. F. (1976a): Vertical motions and turbulence in the planetary boundary layer, *Izv. Atmos. Oceanic Phys.*, **12**(5), 290-293.
- Romanov, V. F. (1976b): Parameterization of the nonlinear small-scale air-sea interaction with allowance for ice cover, *Meteorol. and Hydrol.*, **12**, 39-47.
- Romanov, V. F. (1977): Similarity theory for the baroclinic planetary atmospheric boundary layer, *Izv. Atmos. Oceanic Phys.*, **13**(10), 739-743.
- Romanov, V. F., N. V. Ariskina, V. F. Vasiljev und V. J. Lagun (1987): Energetics of the atmosphere in polar regions (in Russisch), *Gidrometeoizdat Leningrad*, 295 pp.
- Serreze, M. C., J. D. Kahl und R. C. Schnell (1992): Low-level temperature inversions of the Eurasian Arctic and comparison with Sovjet drifting station data, *J. Climate*, **5**(6), 615-629.
- Serreze, M. C., R. G. Barry, J. E. Walsh (1995): Atmospheric water vapour characteristics at 70°N, *J. Climate*, **8**(4), 719-731.
- Stull, R. (1988): An introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Niederlande.
- Tao, X., J. E. Walsh and W. L. Chapman (1996): An assessment of global climate model simulations of Arctic air temperatures, *J. Climate*, **9**(5), 1060-1076.
- Walsh, J. E. und R. G. Crane (1992): A comparison of GCM simulations of Arctic climate, *Geophys. Res. Lett.*, **19**(1), 29-32.

Literatur

- Walsh, J. E., A. Lynch, W. Chapman und D. Musgrave (1993): A regional model for studies of atmosphere-ice-ocean interaction in the western Arctic, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **51**, 179-194.
- Wippermann, F. und D. Yordanov (1972): A note on the Rossby similarity for flows of barotropic planetary boundary layers, *Beitr. Phys. Atmosph.*, **45**, 66-71.
- Yordanov, D. und F. Wippermann (1972): The parametrization of the turbulent fluxes of momentum, heat and moisture at the ground in a baroclinic planetary boundary layer, *Beitr. Phys. Atmosph.*, **45**, 58-65.
- Zilitinkevich, S. S. (1972): Turbulent boundary layer: Parameterization of sub-grid scale processes, Garp Publication Series, No. 8, WMO, Genf.

Anhang

A Universelle dimensionslose Funktionen

A.1 Monin-Obukhov–Theorie

Die verwendeten Funktionen der Monin-Obukhov–Theorie lauten (Louis, 1979) für stabile Schichtung

$$\left. \begin{aligned} f_m(Ri) &= \left[1 + \frac{2 \cdot b \cdot Ri}{\sqrt{1 + d \cdot Ri}} \right]^{-1} \\ f_h(Ri) &= \left[1 + 3 \cdot b \cdot Ri \cdot \sqrt{1 + d \cdot Ri} \right]^{-1} \end{aligned} \right\} \text{ für } Ri \geq 0$$

und für den instabilen Fall

$$\left. \begin{aligned} f_m(Ri) &= 1 - \frac{2 \cdot b \cdot Ri}{1 + 3 \cdot b \cdot c \cdot [k / \log(z/z_0) + 1]^2 \cdot \sqrt{(z/z_0 + 1)} \cdot (-Ri)} \\ f_h(Ri) &= 1 - \frac{3 \cdot b \cdot Ri}{1 + 3 \cdot b \cdot c \cdot [k / \log(z/z_0) + 1]^2 \cdot \sqrt{(z/z_0 + 1)} \cdot (-Ri)} \end{aligned} \right\} \text{ für } Ri < 0.$$

Einen Graphen der Funktionen zeigt die folgende Abbildung:

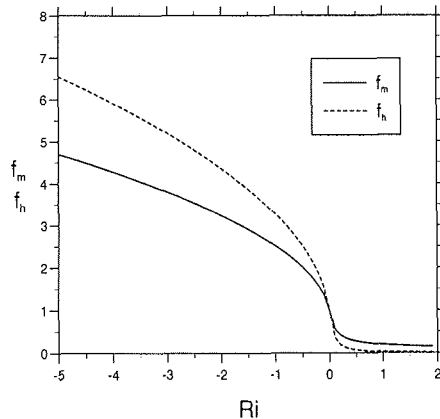


Abbildung 62: *Universelle Funktionen f_m und f_h der Monin-Obukhov-Ähnlichkeit zur Bestimmung der turbulenten Austauschkoefizienten als Funktion der Richardson-Zahl Ri .*

A.2 Rossby-Zahl-Theorie

Die verwendeten universellen dimensionslosen Funktionen für die Rossby-Zahl Parameterisierung sind nicht in expliziter Form gegeben, sondern werden durch Wertetabellen definiert Romanov et al. (1987). Die Graphen der dimensionslosen Reibungs-

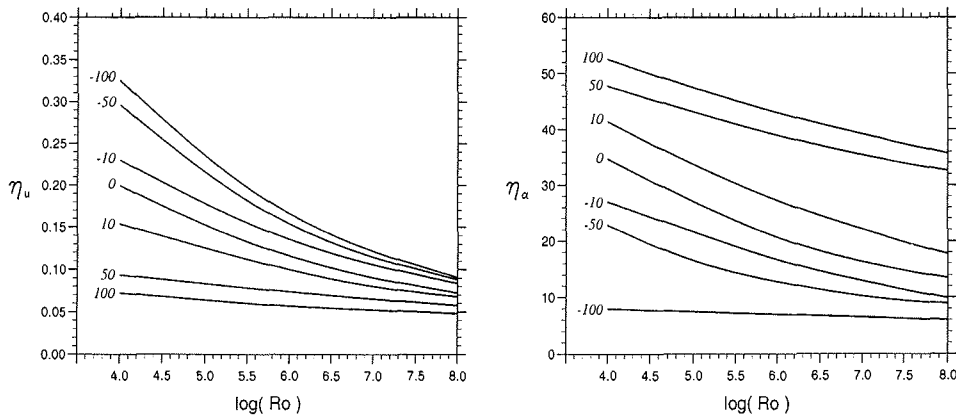


Abbildung 63: *Universelle Funktion der Rossby-Zahl-Ähnlichkeitstheorie: η_u zur Bestimmung der Reibungsgeschwindigkeit und η_α zur Bestimmung der Richtung des Bodenwindes bezogen auf den geostrophischen Wind. Beide sind Funktionen des Logarithmus der Rossby-Zahl und für verschiedene Werte des internen Schichtungsparameters μ_0 aufgetragen.*

geschwindigkeit η_u und der Richtung des Bodenwindes η_α sind in Abbildung (63) dargestellt. Abbildung (64) zeigt die dimensionslose Grenzschichthöhe γ sowie den Zusammenhang von integralem Schichtungsparameter S und internem Schichtungsparameter μ_0 und Abbildung (65) den Graphen des dimensionslosen Austauschkoefizienten K_n für verschiedene Schichtungsparameter μ_0 .

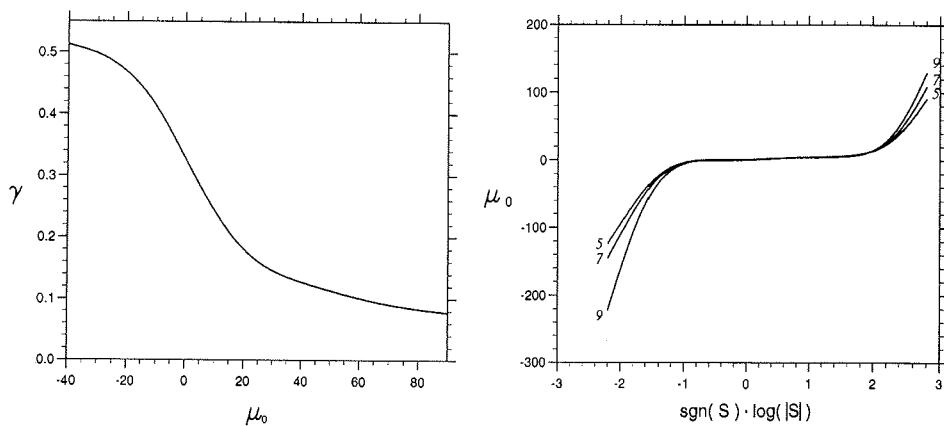


Abbildung 64: *Universelle Funktion der Rossby-Zahl-Ähnlichkeit: γ zur Bestimmung der Höhe der planetaren Grenzschicht als Funktion des internen Schichtungsparameters μ_0 und die Funktion zur Verknüpfung des internen Schichtungsparameters μ_0 mit dem integralen Schichtungsparameter S .*

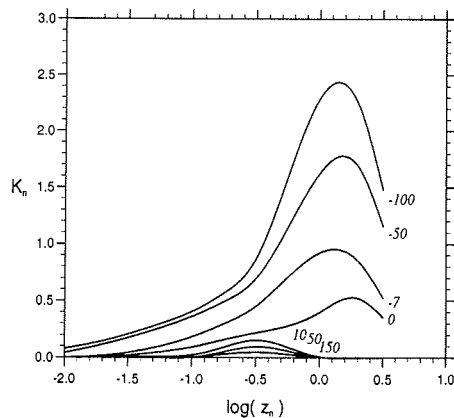


Abbildung 65: *Universelle Funktionen K_n der Rossby-Zahl-Ähnlichkeit zur Bestimmung der turbulenten Austauschoeffizienten als Funktion des Logarithmus der dimensionslosen Höhe $\log(z_n)$, aufgetragen für verschiedene Werte des internen Schichtungsparameters μ_0 .*

A.3 Barokline Rossby-Zahl-Theorie

Die universellen dimensionslosen Funktionen Ψ und Φ für die barokline Formulierung der Rossby-Zahl-Ähnlichkeit sind in Abbildung (66) dargestellt.

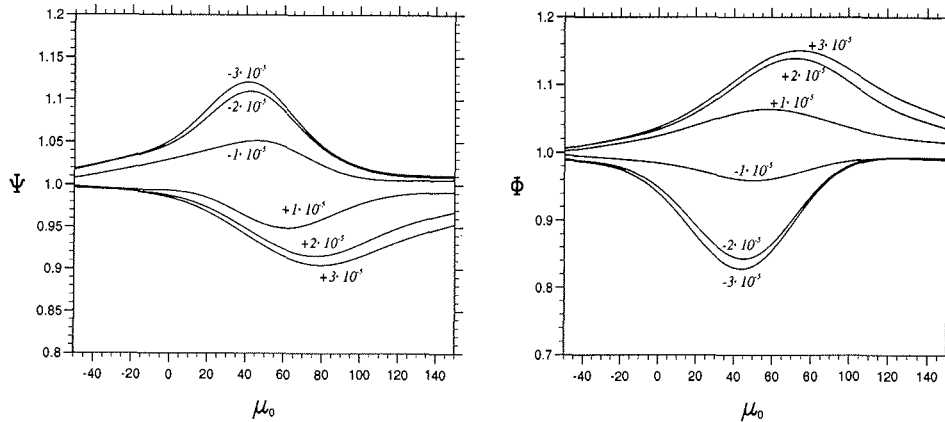


Abbildung 66: *Universelle Funktion der baroklinen Rossby-Zahl-Ähnlichkeitstheorie: Ψ zur Bestimmung der baroklinen Reibungsgeschwindigkeit und Φ zur Bestimmung der baroklinen Richtung des Bodenwindes bezogen auf den geostrophischen Wind. Beide sind Funktionen des internen Schichtungsparameters μ_0 und für verschiedene Werte des Baroklinitätsparameters T_1 aufgetragen.*

B Druckschichten der ein- und dreidimensionalen Modellversionen

Die Druckschichten der Modells sind bestimmt durch

$$p_k = \frac{1}{2}(p_{k+1/2} + p_{k-1/2}), \quad \text{wobei } p_{k+1/2} = A_{k+1/2} + B_{k+1/2} \cdot p_0$$

die Halbschichtendrucke sind. Dabei sind p_0 der Bodenluftdruck sowie A und B die Koordinaten-Parameter. Die folgende Tabelle zeigt die verwendeten Parameter (links) sowie die Höhe und den Luftdruck für die verwendeten Modellschichten. In der Mitte steht die im dreidimensionalen Modell verwendete 19-Schichten Version und rechts die im eindimensionalen Modell verwendete 25-Schichten Version für einen Bodenluftdruck von $p_0 = 1015$ hPa.

k	$A_{k+1/2}$ [hPa]	$B_{k+1/2}$	Schicht- nummer	Höhe [m]	Druck [hPa]	Schicht- nummer	Höhe [m]	Druck [hPa]
Koordinaten-Parameter			19-Schichten-Version			25-Schichten-Version		
0	0.000	0.0000000						
1	2000.000	0.0000000	1	26195	10.0	1	26195	10.0
2	4000.000	0.0000000	2	22226	30.0	2	22226	30.0
3	6046.110	0.0003389	3	19927	50.4	3	19927	50.4
4	8267.927	0.0033571	4	18086	73.4	4	18086	73.4
5	10609.513	0.0130700	5	16306	102.7	5	16306	102.7
6	12851.100	0.0340771	6	14489	141.2	6	14489	141.2
7	14698.498	0.0706498	7	12639	190.9	7	12639	190.9
8	15861.125	0.1259166	8	10811	252.6	8	10811	252.6
9	16116.236	0.2011954	9	9048	325.9	9	9048	325.9
10	15356.924	0.2955196	10	7389	409.4	10	7389	409.4
11	13621.460	0.4054091	11	5862	500.6	11	5862	500.6
12	11101.561	0.5249322	12	4490	595.8	12	4490	595.8
13	8127.144	0.6461079	13	3289	690.4	13	3289	690.4
14	5125.141	0.7596983	14	2273	779.7	14	2273	779.7
15	2549.969	0.8564375	15	1455	858.6	15	1455	858.6
16	783.195	0.9287469	16	836	922.6	16	836	922.6
17	0.000	0.9432648				17	545	954.0
18	0.000	0.9580097				18	409	964.9
19	0.000	0.9729851	17	409	969.0	19	308	980.0
20	0.000	0.9793752				20	212	990.8
21	0.000	0.9858072				21	155	997.3
22	0.000	0.9922814	18	155	997.4	22	97	1003.9
23	0.000	0.9948476				23	56	1008.5
24	0.000	0.9974205				24	34	1011.0
25	0.000	1.0000000	19	34	1011.1	25	12	1013.7

C Symbolverzeichnis

Lateinische Symbole

A	symbolischer Term für externen Antrieb
b	Wolkenbedeckungsgrad
c_p	spezifische Wärme von Luft bei konstantem Druck
C	symbolischer Term für die Kondensation von Wasserdampf
C_{eff}	Koeffizient für die effektive Rauheitslänge
C_{Char}	Charnock-Konstante
C_M, C_H	Widerstandsbeiwert für Impuls und Wärme
e	turbulente kinetische Energie
f	Coriolisparameter
f_M, f_H	universelle Funktionen
F	netto Strahlungsfluß
g	Erdbeschleunigung
G	Betrag des geostrophischen Windes
h	Höhe der atmosphärischen Grenzschicht
K_M, K_H	turbulenter Austauschkoefizient für Impuls und Wärme
K_u, K_v, K_q, K_{qt}	turbulente Austauschkoefizienten für verschiedene Größen
K_n	dimensionslose universelle Funktion
l, l_M, l_H	turbulente Mischungswege
$l_{M,\infty}, l_{H,\infty}$	asymptotische turbulente Mischungswege
L	Monin-Obukhov-Länge
L_0	Höhenskala der planetaren Grenzschicht
p	Luftdruck
P	symbolischer Term für den Phasenübergang zwischen Wolken und Regentropfen
P_t	turbulente Prandtl-Zahl
q	spezifische Feuchte
q_l	Flüssigwassermischungsverhältnis
q_t	totale Feuchte
Q_g	Wärmefluß in den Boden
Q_m	Schmelzwärme des Schnees
r	relative Feuchte
Rf	Richardson-Flußzahl
Ri	Richardson-Zahl
Ro	Rosby-Zahl
S	integraler Schichtungsparameter
t	Zeit
T	Temperatur
T_l	Baroklinitätsparameter
T_{ln}	dimensionsloser Baroklinitätsparameter
u, v, w	Windkomponenten

u_g, v_g	geostrophische Windkomponenten
u_{*0}	Reibungsgeschwindigkeit
u_h	Betrag des horizontalen Windes
V	symbolischer Term für die Verdunstung von Regentropfen
x, y, z	Raumkoordinaten
z_n	dimensionslose Höhe
z_0	Rauhigkeitslänge
\tilde{z}_0	reduzierte Rauhigkeitslänge
$z_{0,eff}$	effektive Rauhigkeitslänge

Griechische Symbole

α	Windrichtung
β	Auftriebsparameter
δ_{ij}	Kronecker Symbol
ε	Dissipation
ε_{ijk}	totaler antisymmetrischer Tensor
$\eta_u, \eta_\theta, \eta_\alpha, \eta_S$	universelle dimensionslose Funktionen
θ	potentielle Temperatur
θ_{*0}	turbulente Temperaturskala
θ_L	Flüssigwassertemperatur
κ	von Karman Konstante
λ	latente Verdunstungswärme von Wasser
μ	dynamische Viskosität
μ_0	interner Schichtungsparameter
ν	kinematische Viskosität
ν_θ	molekulare Wärmeleitfähigkeit
ξ	dimensionslose Höhe
ρ	Dichte der Luft
τ_{ij}	Stokes'scher Spannungstensor
ϕ	geographische Breite
Φ	universelle dimensionslose Funktion
Φ_M, Φ_H	universelle Funktionen
Ψ	universelle dimensionslose Funktion
Ω	Winkelgeschwindigkeit der Erde

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Potsdam und wurde von Herrn Prof. Klaus Dethloff betreut. Ihm danke ich für die fachliche Anleitung und die vielen wissenschaftlichen Gespräche. Besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Vladimir Romanov vom AARI, St. Petersburg, Rußland von dem ich viel lernte und der mir in vielen Gesprächen und e-Mails immer mit Rat zur Seite stand. Danken möchte ich Frau Dr. Anette Rinke für die fruchtbaren Diskussionen und die anregende Kritik sowie dem Leiter unserer Arbeitsgruppe „Physik der Atmosphäre“ Herrn Dr. Hardwig Gernandt, der mir die Teilnahme an Tagungen ermöglichte. Für die Durchführung der dreidimensionalen Modellsimulationen beim DKRZ in Hamburg sowie die fachkundige Hilfe in Rechnerfragen danke ich Frau Ines Hebestadt.

Die eindimensionale Modellversion stammt von Herrn Dr. Erik van Meijgaard, KNMI, De Bilt, Niederlande. Das Wettervorhersagemodell HIRLAM, auf welchem das hier verwendete Klimamodell HIRHAM basiert, wurde entwickelt von der HIRLAM-Projektgruppe, einer Zusammenarbeit der nationalen Wetterdienste in Dänemark, Finland, Irland, Island, den Niederlanden, Norwegen und Schweden. Ich danke für die Bereitstellung.

Herrn Dr. Vladimir Radionov, AARI, St. Petersburg, Rußland danke ich für die zur Verfügung gestellten beobachteten Wolkendaten russischer Stationen.

Weiterhin möchte ich allen Kolleginnen und Kollegen der Forschungsstelle Potsdam für die gute Zusammenarbeit sowie die Unterstützung in fachlichen und technischen Belangen danken.

Ein besonderer Dank gebührt den promovierenden Kolleginnen und Kollegen und besonders den „Containernachbarn“ für den Spaß den wir trotz widriger Umstände hatten.

Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“ sind bisher erschienen:

- **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft-Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS ‚Meteor‘“
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge
zusammengestellt von Norbert Klages.
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes ‚Meteor‘“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtrabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- * **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-sirke‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschieppnetzfüge und Liste der Probennahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.–16. May 1983, edited by S. B. Schnack
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“, Bericht von den Fahrtrabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“, Bericht vom Fahrtrabschnitt 4, Punta Arenas–Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘ und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
- Heft Nr. 21/1985** – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula, February 1982“ by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski
- Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean“ by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“ von Hans-Peter Marschall

- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“ von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flugel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stabiein, Wolfgang Zick
- * **Heft-Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS ‚Polarstern‘ 1984/1985“ herausgegeben von Gotthilf Hempel.
- * **Heft-Nr. 26/1985** – "The Southern Ocean"; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“ von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit ‚Polarstern‘ 1985“ mit Beiträgen der Fahrnteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- * **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm ‚Antarktisforschung‘ der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammenge stellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – "The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982" by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“ von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86“ mit Beiträgen der Fahrnteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS ‚Polarstern‘ 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3–4“ von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“ von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“ von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“ von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – "The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP)" 1986 by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 38/1987** – "The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984" by M. Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS ‚Polarstern‘ in die Antarktis (ANT V/1–3)“ herausgegeben von Sigrid Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – "Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16–September 10, 1986" by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“ von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – "The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic" by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – "Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3" Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – "Data Report for FV ‚Polarstern‘ Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts" by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“ von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – "Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)" by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“ von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“ von Arnold Brodscholl
- * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“ von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die zeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“ von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“ von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“ von Dieter Piepenburg
- * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“ von Eva-Maria Nöthig
- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“ von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – "Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (Ant V/3)" by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – "Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3" by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede

- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS ‚Polarstern‘ 1986/87“
Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4–5 von H. Miller und H. Oerter
- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS ‚Polarstern‘ 1987/88“
von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS ‚Polarstern‘ 1988“
von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“
von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland,
Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“ von M. Peters
- * **Heft-Nr. 62/1989** – "The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV 'Polarstern'
in 1988/89", by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse
sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“ von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – "Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)" by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“ by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung
des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“ von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“,
edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV 'Polarstern' in 1989“,
edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom
Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des
Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches
Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea
in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen
und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1990** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1989“
von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkey-Plateaus im
nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1990** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten im Benthos von King George Island
(Südshetlandinseln, Antarktis)“, von Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1990** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel
unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen im Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer
Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Toleranz
antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat
(DMSP) - Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS ‚Polarstern‘ 1990“,
herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglazilogie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des
südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereseigenschaften: Automatische Bildanalyse von
Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeis - numerische Simulationen
mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study
der Forschungsschiffe „Polarstern“ und „Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein,
Nikolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz
des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl
- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit „FS Polarstern“ 1989/90. Bericht vom
Fahrtabschnitt ANT-VIII / 5“, von Heinz Müller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – "Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK VI / 1-4 of RV "Polarstern"
in 1989", edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*,
C. glacialis, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel

- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeress vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS „Polarstern“ 1989/90. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft-Nr. 91/1991** – “Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann
- Heft-Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm
- Heft-Nr. 93/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII mit FS „Polarstern“, 1990. Bericht vom Fahrtabschnitt ARK VII/2“, herausgegeben von Gunther Krause
- Heft-Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek
- Heft-Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann
- Heft-Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft-Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft-Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft-Nr. 99/1992** – “The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- * **Heft-Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes „Polarstern“ 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft-Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Schwermetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meewasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crispa* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanaelige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft-Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamsler
- Heft-Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS „Polarstern“ 1991“, von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. – Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf.
- Heft-Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber.
- Heft-Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme.
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger.
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg.
- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS “Polarstern“ 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner.
- * **Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause.
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV “Polarstern” (EPOS II)“, by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze.
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten.
- * **Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P.A. Wöhrmann.
- * **Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarloos and Y. P. Sacchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV. ‘Dainie Zelentsy’“, by D. Nürnberg and E. Groth.

- * **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas.
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek.
- * **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland.
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve.
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dörrien.
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meer eis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg.
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report“, von Marek Zwierz.
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogener Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * **Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrback und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- * **Heft-Nr. 137/1994** – „Die Känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79° N, 12° E)“, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler.
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Clemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund Ost-Grönland“, von Notker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov und Rüdiger Stein
- * **Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche.
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumayer 1982-1992“, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo.
- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer / Antarktis“, von Christian Hübscher.
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles.
- ** **Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC' 93. Der Fahrtrabschnitt ARK-IX/4 mit FS 'Polarstern' 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik.
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy.
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS 'Polarstern' 1992. Bericht von den Fahrtrabschnitten / ANT-X / 1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller.
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten.
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional und seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter.

- Heft-Nr. 155/1995** – "Benthos in polaren Gewässern", herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz.
- Heft-Nr. 156/1995** – "An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients", by Reiner Schlitzer.
- Heft-Nr. 157/1995** – "Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden", von Kirsten Fahl.
- ** Heft-Nr. 158/1995** – "Die Deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis", von Cornelia Lüdecke.
- Heft-Nr. 159/1995** – "The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters", by Dorothea Bauch.
- * Heft-Nr. 160/1995** – "Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen", von Gerhard Schmiedl.
- Heft-Nr. 161/1995** – "Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin", von Jürgen Nothnagel.
- Heft-Nr. 162/1995** – "Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße", von Thomas Letzig.
- Heft-Nr. 163/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS "Polarstern" 1993/94", herausgegeben von Rainer Gersonde.
- Heft-Nr. 164/1995** – "Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis", von Thomas Frederichs.
- Heft-Nr. 165/1995** – "Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern", von Georg Hanke.
- Heft-Nr. 166/1995** – "Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodel mit Beobachtungen im Weddellmeer", von Holger Fischer.
- Heft-Nr. 167/1995** – "Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik", von Hans-Stefan Niebler.
- Heft-Nr. 168/1995** – "Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS 'Polarstern' 1993/94. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2", herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer.
- Heft-Nr. 169/1995** – "Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf eine antarktischen Forschungsstation", von Hans Wortmann.
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften - Geologie und Geophysik der Antarktis.
- Heft-Nr. 171/1995** – "Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)", von Wilfried Bauer.
- Heft-Nr. 172/1995** – "Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen", von Holger Mandler.
- Heft-Nr. 173/1995** – "Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane", von Stefan Matzer.
- Heft-Nr. 174/1995** – "The Expedition ARKTIS-X/2 of RV 'Polarstern' in 1994", edited by Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 175/1995** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994", edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyakov.
- Heft-Nr. 176/1995** – "Russian-German Cooperation: Laptev Sea System", edited by Heidmarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov.
- Heft-Nr. 177/1995** – "Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität", von Carsten J. Schubert.
- Heft-Nr. 178/1995** – "Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV 'Polarstern' in 1995: CTD-Report", by Jüri Sildam.
- Heft-Nr. 179/1995** – "Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean", von Jutta Wollenburg.
- Heft-Nr. 180/1995** – "Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor", von Wolfgang J. Bonn.
- Heft-Nr. 181/1995** – "Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Eberhard Fährbach.
- Heft-Nr. 182/1995** – "Laptev Sea System: Expeditions in 1994", edited by Heidmarie Kassens.
- Heft-Nr. 183/1996** – "Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften", von Uwe Bergmann.
- Heft-Nr. 184/1996** – "Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas", by María Dolores Andrés Hernández.
- Heft-Nr. 185/1996** – "Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)", von Michael Stiller.
- Heft-Nr. 186/1996** – "Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Arctic Circumpolar Current System", by Martin Frank.
- Heft-Nr. 187/1996** – "The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994", by Gert König-Langlo and Andreas Herber.
- Heft-Nr. 188/1996** – "Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994", herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.
- Heft-Nr. 189/1996** – "Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990", herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe.

- Heft-Nr. 190/1996** – "Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994", edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny.
- Heft-Nr. 191/1996** – "Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen", von Frank Wilhelms.
- Heft-Nr. 192/1996** – "Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategie antarktischer Makroalgen", von Gabriele Weykam.
- Heft-Nr. 193/1996** – "Heterogene Reaktionen von N₂O₅ und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre", von Sabine Seisel.
- Heft-Nr. 194/1996** – "Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)", von Corinna Dahm.
- Heft-Nr. 195/1996** – "Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis", von Doris Berberich.
- Heft-Nr. 196/1996** – "Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis", von Birgit Heese.
- Heft-Nr. 197/1996** – "The Expedition ARKTIS-XI/2 of 'Polarstern' in 1995", edited by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 198/1996** – "Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen", von Frank Lisker.
- Heft-Nr. 199/1996** – "The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3", by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider.
- Heft-Nr. 200/1996** – "Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models", by Gerrit Lohmann
- Heft-Nr. 201/1996** – "Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)", von Katrin Iken.
- Heft-Nr. 202/1996** – "Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)", von Michael K. Schmid.
- Heft-Nr. 203/1996** – "Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis - Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell", von Markus Harder.
- Heft-Nr. 204/1996** – "Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis", von Dörthe Handorf.
- Heft-Nr. 205/1996** – "Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation", by Thorsteinn Thorsteinsson.
- Heft-Nr. 206/1996** – "Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten", von Kerstin Fieg.
- Heft-Nr. 207/1996** – "Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer", von Cornelia Metz.
- Heft-Nr. 208/1996** – "Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern", von Christoph Oelke.
- Heft-Nr. 209/1996** – "Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen", von Axel Bochert.
- Heft-Nr. 210/1996** – "Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna", von Kathrin Kunzmann.
- Heft-Nr. 211/1996** – "Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995" by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten.
- Heft-Nr. 212/1996** – "Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin", by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 213/1996** – "Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtung Histologie und Experimente", von Barbara Niehoff.
- Heft-Nr. 214/1996** – "Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf", von Christoph Mayer.
- Heft-Nr. 215/1996** – "Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95", herausgegeben von Ulrich Wand.
- Heft-Nr. 216/1996** – "Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien", von Uta Brathauer.
- Heft-Nr. 217/1996** – "Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung", von Jörn Behrens.
- Heft-Nr. 218/1997** – "Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)", by Jörg Hartmann, Axel Bochert, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel and Andreas Reuter.
- Heft-Nr. 219/1997** – "Die Expedition ANTARKTIS-XII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3", herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 220/1997** – "Ein Beitrag zum Schwerefeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1", von Tilo Schöne.
- Heft-Nr. 221/1997** – "Die Expeditionen ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96", herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek.
- Heft-Nr. 222/1997** – "Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data", by László Oszkó.

- Heft-Nr. 223/1997** – “Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren”, von Christian Haas.
- Heft-Nr. 224/1997** – “Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen”, von Silke Wessel.
- Heft-Nr. 225/1997** – “Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises”, von Michael Poltermann.
- Heft-Nr. 226/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV ‘Polarstern’ in 1995”, edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 227/1997** – “Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kuprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta) der Arktis”, von Katharina Kück.
- Heft-Nr. 228/1997** – “Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal”, von Katrin Linse.
- Heft-Nr. 229/1997** – “Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken - Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer”, von Hinrich Hanssen.
- Heft-Nr. 230/1997** – “Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung”, von Lutz-Peter Kurdelski.
- Heft-Nr. 231/1997** – “Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten”, von Christopher Zimmermann.
- Heft-Nr. 232/1997** – “Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen”, von Stephan Zimmermann.
- Heft-Nr. 233/1997** – “Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*”, von Doris Meyerdierks.
- Heft-Nr. 234/1997** – “Die Expedition ARCTIC '96 des FS ‘Polarstern’ (ARK XII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)”, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern.
- Heft-Nr. 235/1997** – “Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres”, von Jana Friedrich.
- Heft-Nr. 236/1997** – “Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic”, by Arndt Meier.
- Heft-Nr. 237/1997** – “Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996”, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyonow.
- Heft-Nr. 238/1997** – “Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae”, by Iván M. Gómez.
- Heft-Nr. 239/1997** – “Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes ‘Polarstern’ 1996”, herausgegeben von Eberhard Fahrbach und Dieter Gerdes.
- Heft-Nr. 240/1997** – “Untersuchungen zur Chrom-Speziation im Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis”, von Heide Giese.
- Heft-Nr. 241/1997** – “Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris”, by Seung-II Nam.
- Heft-Nr. 242/1997** – “Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous site, Taymyr Peninsula, Siberia”, by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997** – “Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen”, von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997** – “The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996”, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Røgenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – “Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen - Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen”, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – “Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises”, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – “Entstehung und Modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen”, von Berit Kirchner.
- Heft-Nr. 248/1997** – “Laptev Sea System: Expeditions in 1995”, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – “The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‘Polarstern’ to the eastern Weddell Sea in 1996”, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – “Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis”, von Andreas Starmans.
- Heft-Nr. 251/1997** – “Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel”, von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997** – “Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik”, von Stephan Kühne.
- Heft-Nr. 253/1997** – “Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean”, by Christine Klaas.
- Heft-Nr. 254/1997** – “Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunger-Oase, Ostantarktis”, von Thomas Kulbe.

- Heft-Nr. 255/1997** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV 'Polarstern' in 1997”, edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 256/1998** – “Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer”, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft-Nr. 257/1998** – “Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischen Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis”, von Christoph Kleefeld.
- Heft-Nr. 258/1998** – “Bellinghausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells”, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft-Nr. 259/1998** – “The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV 'Polarstern' in 1997”, by Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 260/1998** – “Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung”, von Holger Cremer.
- Heft-Nr. 261/1998** – “Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen”, von Estella Weigelt.
- Heft-Nr. 262/1998** – “The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV 'Polarstern' in 1997”, by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 263/1998** – “Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen”, von Thorsten Schäfer.
- Heft-Nr. 264/1998** – “Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie”, von Joachim Urban.
- Heft-Nr. 265/1998** – “Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis”, von Astrid Lambrecht.
- Heft-Nr. 266/1998** – “Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' in 1997”, edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 267/1998** – “Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS 'Polarstern' 1997. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XIV/3”, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 268/1998** – “Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone”, von Gerit Birnbaum.
- Heft-Nr. 269/1998** – “Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)”, by Günther Heinemann.
- Heft-Nr. 270/1998** – “Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies”, by Vera Schindwein.
- Heft-Nr. 271/1998** – “Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice”, by Dirk Dethleff, Peter Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 272/1998** – “FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre”, von Edo Becker.
- Heft-Nr. 273/1998** – “Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas Rückens und des Agulhas Plateaus ('SETA-RAP')”, von Gabriele Uenzelmann-Neben.
- Heft-Nr. 274/1998** – “The Expedition ANTARKTIS XIV/2”, by Gerhard Kattner.
- Heft-Nr. 275/1998** – “Die Auswirkung der 'NorthEastWater'-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelwechsel”, von Hanne Notholt.
- Heft-Nr. 276/1998** – “Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana”, von Michael Studinger.
- Heft-Nr. 277/1998** – “Koordiniertes Programm Antarktischforschung”. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms “Antarktischforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten”, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft-Nr. 278/1998** – “Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers”. von Uwe Raffalski.
- Heft-Nr. 279/1998** – “Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A New Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)”, edited by Ruediger Stein.
- Heft-Nr. 280/1998** – “Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland”, von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft-Nr. 281/1998** – “Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand aquatischen Palynomorphen”, von Martina Kunz-Pirring.
- Heft-Nr. 282/1998** – “Scavenging of ²³¹Pa and ²³⁰Th in the South Atlantic: Implications for the use of the ²³¹Pa/²³⁰Th ratio as a paleoproductivity proxy”, by Hans-Jürgen Walter.
- Heft-Nr. 283/1998** – “Sedimente im arktischen Meereis - Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung”, von Frank Lindemann.
- Heft-Nr. 284/1998** – “Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten”, von Christian H. Thomas.
- Heft-Nr. 285/1998** – “Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)”, von Angela Sommer.
- Heft-Nr. 286/1998** – “Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)”, von Jens Kowalke.
- Heft-Nr. 287/1998** – “Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea”, edited by Eike Rachor.

- Heft-Nr. 288/1998** – “Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft-Nr. 289/1998** – “Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft-Nr. 290/1998** – “Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft-Nr. 291/1998** – “Dynamik des arktischen Meereises - Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.
- Heft-Nr. 292/1998** – “Anthropogene organische Spurenstoffe im Arktischen Ozean. Untersuchungen chlorierter Biphenyle und Pestizide in der Laptevsee, technische und methodische Entwicklungen zur Probenahme in der Arktis und zur Spurenstoffanalyse“, von Sven Utschakowski.
- Heft-Nr. 293/1998** – “Rekonstruktion der spätquartären Klima- und Umweltgeschichte der Schirmacher Oase und des Wohlthat Massivs (Ostantarktika)“, von Markus Julius Schwab.
- Heft-Nr. 294/1998** – “Besiedlungsmuster der benthischen Makrofauna auf dem ostgrönländischen Kontinentalhang“, von Klaus Schnack.
- Heft-Nr. 295/1998** – “Gehäuseuntersuchungen an planktischen Foraminiferen hoher Breiten: Hinweise auf Umweltveränderungen während der letzten 140.000 Jahre“, von Harald Hommers.
- Heft-Nr. 296/1998** – “Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/1 of RV 'Polarstern' in 1997“, edited by Michael Spindler, Wilhelm Hagen and Dorothea Stübing.
- Heft-Nr. 297/1998** – “Radiometrische Messungen im arktischen Ozean - Vergleich von Theorie und Experiment“, von Klaus-Peter Johnsen.
- Heft-Nr. 298/1998** – “Patterns and Controls of CO₂ Fluxes in Wet Tundra Types of the Taimyr Peninsula, Siberia - the Contribution of Soils and Mosses“, by Martin Sommerkorn.
- Heft-Nr. 299/1998** – “The Potter Cove coastal ecosystem, Antarctica. Synopsis of research performed within the frame of the Argentinean-German Cooperation at the Dallmann Laboratory and Jubany Station (King George Island, Antarctica, 1991-1997)“, by Christian Wiencke, Gustavo Ferreyra, Wolf Arntz & Carlos Rinaldi.
- Heft-Nr. 300/1999** – “The Kara Sea Expedition of RV 'Akademik Boris Petrov' 1997: First results of a Joint Russian-German Pilot Study“, edited by Jens Matthiessen, Oleg V. Stepanets, Ruediger Stein, Dieter K. Fütterer, and Eric M. Galimov.
- Heft-Nr. 301/1999** – “The Expedition ANTARKTIS XV/3 (EASIZ II)“, edited by Wolf E. Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 302/1999** – “Sterole im herbsthlichen Weddellmeer (Antarktis): Großräumige Verteilung, Vorkommen und Umsatz“, von Anneke Mühlebach.
- Heft-Nr. 303/1999** – “Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung“, von Jens Biele.
- Heft-Nr. 304/1999** – “Spätquartäre Paläoumweltbedingungen am nördlichen Kontinentalrand der Barents- und Kara-See. Eine Multi-Parameter-Analyse“, von Jochen Knies.
- Heft-Nr. 305/1999** – “Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study (ARTIST)“, by Jörg Hartmann, Frank Albers, Stefania Argentini, Axel Borchert, Ubaldo Bonafé, Wolfgang Cohrs, Alessandro Conidi, Dietmar Freese, Teodoro Georgiadis, Alessandro Ippoliti, Lars Kaleschke, Christof Lüpkes, Uwe Maixner, Giangiuseppe Mastrantonio, Fabrizio Ravegnani, Andreas Reuter, Giuliano Trivellone and Abgelo Viola.
- Heft-Nr. 306/1999** – “German-Russian Cooperation: Biogeographic and biostratigraphic investigations on selected sediment cores from the Eurasian continental margin and marginal seas to analyze the Late Quaternary climatic variability“, edited by Robert F. Spielhagen, Max S. Barash, Gennady I. Ivanov, and Jörn Thiede.
- Heft-Nr. 307/1999** – “Struktur und Kohlenstoffbedarf des Makrobenthos am Kontinentalhang Ostgrönlands“, von Dan Seiler.
- Heft-Nr. 308/1999** – “ARCTIC '98: The Expedition ARK-XIV/1a of RV 'Polarstern' in 1998“, edited by Wilfried Jokat.
- Heft-Nr. 309/1999** – “Variabilität der arktischen Ozonschicht: Analyse und Interpretation bodengebundener Millimeterwellenmessungen“, von Björn-Martin Sinnhuber.
- Heft-Nr. 310/1999** – “Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans“, von Marion Behrends.
- Heft-Nr. 311/1999** – “Parameterisierung atmosphärischer Grenzschichtprozesse in einem regionalen Klimamodell der Arktis“, von Christoph Abegg.

* vergiffen / out of print.

** nur noch beim Autor / only from the author.