

Einfluss arktischer Süßwasserquellen auf die Zirkulation im Nordmeer und im Nordatlantik in einem prognostischen Ozean-Meereis-Modell

Influence of Arctic freshwater sources on the circulation in the Arctic Mediterranean and the North Atlantic in a prognostic ocean-sea ice model

Matthias Prange

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 468 (2003)
ISSN 1618 - 3193**

Matthias Prange

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Bussestraße 24
27570 Bremerhaven
Deutschland

Universität Bremen
Fachbereich Geowissenschaften
Klagenfurter Straße
28359 Bremen
Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 2003 vom Fachbereich Physik/Elektrotechnik der Universität Bremen angenommen wurde.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	4
Summary	6
I MOTIVATION:	
Die Rolle des Nordmeeres im Klimasystem	7
I.1 Von Abenteurern und Klimaforschern	7
I.2 Meereis im Klimasystem	8
I.3 Tiefenwasserbildung und thermohaline Zirkulation	9
II EINLEITUNG:	
Ziele der vorliegenden Arbeit	12
III HINTERGRUND:	
Dynamik des arktischen Ozeans	15
III.1 Die Zirkulation im Nordpolarmeer	15
III.1.1 Topografie	15
III.1.2 Hydrografie	15
III.1.3 Oberflächenzirkulation	17
III.1.4 Zwischen- und Tiefenwasser-Zirkulation	20
III.2 Süßwasser im Nordpolarmeer – eine Literaturübersicht	22
III.2.1 Verteilung des Süßwassers im Nordpolarmeer	22
III.2.2 Einfluss arktischer Süßwasserquellen auf die Bildung und Aufrechterhaltung der Meereisdecke	26
III.2.3 Einfluss von Süßwasser auf das großräumige Strömungs- muster im arktischen Ozean	29
III.2.4 Konvektion und thermohaline Zirkulation	33
IV ARKTISCHE OZEAN-MEEREIS-MODELLIERUNG I:	
Modellkomponenten und Koppelung	35
IV.1 Beschreibung des Ozean-Modells	35
IV.1.1 Grundgleichungen	35
IV.1.2 Implizite freie Oberfläche	37
IV.1.3 Formulierung der offenen Oberfläche	39
IV.1.4 Modell-Konfiguration in der vorliegenden Arbeit	42
IV.2 Beschreibung des Meereis-Modells	44
IV.2.1 Thermodynamik und Dynamik	44
IV.2.2 Modell-Konfiguration	47
IV.3 Koppelung der Klimakomponenten	48
IV.3.1 Wärme Flüsse	48
IV.3.2 Impulsflüsse	50
IV.3.3 Süßwasserflüsse	50
V ARKTISCHE OZEAN-MEEREIS-MODELLIERUNG II:	
Atmosphärischer Antrieb	51

VI	ARKTISCHE OZEAN-MEEREIS-MODELLIERUNG III:	
	Darstellung des Kanadischen Archipels in großskaligen Modellen	55
VI.1	Einleitung	55
VI.2	Beschreibung der Experimente	57
	VI.2.1 Zielsetzung	57
	VI.2.2 Anfangs- und Randbedingungen	60
VI.3	Ergebnisse	60
	VI.3.1 Meereis: Volumen, Verteilung und Drift	60
	VI.3.2 Ozean: Hydrografie und Strömungsfeld	69
	VI.3.3 Volumentransporte	81
VI.4	Diskussion	90
VI.5	Schluss	93
VII	PROGNOSTISCHE OZEAN-MEEREIS-MODELLIERUNG I:	
	Einfluss arktischer Süßwasserquellen auf die Zirkulation	95
VII.1	Experiment N: Der erste Versuch	95
	VII.1.1 Einleitung	95
	VII.1.2 Atlantische Süßwasserquellen	96
	VII.1.3 Ergebnisse	96
	VII.1.4 Diskussion	99
VII.2	Experiment NF: Arktische Flüsse	107
	VII.2.1 Einbau arktischer Flüsse in das Modell	107
	VII.2.2 Ergebnisse	112
	VII.2.3 Diskussion	113
VII.3	Experiment NFP: Einstrom durch die Bering-Straße	118
	VII.3.1 Pazifik-Wasser: Temperatur, Salzgehalt, Volumentransport	118
	VII.3.2 Ergebnisse	118
	VII.3.3 Diskussion	123
VII.4	Experiment NFPD: Diffuser Abfluss	127
	VII.4.1 Weitere Süßwasserquellen für das Nordpolarmeer	127
	VII.4.2 Ergebnisse und Diskussion	127
VII.5	Volumenbilanz des Nordpolarmeeres	139
VII.6	Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres	143
	VII.6.1 Berechnung ozeanischer Süßwassertransporte	143
	VII.6.2 Eine vollständige Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres basierend auf Experiment NFPD	145
	VII.6.3 Süßwasserspeicherung im Nordpolarmeer	147
VII.7	Ausbreitung und Speicherung von Flusswasser im Nordpolarmeer	150
	VII.7.1 Flusswasser-Konzentrationen in den Experimenten NF, NFP und NFPD	150
	VII.7.2 Speicherung von Flusswasser in Experiment NFPD	151
VII.8	Konvektion und thermohaline Zirkulation	154
	VII.8.1 Konvektion im Nordmeer	154
	VII.8.2 Meridionale Zirkulation im Nordatlantik	154
VII.9	Experiment FPD: Direkter Niederschlag	158
	VII.9.1 Niederschläge über dem Nordpolarmeer	158
	VII.9.2 Ergebnisse	158
	VII.9.3 Diskussion	161

VIII	PROGNOSTISCHE OZEAN-MEEREIS-MODELLIERUNG II:	
	Einfluss der Oberflächenrandbedingung für Süßwasserflüsse	164
	VIII.1 Darstellung von Süßwasserflüssen in Ozean-Modellen	164
	VIII.2 Ergebnisse	166
	VIII.3 Diskussion	174
IX	AUSBLICK:	
	COSMOS in der Anwendung	176
A	Klimawechsel in der Arktis?	178
B	Eine paläozeanografische Anwendung von COSMOS	182
	Referenzen	204
	Danksagung	220

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit dokumentiert die Entwicklung eines dreidimensionalen prognostischen Ozean-Meereis-Modells für das Nordmeer und den Nordatlantik. Als Basis für das Ozean-Modell dient das z-Koordinaten-Modell 'MOM 2', an welches ein dynamisch-thermodynamisches Meereis-Modell mit viskos-plastischer Rheologie gekoppelt wird. Für den Einstrom von Flusswasser und anderen Süßwasserquellen wird eine Oberflächenrandbedingung formuliert, die den Volumeneintrag berücksichtigt ('offene Oberfläche'). Das gekoppelte Modell wird schrittweise durch Hinzufügen arktischer Süßwasserquellen (Niederschläge, direkte und diffuse Flusswassereinträge, Pazifik-Wasser-Zufuhr durch die Bering-Straße) verbessert, so dass die Sensitivität des Systems Ozean/Meereis hinsichtlich des Süßwasser-Antriebs gezielt analysiert werden kann.

Die präsentierten Ergebnisse machen deutlich, dass Süßwasser eine Hauptrolle in der Dynamik des Nordpolarmeeres spielt. Insbesondere prägt der Eintrag von Süßwasser die Position der Transpolaren Drift (TPD) und die Stärke des Ostgrönland-Stroms (EGC) im Bereich der Fram-Straße. Süßwasser begünstigt somit den Wassermassenaustausch zwischen Europäischem Nordmeer und Nordpolarmeer. Zudem reguliert die Süßwasserzufuhr den ozeanischen Wärmefluss ins Meereis durch Bildung einer stabilen Dichteschichtung über den arktischen Becken. Zur Aufrechterhaltung der arktischen Hydrografie benötigt das Modell einen Gesamtsüßwasser-eintrag von ca. $6800 \text{ km}^3/\text{a}$ ins Nordpolarmeer. Über 40% dieses Süßwassers verlässt das Nordpolarmeer in Form von Meereis durch die Fram-Straße. Von annähernd gleicher Größe ist die Summe flüssiger Süßwasserexporte durch die Fram-Straße und den Kanadischen Archipel (jeweils $\sim 1500 \text{ km}^3/\text{a}$).

Die Einführung passiver Tracer ermöglicht die Identifizierung der Ausbreitungspfade von Fluss- und Pazifikwasser im Modell. Flusswassermassen werden hauptsächlich mit der TPD von den sibirischen Schelfmeeren zur Nares- oder Fram-Straße hin transportiert, wo sie das Nordpolarmeer verlassen. Aus einer Flusswasserspeicherung von $46 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ und einem Flusswassereintrag von $3159 \text{ km}^3/\text{a}$ lässt sich eine mittlere Verweildauer von 14–15 a für Flusswasser in den obersten 300 m des Nordpolarmeeres errechnen.

Pazifik-Wasser dominiert mit über 50% Volumenanteil in den oberen Schichten der westlichen Arktis (Tschuktschen-See, Ostsibirische See, Kanadisches Becken). Der Volumeneintrag von rund $0.8 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ durch die Bering-Straße wird durch einen entsprechend erhöhten Ausstrom durch die Fram-Straße kompensiert. Der Einstrom relativ warmen, salzarmen Pazifik-Wassers in den arktischen Ozean führt ferner zu beträchtlichen Eisdickenabnahmen in der Tschuktschen- und Ostsibirischen See sowie zu einer Abschwächung der großskaligen thermohalinen Zirkulation im Atlantik um rund 20%.

Durch die Berücksichtigung von Süßwasser-Volumeneinträgen mittels der offenen Oberfläche ist das hier vorgestellte Modell anderen Nordmeer-Modellen, welche mit 'virtuellen Salzgehaltsflüssen' angetrieben werden, überlegen. Experimente mit verschiedenen Salzfluss-/Süßwasserfluss-Randbedingungen zeigen die Schwächen

von Salzgehaltsfluss-Randbedingungen auf. Es wird gefolgert, dass prognostische Arktis-Modelle durch Implementierung einer offenen Oberfläche erheblich verbessert werden können.

Summary

The present thesis documents the design and development of a three-dimensional prognostic ocean/sea-ice model of the Arctic Mediterranean and the North Atlantic. The model has been set up on the basis of the z-coordinate ocean model 'MOM 2' coupled to a dynamic/thermodynamic sea-ice model with viscous-plastic rheology. To implement the inflow of river water and other freshwater sources, a surface boundary condition is employed that accounts for the input of volume ('open surface'). Adding arctic freshwater sources step by step leads to a progressive improvement of the coupled model, and allows to analyse the sensitivity of the ocean/sea-ice system with respect to freshwater forcing.

The results reveal that freshwater plays a major role in Arctic Ocean dynamics. In particular, the path of the Transpolar Drift (TPD) and the strength of the East Greenland Current (EGC) in the western Fram Strait are strongly influenced by the input of freshwater. Thus, freshwater favours the exchange of water masses between the Nordic Seas and the Arctic Ocean. Moreover, freshwater input controls vertical oceanic heat fluxes into the ice by forming a stable density stratification. The model requires a total freshwater input of approx. $6800 \text{ km}^3/\text{yr}$ to the Arctic Ocean in order to maintain a realistic hydrography. More than 40% of this freshwater leaves the Arctic Ocean as sea-ice through Fram Strait. The sum of liquid freshwater exports through Fram Strait and the Canadian Arctic Archipelago is of similar magnitude ($\sim 1500 \text{ km}^3/\text{yr}$ through each passage).

Introducing passive tracers into the model allows to detect the pathways of arctic river and Pacific waters. The bulk of river water is transported by the TPD from the Siberian shelf seas to the Nares and Fram Straits where it leaves the Arctic Ocean. A river-water storage of $46 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ along with a river-water influx of $3159 \text{ km}^3/\text{yr}$ yields a mean residence time of 14–15 yr for river water in the upper 300 m of the Arctic Ocean.

Pacific water dominates the upper layers in the western Arctic (Chukchi Sea, East Siberian Sea, Canadian Basin) with concentrations exceeding 50%. The volume flux of about $0.8 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ through Bering Strait is balanced by an increased outflow through Fram Strait. The inflow of relatively warm, low-saline Pacific water into the Arctic Ocean leads to a considerable reduction in Chukchi and East Siberian sea-ice covers, and results in a 20% weakening of the Atlantic meridional overturning circulation.

Taking the volume input of surface freshwater fluxes into account by applying an 'open surface', the model presented here is superior to other models of the Arctic Mediterranean, which are driven by 'virtual salinity fluxes'. Experiments with different salinity/freshwater flux boundary conditions reveal the shortcomings of salinity-flux formulations. It is concluded that other prognostic models of the Arctic Ocean can be improved substantially by implementing an 'open surface'.

KAPITEL I

MOTIVATION:

Die Rolle des Nordmeeres im Klimasystem

I.1 Von Abenteurern und Klimaforschern

Nur wenige Arktisforscher können heute behaupten, sie seien dort gewesen, wo noch nie ein Mensch zuvor gewesen war. Tierbestände zwangen die Jäger der Urzeit, immer neue Gebiet im hohen Norden zu erkunden. Reiche Fischgründe lockten Fischer hinaus auf die polaren Meere. In der Neuzeit gab die Vorstellung eines direkten Seeweges über den Nordpol nach Japan und China immer wieder Anstoß zu neuen Expeditionen. Im 16. Jahrhundert entwickelte sich die Theorie eines eisfreien Nordpols. Man hatte festgestellt, dass in polaren Regionen die Temperatur des Meeres höher war als jene der Luft. Die Eismeer-Schiffer bestätigten, Eis in Küstennähe sei weit stärker als jenes auf offener See. Die Gelehrten glaubten, dass der Nordpol im Sommer mehr wärmendes Sonnenlicht empfing als jede andere Region auf der Erde – schließlich dauerte der Polartag 24 Stunden. Am Nordpol musste folglich das Meereis geschmolzen sein. Wenn es einem Schiff gelänge, den Eisgürtel in niedrigeren Breiten zu durchstoßen, müsste es in freier Fahrt über den Nordpol segeln können. Erst im 18. Jahrhundert kam man allmählich von der Theorie eines offenen Nordpols ab, erforschte aber zunehmend die potenziellen Seewege entlang der Küsten Kanadas und Sibiriens (Abb. I.1). Von 1878 bis 1879 durchfuhr Nils Adolf Erik Baron Nordenskiöld mit dem 300-Tonnen-Dampfschiff 'Vega' als erster die Nordost-Passage, indem er Kap Tscheljuskin (mit voller Beflaggung und Kanonenschüssen) umfuhr und schließlich Yokohama in Japan erreichte. Fast dreißig Jahre zuvor konnte Sir Robert M'Clure die Existenz einer Nordwest-Passage nachweisen, doch es dauerte noch ein halbes Jahrhundert, bis Roald Amundsen zwischen 1903 und 1906 als erster die Passage per Schiff durchquerte.¹

Im Rahmen der Klimaforschung hat die Arktisforschung während der letzten Jahrzehnte ein neues Standbein gewonnen. Klimasimulationen mit numerischen Modellen zeigen, dass sich globale Klimaveränderungen auf polare und subpolare Regionen drastischer auswirken als auf andere Gebiete der Erde (z.B. Manabe et al. 1991; Rind et al. 1995; Washington & Meehl 1996). Beobachtete Umweltverände-

¹Ein ausführlicher Überblick über die Geschichte der Arktisforschung findet sich z.B. in Stoll (1991).



Abb. I.1: *“Die Stärke Russlands wird durch Sibirien und das Nordmeer erweitert [...]. Das Nordmeer ist ein weites Feld, wo russischer Ruhm sich vergrößern kann, insbesondere durch den beispiellosen Nutzen, den die Entdeckung der nordöstlichen Schifffahrtsroute bietet.”*

Michail W. Lomonossow (1711-1765)

rungen in der Arktis scheinen dies auf eindrucksvolle Weise zu belegen (s. Anhang A für einen Überblick). So könnte ein Abschmelzen der arktischen Meereisdecke infolge anthropogener Klimaerwärmung einerseits die polare Seeschifffahrt vorantreiben, andererseits aber auch unvorhersehbare Folgen für das globale Klimasystem haben.

Die hohe Sensitivität der Arktis hinsichtlich Klimaveränderungen resultiert aus besonders effektiven Rückkopplungs- oder *Feedback*-Mechanismen. Diese Feedbacks wirken wiederum auf Klimaveränderungen zurück – verstärken diese (positive Rückkopplung) oder schwächen sie ab (negative Rückkopplung) – und sind schließlich der Grund dafür, weshalb die Arktis nicht nur so drastisch auf globale Klimaveränderungen reagiert, sondern diese wesentlich mitbestimmt.

I.2 Meereis im Klimasystem

In Klimamodellen, die eine globale Erwärmung durch atmosphärische Treibhausgaszunahme zu simulieren versuchen, spielt der Meereis-Albedo-Effekt als positiver Rückkopplungsmechanismus (d.h. die Erwärmung verstärkend) eine herausragende Rolle (z.B. IPCC 1990; Manabe et al. 1991; Rind et al. 1995; Washington & Meehl 1996). Der Meereis-Albedo-Effekt resultiert aus dem Unterschied zwischen Wasser und Meereis hinsichtlich des Reflexionsvermögens für kurzwellige solare Strahlung. Meereis reflektiert 70–80% der einfallenden Strahlung; eine Schneeaufflage kann die Albedo noch erhöhen. Wird die einfallende Energie auf diese Weise zurück in den Weltraum gestrahlt, geht sie dem Klimasystem verloren. Freie Wasseroberflächen absorbieren rund 90% der einfallenden kurzwelligen Strahlung. Ein Rückgang der Meereisbedeckung forciert daher eine einmal begonnene Klimaerwärmung. Der Meereis-Albedo-Effekt ist auch auf monatlicher Zeitskala von Bedeutung. So beschleunigt er alljährlich den frühlingshaften Schmelzprozess des Meereises sobald sich Schmelztümpel oder offene Wasserflächen bilden.

Nicht nur durch seine hohe Albedo übt Meereis unmittelbaren Einfluss auf

atmosphärische Temperaturen aus, sondern auch durch seine isolierende Wirkung hinsichtlich des Wärmeaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre. Während in eisfreien Gebieten die Oberflächentemperaturen von Ozean und Atmosphäre über turbulente Wärme Flüsse stark gekoppelt sind, spürt die Luft, die sich über einer kompakten Meereisdecke bewegt, nahezu keinen Einfluss vom darunter liegenden Wasser. Der Wärme flux durch die Eisdecke ist (annähernd) rein konduktiv und dementsprechend gering. So können die winterlichen 2-m-Lufttemperaturen am Nordpol unter -30°C sinken.

Neben dem Austausch von Wärme beeinträchtigt Meereis den Impulseintrag der Atmosphäre in den Ozean. Ein beträchtlicher Teil der Arbeit, die der Wind Schub leistet, wird zur Deformation der Eisdecke verwendet: Eisschollen kollidieren, schieben sich übereinander und formen Presseisrücken. So können interne Kräfte aufgebaut werden, die die Drift zum Erliegen bringen – die Schubspannung an der Ozean-Oberfläche verschwindet.

Darüber hinaus verhindert eine dichte Meereisdecke den direkten Austausch von Süßwasser zwischen Atmosphäre und Ozean. Evaporation wird unterdrückt und fallender Schnee bleibt zunächst auf dem Eis liegen. Bis zur einsetzenden Frühjahrschmelze kann der Schnee auf dem Eis weite Entfernungen zurücklegen. Während des Sommers schmilzt die Schneedecke, so dass arktisches Meereis im Spätsommer in der Regel schneefrei ist.

Meereis übt aber einen noch viel bedeutsameren Einfluss auf die Süßwasserbilanz der polaren Meere aus: Während des Gefrierprozesses verbleibt der größte Teil des Salzes im Meerwasser. Nur ein geringer Teil wird im Meereis eingeschlossen und befindet sich dort gelöst in engen Laugenkanälen mit einem Durchmesser von 10^{-4} – 10^{-2} m. Verschiedene Prozesse sorgen dafür, dass auch der Großteil dieses Salzes innerhalb weniger Wochen zurück ins Meer gelangt (Weeks & Ackley 1986). Nach der ersten Schmelzperiode besitzt Meereis einen mittleren Salzgehalt von rund 2 psu (z.B. Eicken et al. 1995). Das Bilden und Schmelzen von Meereis hat somit einen erheblichen Einfluss auf die Salzgehaltsverteilung in den polaren Meeren. Dort, wo sich Meereis bildet, erhöht sich unmittelbar der Salzgehalt des Wassers. Wenn Eis schmilzt, verringert sich die Salzkonzentration in der ozeanischen Deckschicht. Gefrieren und Schmelzen üben somit einen direkten Einfluss auf die Dichtestruktur der polaren und subpolaren Meere aus.

Neben den Salzflüssen resultieren auch Wärme Flüsse aus dem Gefrieren und Schmelzen. Bei der Eisbildung wird latente Wärme freigesetzt; für das Schmelzen wird Wärme verbraucht. Daher ist die Drift des Meereises nicht nur mit einem beträchtlichen Süßwassertransport verbunden, sondern auch mit dem Transport negativer latenter Wärme. Harder (1996) berechnet, dass die Grönland-See infolge der Advektion von Meereis aus dem Nordpolarmeer mit einer Leistung von rund $30 \cdot 10^{12}$ W abgekühlt wird.

I.3 Tiefenwasserbildung und thermohaline Zirkulation

Durch Abgabe von Wärme an die Atmosphäre werden in hohen Breiten Wassermassen mit großer Dichte gebildet. Der Dichtekontrast zwischen diesen schweren Wassermassen und leichteren in niedrigeren Breiten bewirkt eine Zirkulation, die

den Ozean auf globaler Skala umwälzt. Dieser Beitrag zur Gesamtzirkulation wird als thermohaline Zirkulation (THC) bezeichnet und metaphorisch häufig als erdumspannendes Förderband dargestellt (s. Brüning & Lohmann 1999). Die in hohen Breiten produzierten dichten Wassermassen bilden die Quelle für Boden- und Tiefenwasser im Weltozean und sind mit den Abwärtsästen des thermohalinen Förderbandes verbunden. Zusammen mit den Aufwärtsästen (Aufquellen) in extrapolaren Gebieten ergibt sich ein meridionales Zirkulationsmuster (*Meridional Overturning Circulation*, kurz: MOC).

Der im Norden absinkende Bereich der MOC kann vier Meeresregionen zugeschrieben werden²: dem Europäischen Nordmeer, dem Nordpolarmeer (insb. Barents-See), der Grönland-Schottland-Schwelle und der Labrador-See im Nordatlantik (z.B. Mauritzen & Häkkinen 1999). Die dichten Wassermassen, die im Europäischen Nordmeer (u.a. Swift et al. 1980; Swift & Aagaard 1981; Strass et al. 1993; Mauritzen 1996a, 1996b) und im Nordpolarmeer (Aagaard et al. 1985; Mauritzen 1996a, 1996b; Rudels et al. 1999; Anderson et al. 1999) in Wintermonaten gebildet werden, strömen als *Overflow Water* über das Schwellensystem zwischen Grönland und Schottland in einer Tiefe von 500–800 m in den Nordatlantik ein. Wie gewaltige Wasserfälle im Ozean sinken die Overflow-Wassermassen südlich des Schwellensystems bis in Tiefen unter 2000 m ab (Whitehead 1989). Dabei mischt sich Wasser aus dem Nordatlantischen Ozean ein (*Entrainment*), so dass sich der anfängliche Volumentransport des Overflows ungefähr verdoppelt (Price & O’Neil Baringer 1994). Das Endprodukt ist Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW). In der Labrador-See werden durch Winterkonvektion Zwischenwassermassen gebildet (*Labrador Sea Water*, LSW). Das LSW verteilt sich in Tiefen zwischen 500 und 2000 m (z.B. Rhein 2000). Die Produktionsrate von Tiefen- und Zwischenwasser beträgt 15–20 Sv (1 Sv = 10^6 m³/s). Das NADW und ein Teil des LSW können sich im *Deep Western Boundary Current* (DWBC) relativ zügig nach Süden hin ausbreiten. Ein in den oberen Schichten (Thermokline) des Nordatlantiks fließender Rückstrom erwärmter, relativ salzreicher Wassermassen schließt die Zirkulation (z.B. Tomczak & Godfrey 1994; Ganachaud & Wunsch 2000). Der damit verbundene Wärmetransport ist in mittleren nördlichen Breiten von der Größenordnung 10^{15} W und klimatologisch von immenser Bedeutung. So könnte eine Abschwächung der THC eine deutliche Abkühlung in der nordatlantischen Region und weit darüber hinaus nach sich ziehen.

Tatsächlich zeigen grönländische Eisbohrkerne zusammen mit paläozeanografischen Befunden aus dem Spätquartär verschiedene abrupte Änderungen im nordatlantischen Klima, die auf Änderungen der THC zurückgeführt werden (z.B. Broecker 1991; Clark et al. 2002; Rahmstorf 2002). Mitunter sind diese Klimaschwankungen von globalem Ausmaß.

Die Stabilität der THC ist eine der zentralen Fragen im Zusammenhang mit globaler, anthropogener Klimaerwärmung. Änderungen im Süßwasserbudget des Nordatlantiks und des Nordmeeres sind wahrscheinlich (z.B. Peterson et al. 2002). Durch schmelzende Gletscher, schmelzendes Meereis, Permafrost-Rückgang und verstärkte Niederschläge könnte sich der Süßwassereintrag in die arktischen und subarktischen Meere beträchtlich erhöhen. Eine Abnahme der Tiefenwasserbildung durch eine stabilisierende Dichteschichtung würde die THC ‘strapazieren’. In einigen Klimamodellen kann eine schnelle, drastische Zunahme atmosphärischer

²Siehe Abb. III.1 zur Geografie der arktischen und subarktischen Meere.

Treibhausgase genügend Niederschlag in hohen Breiten herbeiführen, um die THC erheblich abzuschwächen oder sogar zum Erliegen zu bringen (Manabe & Stouffer 1993; Stocker & Schmittner 1997). Der reduzierte ozeanische Wärmetransport könnte die Zunahme der Lufttemperaturen aufgrund von Änderungen in der atmosphärischen Strahlungsbilanz (Treibhauseffekt) in einigen subpolaren Gebieten annähernd kompensieren (z.B. Rahmstorf 1997).

Neben der zentralen Rolle, die die THC im Zusammenhang mit globaler Erwärmung spielt, wird auch nordatlantische Klimavariabilität auf dekadischer und multidekadischer Zeitskala mit ihr in Verbindung gebracht (Bjerknes 1964). Inwiefern die THC eine aktive oder taktgebende Rolle für die Nordatlantische Oszillation (NAO) spielt, ist noch nicht geklärt (vgl. Latif et al. 1999; Christoph et al. 2000; Jung 2000).

KAPITEL II

EINLEITUNG:

Ziele der vorliegenden Arbeit

Kapitel I hat gezeigt, welche bedeutende Stellung die Arktis im Klimasystem der Erde einnimmt. Ein tiefes Verständnis der dynamisch relevanten Prozesse im polaren Ozean-Meereis-System ist daher unabdingbar für die Verbesserung von Klimavorhersagen und die Interpretation paläozeanografischer Daten. Als ‘Experimentierlabor’ können numerische Modelle dienen.

Globale gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Meereis-Modelle sind derzeit noch nicht in der Lage, alle wesentlichen Mechanismen zufrieden stellend zu simulieren. Beispielsweise erweist sich die schwache oder fehlende Bildung von Tiefenwasser im Nordmeer in den meisten Klimamodellen als Problem (z.B. Rahmstorf 1997). Zudem macht es die Komplexität der Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Klimakomponenten schwer, die zahlreichen Prozesse und Mechanismen zu begreifen. Um sich die Dynamik des Klimasystems zu erschließen und die Ergebnisse aus gekoppelten globalen Klimamodellen sowie aus Beobachtungen besser interpretieren zu können, ist es sinnvoll, einzelne Komponenten auf regionaler Skala zu studieren.

Das oberste Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Entwicklung eines dreidimensionalen *prognostischen* Ozean-Meereis-Modells für das Nordmeer und den Nordatlantik. Ein Allgemeines Zirkulationsmodell (*General Circulation Model; GCM*) wird als prognostisch bezeichnet, wenn keine unphysikalischen diagnostischen Terme in den Modellgleichungen enthalten sind. Die am häufigsten verwendeten diagnostischen Terme in Allgemeinen Zirkulationsmodellen des Ozeans sind *Restoring*-Terme, die dynamisch relevante Größen wie Salzgehalt oder Temperatur an klimatologisch vorgeschriebene Werte koppeln, um ein unerwünschtes Wegdriften der hydrografischen Felder von der Klimatologie aufgrund von Defiziten im Modell oder im Antrieb zu verhindern (z.B. Zhang et al. 1998; Steele et al. 2001). Dabei wird der Erhaltungsgleichung einer Größe α ein *Restoring*-Fluss mit der Zeitkonstanten Λ hinzugefügt,

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = \dots + \frac{(\alpha^* - \alpha)}{\Lambda}, \quad (\text{II.1})$$

wobei α^* den klimatologisch vorgeschriebenen Wert bezeichnet. *Restoring*-Flüsse beschränken die Anwendbarkeit von Modellen erheblich. So ist die prognostische Formulierung eines Ozean-Modells zwingend notwendig

- zur ungestörten Simulation der Variabilität auf verschiedenen Zeitskalen (*Restoring* an eine Klimatologie dämpft die Variabilität im Modell),
- zur Untersuchung verschiedener Klimate (für paläozeanografische Modellstudien ist in der Regel keine Hydrografie bekannt, mittels derer *Restoring*-Flüsse

Modell (Referenz)	Expliziter Flusswassereintrag ins Nordmeer (km ³ /a)	<i>Restoring</i> des Salzgehalts an eine Klimatologie
Häkkinen (1999)	4372	nein
Zhang et al. (2000)	4339	ja
Maslowski et al. (2000)	2012	ja
Holland (2001)	0	ja
Karcher & Oberhuber (2002)	0	ja
Holloway & Sou (2002)	2445	nein
Karcher et al. (2003)	0	ja
Köberle & Gerdes (2003)	0	ja

Tab. II.1: Aktuelle Ozean-Meereis-Modelle der Arktis.

errechnet werden könnten),

- um nach Koppelung mit anderen Klimakomponenten (insbesondere einem Atmosphäre-Modell) Klimavorhersagen rechnen zu können sowie
- zur Untersuchung von Stabilitätseigenschaften der Zirkulation (existieren z.B. mehrere Gleichgewichtszustände?).

In aktuellen arktischen Ozean-Meereis-Modellen ist es üblich, *Restoring*-Flüsse zur Aufrechterhaltung der Salzgehaltsverteilung zu verwenden (Tab. II.1). *Restoring*-Flüsse werden u.a. der Oberfläche des Meeres aufgeprägt, um fehlende Süßwasser-einträge durch Niederschläge und Flusswasser zu ersetzen (Steele et al. 2001).

Die Salzgehaltsverteilung ist für die Dynamik der polaren Meere von besonderer Bedeutung. Da der thermische Expansionskoeffizient bei Temperaturen nahe am Gefrierpunkt klein ist¹, werden Schichtung und dichtegetriebene Zirkulation im arktischen Ozean fast vollständig vom Salzgehalt bestimmt. Eine korrekte Simulation der Salzgehaltsverteilung scheint daher ein wesentlicher Faktor für die erfolgreiche Modellierung des Nordmeeres zu sein – Salzgehalt-*Restoring* nimmt dabei einen großen Teil der Arbeit ab. Nur wenige Arktis-Modelle verzichten daher vollständig auf *Restoring* (Tab. II.1). Tatsächlich offenbaren diese Modelle erhebliche Schwächen in der Simulation von hydrografischen Feldern und Strömungsmustern (vgl. Zhang et al. 1998; Steele et al. 2001). Mangels geeigneter Sensitivitätsstudien ist dabei nicht geklärt, woher diese Unzulänglichkeiten stammen.

In der vorliegenden Arbeit soll der Einfluss verschiedener arktischer Süßwasserquellen auf die Hydrografie, das großräumige Zirkulationsmuster und die Meereisdecke systematisch untersucht werden. Zu diesem Zweck wird ein regionales *prognostisches* Ozean-Meereis-Modell schrittweise durch Hinzufügen arktischer Süßwasserquellen verbessert. Hierdurch kann die Sensitivität des Systems Ozean/Meereis im Nordmeer hinsichtlich des Süßwasser-Antriebs gezielt analysiert werden. Die Ergebnisse können helfen, generelle Schwächen prognostischer Arktis-Modelle aufzudecken und möglicherweise zu beheben. Als Basis für das Ozean-Modell dient das z-Koordinaten-Modell ‘MOM 2’ (Pacanowski 1995). An das Ozean-Modell wird ein

¹Der thermische Expansionskoeffizient von Meerwasser ist in polaren Gewässern typischerweise viermal kleiner als in subtropischen Meeren; der haline Expansionskoeffizient variiert kaum.

dynamisch-thermodynamisches Meereis-Modell mit viskos-plastischer Rheologie gekoppelt (Hibler 1979; Harder 1996). Für den Einstrom von Flusswasser und anderen Süßwasserquellen wird eine Oberflächenrandbedingung formuliert, die den Volumeneintrag berücksichtigt ('offene Oberfläche'). Hierdurch ist das Modell anderen Nordmeer-Modellen, welche mit 'virtuellen Salzgehaltsflüssen' (vgl. Huang 1993; Barnier 1998) angetrieben werden, überlegen.

Aufbau der Arbeit

Kapitel III führt in die Thematik ein. Die geografischen und ozeanografischen Eigenschaften des Nordmeeres werden dargestellt. Es folgt eine Literaturübersicht zur Rolle von Süßwasser im Nordpolarmeer.

Kapitel IV beschreibt die verwendeten Modellkomponenten und die Kopplungsstrategie im Detail. Die atmosphärischen Daten, die zum Antrieb des Ozean-Meereis-Modells benutzt werden, werden in Kapitel V präsentiert.

Kapitel VI befasst sich mit einem prinzipiellen Problem der Ozean-Modellierung: Wie behandelt man Meerengen, die sich mit dem verwendeten Modellgitter nicht auflösen lassen ('ausbaggern' oder schließen)? In Arktis-Nordatlantik-Modellen ist der Kanadische Archipel besonders problematisch. Trotz der nur wenige Kilometer breiten Kanäle werden erhebliche Mengen salzreicher Wassermassen durch den Archipel nach Süden transportiert. Werden die damit verbundenen Süßwassertransporte in einem prognostischen Ozean-Meereis-Modell nicht richtig erfasst, kann dies weit reichende Konsequenzen für den arktischen Süßwasserhaushalt haben. Ziel der in Kapitel VI vorgestellten Experimente ist es, die optimale Darstellung des Archipels für ein großskaliges Modell zu finden.

Die Rolle von Süßwasser im arktischen Ozean-Meereis-System wird in Kapitel VII analysiert. Schrittweise werden dem prognostischen Modell neue Süßwasserquellen hinzugefügt. Dabei werden die Einflüsse von Flusswasserzufuhr, Pazifik-Wasser-Einstrom durch die Bering-Straße und Niederschlägen über dem Nordpolarmeer isoliert untersucht. Die Zusammenstellung der kontinentalen Abflussdaten wird hierbei ausführlich beschrieben. Es folgt eine komplette Aufstellung der Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres. Ferner wird das Ozean-Modell um die Einbindung passiver *Tracer* erweitert, mit denen sich die Ausbreitung von Fluss- und Pazifik-Wasser im Nordmeer verfolgen lässt. Schließlich wird der Einfluss von arktischer Süßwasserzufuhr auf Konvektion, Tiefenwasserbildung und die THC des Nordatlantiks untersucht.

Kapitel VIII behandelt ein besonderes technisches Problem in der Ozean-Modellierung: die Formulierung der Oberflächenrandbedingung für Süßwasser-einträge. Alle in Tab. II.1 angegebenen Nordmeer-Modelle verwenden Salzfluss-Randbedingungen. Ist die Vernachlässigung von Volumeneinträgen durch Flüsse und Niederschläge in den arktischen Ozean gerechtfertigt? Experimente mit verschiedenen Salzfluss-/Süßwasserfluss-Randbedingungen sollen dieses Problem beleuchten.

Die Dissertation endet mit einem Ausblick hinsichtlich weiterer Anwendungen des hier vorgestellten prognostischen Arktis-Modells. Eine erste Studie mit paläozeanografischer Fragestellung wurde bereits durchgeführt und wird im Anhang präsentiert.

KAPITEL III

HINTERGRUND: Dynamik des arktischen Ozeans

III.1 Die Zirkulation im Nordpolarmeer

III.1.1 Topografie

Das Meeresgebiet nördlich der Grönland-Schottland-Schwelle und der Bering-Straße wird als Nordmeer (engl.: *Arctic Mediterranean*) bezeichnet (Abb. III.1 und Abb. III.2). Zum Nordmeer gehören das Europäische Nordmeer (*Nordic Seas*), welches die Grönland-, Island- und Norwegen-See umfasst (deshalb manchmal auch *GIN Sea*), und das Nordpolarmeer (*Arctic Ocean*). Das Nordpolarmeer besteht aus Schelfmeeren, die kaum tiefer als 200 m sind (Barents-See, Kara-See, Laptew-See, Ostsibirische See, Tschuktschen-See, Beaufort-Schelf), und aus Becken, die teilweise Tiefen von 4000 m erreichen (Kanada-Becken, Makarow-Becken, Amundsen-Becken, Nansen-Becken). Kanada- und Makarow-Becken werden zum Kanadischen Becken zusammengefasst, während Amundsen- und Nansen-Becken zusammen als Eurasisches Becken bezeichnet werden. Der trennende Lomonossow-Rücken besitzt eine Satteltiefe von ca. 1400–2000 m. Die tiefste Verbindung zwischen dem Nordpolarmeer und dem Europäischen Nordmeer stellt die Fram-Straße (ca. 2600 m Wassertiefe) dar. Eine direkte, aber nur flache Verbindung zur Labrador-See und zum Nordatlantik hat das Nordpolarmeer über die Kanäle des Kanadischen Archipels. Geometrie und Topografie des Archipels sind extrem komplex (s. Melling 2000). Aufgrund der geringen Tiefe der Kanäle ist jedoch nur ein Austausch von Wassermassen aus den oberen Schichten (max. 200 m) möglich. Eine Verbindung zum Nordpazifik ist durch die schmale (85 km) und flache (ca. 50 m) Bering-Straße gegeben.

III.1.2 Hydrografie

Die Wassermassen des Nordpolarmeeres werden geprägt durch den Einstrom atlantischen Wassers durch die Fram-Straße und die Barents-See, den Einstrom nordpazifischen Wassers durch die Bering-Straße und durch Süßwassereinträge, die zum größten Teil von sibirischen Flüssen herrühren. Modifiziert werden die Wassermassen durch Meereisbildung und -schmelze sowie durch atmosphärische Wärmeflüsse über den Schelfmeer-Regionen, die im Sommer weitgehend eisfrei sind.

Traditionell wird zur Beschreibung der Hydrografie des Nordpolarmeeres zwi-

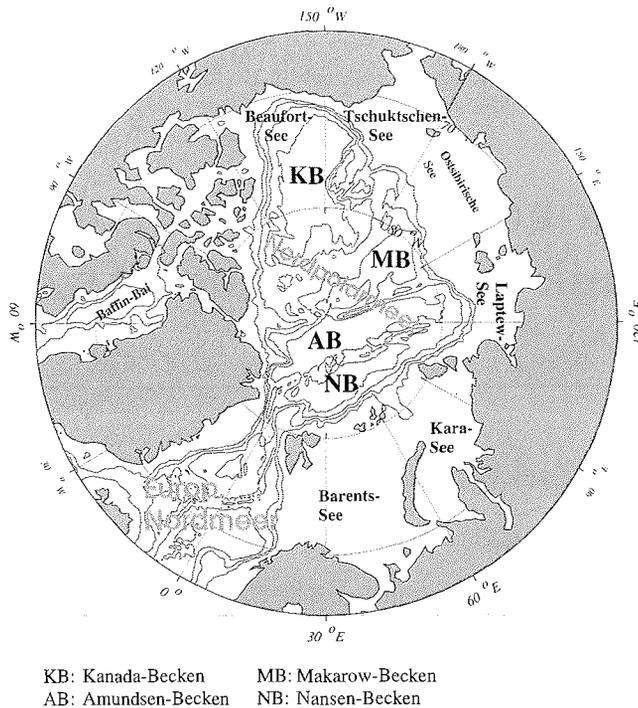


Abb. III.1: Topografie des Nordmeeres: Schelfmeere und Becken. Isobathen (m): 500, 1500, 2500, 3500.

schen drei Hauptwassermassen unterschieden¹ (Coachman & Aagaard 1974):

- **Oberflächen-/Haloklinenwasser** (ca. 0–200 m) mit Temperaturen nahe am Gefrierpunkt und Salzgehalten unter 34 psu (rund 15% Volumenanteil),
- **Atlantisches Wasser** (ca. 200–1000 m) mit Temperaturen über 0°C (bis 3°C) und Salzgehalten zwischen ca. 34,8² und 35 psu (rund 25% Volumenanteil),
- **Tiefen- und Bodenwasser** mit Temperaturen, die mit zunehmender Tiefe bis auf –1°C absinken, und nur leicht höheren Salzgehalten als in der Atlantischen Schicht (rund 60% Volumenanteil).

Die Halokline ist mit der Pyknokline nahezu identisch und sorgt für eine hohe Schichtungsstabilität. Sie ist über den arktischen Tiefseebecken ganzjährig vorhanden und verhindert dort tief reichende Konvektion im offenen Ozean. Die kalte Halokline reguliert die Energiebilanz an der Oberfläche, indem sie diese vom warmen Atlantischen Wasser abschirmt.

Die Barents-/Kara-See-Region (bis östlich von Sewernaja-Semlja) scheint sowohl für die Bildung von Haloklinenwasser als auch für die Tiefenwasserproduktion

¹Für eine detailliertere Darstellung arktischer Wassermassen sei auf Rudels et al. (1999) verwiesen.

²Zur Dezimaltrennung wird in der vorliegenden Arbeit stets ein Punkt verwendet.



Abb. III.2: Topografie des Nordmeeres: Rücken und Straßen. Isobathen wie in Abb. III.1.

von großer Bedeutung zu sein (Aagaard et al. 1981; Midttun 1985; Martin & Cavalieri 1989; Pfirman et al. 1994; Steele et al. 1995; Bauch et al. 1995; Jones et al. 1995; Schauer et al. 1997; Rudels et al. 1999). In der Halokline des Kanadischen Beckens finden sich zudem Wassermassen aus dem nördlichen Bering-Meer und der Tschuktschen-See (Coachman & Barnes 1961; Aagaard et al. 1981).³

Deutlich ausgeprägte Saisonalität in der Hydrografie ist großräumig nur in den obersten 100 m festzustellen. Sommerliches Schmelzen von Meereis führt zur Bildung einer saisonalen Halokline in ca. 20–40 m Tiefe. Der Oberflächensalzgehalt verringert sich dabei um ca. 0.5–1.5 psu gegenüber den Winterwerten (z.B. Steele et al. 1996; Steele & Boyd 1998). Die 'Sommerhalokline' wird den jeweils nachfolgenden Winter nicht überstehen. Salzanreicherung während der Eisbildung führt dann dazu, dass die Schmelzwasserschicht an der Oberfläche vernichtet wird (z.B. Rudels et al. 1996; Steele & Boyd 1998).

III.1.3 Oberflächenzirkulation

Die mittlere Zirkulation des Oberflächenwassers im Nordpolarmeer ist in Abb. III.3 schematisch dargestellt. Warmes Wasser strömt mit dem Norwegisch-Atlantischen Strom (NAC) in die Nordpolarmeer-Region. Der Strom spaltet sich dabei in einen Barents-See- und einen Fram-Straßen-Ast (WSC, West-Spitzbergen-Strom). Letzterer teilt sich im Bereich der Fram-Straße wiederum auf in einen Zweig, der in

³Eine detaillierte Darstellung des Aufbaus der Halokline findet sich in Carmack (2000).

das Nordpolarmeer läuft (Nord-Spitzbergen-Strom), und in einen rezirkulierenden Zweig, der dem Ostgrönland-Strom (EGC) relativ warmes Wasser zuführt. Ebenfalls in die Barents-See fließt der Norwegische Küsten-Strom (NCC). Beim Einströmen in die Nordpolarmeer-Region verschwinden die vom NAC stammenden Wassermassen rasch von der Oberfläche, sinken unter weniger dichtes, relativ salzarmes polares Wasser und speisen die Atlantische Zwischenwasserschicht. Die großskalige Oberflächenzirkulation im Inneren des Nordpolarmeers ist geprägt durch die Transpolar-Drift (TPD), die sich von den sibirischen Schelfmeeren bis zur Fram-Straße erstreckt, und dem antizyklonalen Beaufort-Wirbel im Kanadischen Becken. Diese zwei Hauptmerkmale bestimmen auch das mittlere Zirkulationsmuster des arktischen Meeres. Als Ursache hierfür gilt der atmosphärische Antrieb, der im langjährigen Mittel durch ein Hochdruckgebiet über dem Kanadischen Becken und ein Tiefdruckgebiet über dem nordeuropäischen Teil des Nordmeeres geprägt ist (z.B. Colony & Thorn-dike 1984; Pavlov 1998). Ein beträchtlicher Teil des arktischen Meereises wird über den sibirischen Schelfen gebildet. Den wichtigsten 'Ausgang' stellt die Fram-Straße dar. Das Eis wird entlang des EGC bis zur Dänemark-Straße und darüber hinaus transportiert. Im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik schmilzt es schließlich (z.B. Harder 1996; Hilmer et al. 1998).

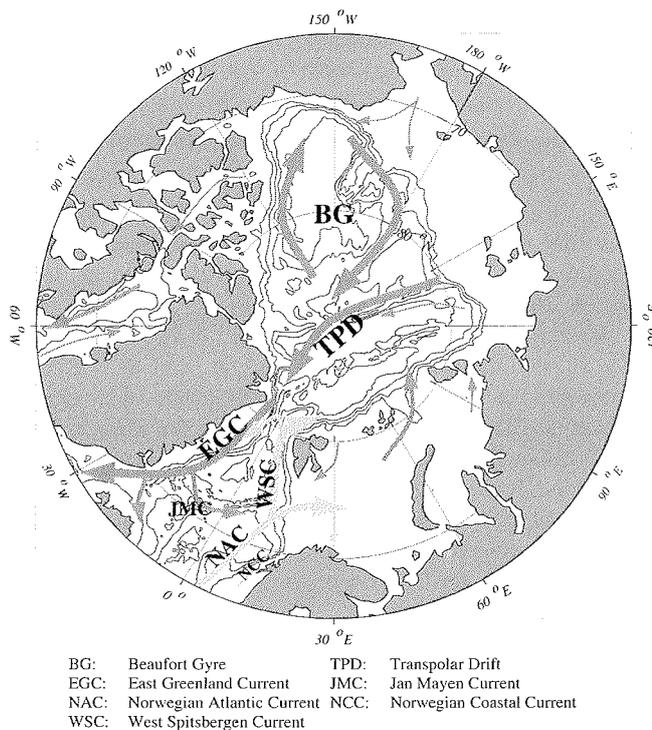


Abb. III.3: Schematische Darstellung der mittleren Oberflächenzirkulation im Nordmeer. Warme Strömungen sind hellgrau, kalte Strömungen dunkelgrau dargestellt. Isobathen wie in Abb. III.1.

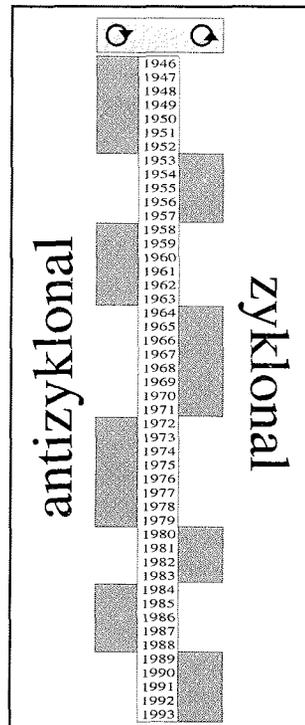


Abb. III.4: Zyklonale und antizyklonale Jahre in der Arktis nach Proshutinsky & Johnson (1997).

Schon lange weiß man um die Existenz des Beaufort-Wirbels und der TPD in der ozeanischen Oberflächenzirkulation (Coachman & Barnes 1961; Newton 1973). Daten aus Messkampagnen in den 80er und 90er Jahren und numerische Simulationen⁴ haben dieses Bild einerseits untermauert, andererseits aber auch um die Erkenntnis erweitert, dass die Strömungen beträchtlichen Schwankungen unterliegen. Hervorgehoben sei hier die von Proshutinsky & Johnson (1997) vorgeschlagene Klassifizierung in zyklonale und antizyklonale Zirkulationsregime, die aus einer Simulation der windgetriebenen, barotropen Strömung in einem zweidimensionalen Eis-Ozean-Modell des Nordmeeres für den Zeitraum 1946–1993 resultiert. Demnach schwankt die windgetriebene Zirkulation von Eis und Ozean zwischen zyklonalen und antizyklonalen Zuständen, die jeweils eine Persistenz von 5–7 Jahren besitzen (Abb. III.4). Wechsel von einem Zustand in den anderen werden durch Änderungen von Position und Intensität des Island-Tiefs und des sibirischen Hochdruckgebietes verursacht. Das 'klassische' Zirkulationsschema mit ausgeprägtem Beaufort-Wirbel im Jahresmittel der Eisdrift ist dabei lediglich in antizyklonalen Jahren vorhanden. In zyklonalen Jahren schwächt der Beaufort-Wirbel drastisch ab, wird eng an die nordamerikanische Küste gedrängt oder durch ein zyklonales Strömungsmuster im Kanadischen Becken ersetzt.

⁴Das erste dreidimensionale numerische Ozean-Modell des Nordmeeres stammt von Semtner (1973, 1976a).

Jahreszeitliche Schwankungen der Oberflächenzirkulation bzw. Eisdrift werden anhand von Modellrechnungen u.a. von Warn-Varnas et al. (1991), Polyakov et al. (1999) und Karcher & Oberhuber (2002) diskutiert. Eine Abschwächung bzw. ein Verschwinden des Beaufort-Wirbels im Sommer – selbst in antizyklonalen Jahren – ist dabei ein typisches Merkmal.

III.1.4 Zwischen- und Tiefenwasser-Zirkulation

Der Bereich zwischen 200 und 1700 m wird als Zwischenwasser bezeichnet. Dies entspricht dem Tiefenbereich unterhalb der Halokline bis zur ungefähren Satteltiefe des Lomonossov-Rückens. In Tiefen bis 1000 m wird das Zwischenwasser vom Atlantischen Wasser geprägt, das durch die östliche Fram-Straße oder über die Barents-See ins Nordpolarmeer einströmt (Abb. III.5). In der Literatur werden die Volumentransporte beider Äste häufig mit jeweils ~ 2 Sv angegeben (z.B. Rudels et al. 1994; Pfirman et al. 1994). Es ist jedoch zu beachten, dass beträchtliche Fluktuationen auf interannuellen und kürzeren Zeitskalen beobachtet werden können (z.B. Ingvaldsen et al. 1999). In der Fram-Straße wird das salzreiche Atlantik-Wasser durch relativ salzarmes polares Oberflächenwasser von der kalten Atmosphäre abgeschirmt und kann mit relativ hohen Temperaturen von mehr als 3°C Wärme ins Nordpolarmeer transportieren (z.B. Quadfasel et al. 1987). Atlantisches Wasser, das über den flachen Barents-Schelf einströmt, wird hingegen beträchtlichen Wärmeflüssen ausgesetzt, die das Wasser stark abkühlen (in Abb. III.5 durch die hell-dunkelgraue Linie dargestellt). Meereisbildung- und schmelze sorgen zusätzlich für eine Erweiterung des ursprünglichen Dichtebereichs (Pfirman et al. 1994). Das modifizierte Atlantik-Wasser strömt über den St. Anna-Trog ins Eurasische Becken ein. Die dichtesten Wassermassen gleiten dabei hinab bis in Tiefen von 1000 m und bisweilen sogar darüber hinaus (Schauer et al. 1997; Gerdes & Schauer 1997).

Das großräumige Zirkulationsmuster des Zwischenwassers kann aus Messungen von Temperatur, Salzgehalt und Spurenstoffen (u.a. Freone, Silikate) konstruiert werden. Eine umfassende Darstellung der Strömungen findet sich in Rudels et al. (1994). Am St. Anna-Trog treffen die aus Süden kommenden Wassermassen, die sich in Fram-Straßen- und Barents-See-Ast unterteilt haben, wieder zusammen. Es kommt zum Einschichten, Vermischen und Verdrängen von Wassermassen – in Abb. III.5 durch den Doppelring symbolisiert (Schauer et al. 1997; Gerdes & Schauer 1997). Die vom Atlantik stammenden Wassermassen setzen ihren Weg nach Osten fort. Ein Teil rezirkuliert am Nansen-Gakkel-Rücken und weiter östlich am Lomonossov-Rücken; ein anderer Teil strömt weiter entlang des Kontinentalschelfs. Zyklonale Strömungsmuster scheinen sich auch im Makarow- und im Kanada-Becken zu bilden. Das Zwischenwasser verlässt das Nordpolarmeer schließlich durch die westliche Fram-Straße.

Noch weit weniger bekannt als die Zwischenwasser-Zirkulation sind die Strömungen der Tiefenwassermassen. Auf Basis von Tracer-Daten wird ein dem Zwischenwasser-Zirkulationsschema sehr ähnliches Muster mit zyklonalen Strömungen entlang der Ränder des Eurasischen, Makarow- und Kanada-Beckens angenommen (Aagaard 1981; Jones et al. 1995). Durch Rückensysteme getrennt ist der Wassermassenaustausch zwischen den Tiefseebecken allerdings gering. Die Tiefe der Fram-Straße erlaubt hingegen einen recht effektiven Austausch zwischen dem Eurasischen Becken und der Grönland-See (Aagaard et al. 1985; Smethie et al. 1988).

Der gesamte – d.h. über alle Schichten integrierte – Volumentransport des EGC

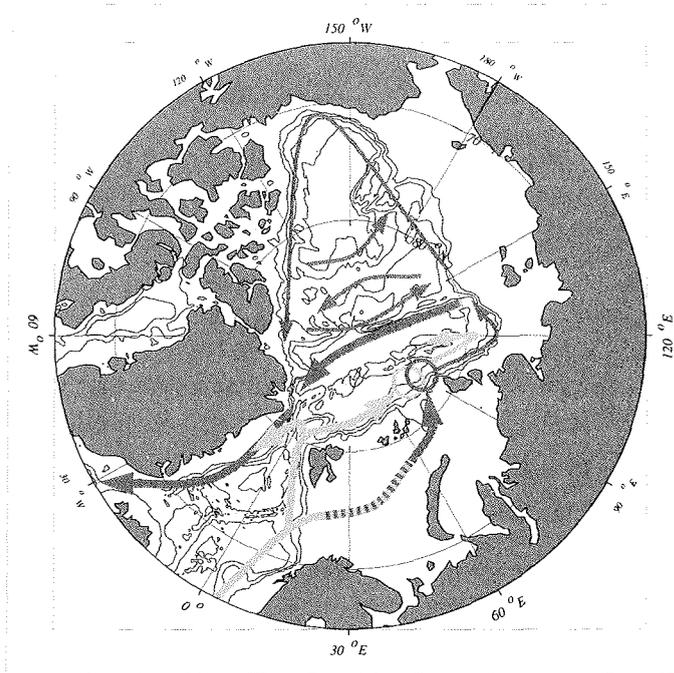


Abb. III.5: Schematische Darstellung der Zwischenwasser-Zirkulation (200–1700 m). Siehe Erklärungen im Text.

liegt in der Größenordnung von ~ 4 Sv (z.B. Rudels 1998; Schlichtholz & Houssais 1999b). Da der Ausstrom von Wassermassen durch den Kanadischen Archipel das durch die Bering-Straße einströmende Volumen annähernd kompensiert (jeweils ca. 1 Sv), entspricht der Transport im EGC dem Volumeneintrag Atlantischen Wassers durch die Fram-Straße und über die Barents-See (Rudels 1998).

Mittlere Verweilzeiten von Wassermassen in bestimmten Bereichen des Nordpolarmeeres können aus einer Kombination verschiedener Tracer (^3H , ^3He , Freone, ^{14}C , ^{39}Ar) bestimmt werden. Bönisch & Schlosser (1995) und Schlosser et al. (1999) fassen die Resultate verschiedener Studien zusammen. Dabei ergibt sich folgendes Bild:

- Schelfe: ca. 3 Jahre,
- Deckschicht (*mixed layer*): 3–5 Jahre,
- Halokline: ca. 10 Jahre, im Kanadischen Becken möglicherweise etwas länger (Bauch et al. 1995),
- Atlantische Schicht: ca. 25 Jahre im Eurasischen Becken und ca. 30 Jahre im Kanadischen Becken,
- Tiefen- und Bodenwasser: 50–100 Jahre im Eurasischen Becken (250–300 Jahre im Bodenwasserbereich unterhalb der Satteltiefe des Nansen-Gakkel-Rückens) und 300–450 Jahre im Kanadischen Becken.

Eine hohe Verweildauer spiegelt eine geringe Ventilationsrate wider.

III.2 Süßwasser im Nordpolarmeer – eine Literaturübersicht

Obwohl das Volumen des Nordpolarmeeres nur 1.5% des Gesamtvolumens aller Meere beträgt, empfängt der arktische Ozean rund 10% des weltweiten kontinentalen Süßwasserabflusses. Unter anderem beliefern vier der zehn weltweit größten Flusssysteme (Jenissei, Lena, Ob, Mackenzie) das Nordpolarmeer mit Süßwasser. Der Gesamt-Flusswassereintrag ins Nordpolarmeer liegt grob zwischen 2500 und 3500 km³/a (Aagaard & Carmack 1989; Becker 1995; Gordeev et al. 1996; Prowse & Flegg 2000), die Angaben in der Literatur sind oft unklar oder widersprüchlich. Weitere Süßwasserquellen stellen die Niederschläge über dem Ozean dar sowie der Einstrom von relativ salzarmen nordpazifischen Wassermassen durch die Bering-Straße. Beide Größen zusammen ergeben einen Süßwassereintrag, der in etwa dem der Flusswasserzufuhr entspricht. Aagaard & Carmack (1989) verbinden zudem den Transport des salzarmen NCC mit einem Süßwassereintrag ins Nordpolarmeer von ca. 250 km³/a. Das Süßwasserbudget wird hauptsächlich durch Ausströmen salzarmen Wassers bzw. Meereises durch die Kanäle des Kanadischen Archipels und durch die Fram-Straße bilanziert (Aagaard & Carmack 1989).

Die Süßwasserzufuhr ins Nordpolarmeer ist aus verschiedenen Gründen von besonderem Interesse für die physikalische Ozeanografie und die Klimaforschung. Es stellen sich folgende Fragen, die auch im Rahmen der vorliegenden Arbeit eine zentrale Rolle spielen:

- Welche Transportwege nimmt zugeführtes Süßwasser im Nordpolarmeer? Wieviel Süßwasser wird gespeichert?
- Welchen Einfluss übt Süßwasser auf die Bildung und Aufrechterhaltung der Meereisdecke aus?
- Wie beeinflusst die Süßwasserzufuhr das großräumige Strömungsmuster im Nordmeer?
- Wie und wo beeinträchtigt die Süßwasserzufuhr Konvektion und Bildung von Tiefenwasser? Wie hängt folglich die THC des Atlantiks von der Süßwasserzufuhr ab?

Die wichtigsten Vorarbeiten zu diesen Fragen werden im Folgenden zusammengefasst.

III.2.1 Verteilung des Süßwassers im Nordpolarmeer

Aagaard & Carmack (1989) schätzen anhand von Salzgehaltsmessungen die Süßwasserspeicherung im Nordpolarmeer ab. Demzufolge beträgt die Kapazität der arktischen Schelfmeere insgesamt $22 \cdot 10^3$ km³, während die tiefen Becken $58 \cdot 10^3$ km³ Süßwasser speichern ($12 \cdot 10^3$ km³ im Eurasischen Becken, $46 \cdot 10^3$ km³ im Kanadischen Becken).⁵ Zudem werden rund $20 \cdot 10^3$ km³ Süßwasser in Form von Meereis gespeichert.

⁵Als Referenz-Salzgehalt wurde 34.93 psu verwendet.

Die von Aagaard & Carmack (op.cit.) errechneten Süßwassermengen liefern freilich keinen Hinweis über die jeweiligen Quellen. Um zwischen den einzelnen Süßwasser-Komponenten (Flusswasser bzw. meteorisches Wasser, Meereis-Schmelzwasser, Pazifik-Wasser) unterscheiden zu können, muss eine Kombination aus verschiedenen Tracern verwendet werden (*multi-tracer approach*). Zur Erkennung von Flusswasser eignet sich insbesondere die Messung stabiler Sauerstoff-Isotope, da arktische Flüsse ein deutliches ^{18}O -Defizit aufweisen. Süßwasser pazifischen Ursprungs wird mit Hilfe von Silikat- (Bauch et al. 1995), Phosphat- (Ekwurzel 1998) oder kombinierten Nitrat-/Phosphat-Messungen (Jones et al. 1998) separiert. Um individuelle Flüsse zu identifizieren, sind weitere Tracer notwendig. Guay & Falkner (1997) versuchen sich den hohen Barium-Gehalt des Mackenzie zu Nutze zu machen. Sie messen maximale Ba-Konzentrationen in der Deckschicht des Kanada-Beckens und machen die Ausbreitung von Mackenzie-Flusswasser hierfür verantwortlich. Die Zusammenfassung verschiedener Arbeiten ergibt folgendes Bild:

- Die höchsten Flusswasser-Konzentrationen im Nordpolarmeer finden sich in der Kara-, der Laptew- und der Beaufort-See. Die Barents-See weist minimale Konzentrationen auf (Frank 1996; Schlosser et al. 1999; Schlosser et al. 2000).
- In der TPD erreichen die Flusswasser-Konzentrationen an der Oberfläche Maximalwerte von rund 15%. Ähnlich hohe Oberflächenwerte lassen sich auch in weiten Bereichen des Kanada-Beckens finden. Die Konzentrationen nehmen mit der Tiefe rasch ab. Unterhalb der Halokline liegen die Werte meist unter 1% (Bauch et al. 1995; Stein 1996; Frank 1996; Ekwurzel 1998; Schlosser et al. 1999; Schlosser et al. 2000). Der Flusswasser-Anteil im Tiefen- und Bodenwasser beträgt 0.1–0.3% (Bauch 1994; Stein 1996).
- Das im Eurasischen Becken in den obersten 300 m gespeicherte Flusswasser-Volumen wird auf $14 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ geschätzt. Dies entspricht einer mittleren Schichtdicke von 7.5 m (Stein 1996; Frank 1996). Das Inventar im Bereich der TPD beträgt 10–14 m (Bauch et al. 1995; Frank 1996; Schlosser et al. 2000).
- Aus dem Verteilungsmuster der Tracer lässt sich auf die Pfade des Flusswassers schließen: Ein kleiner Teil des Flusswassers aus der Kara-See strömt nach Norden in die Deckschicht des Nansen-Beckens ein. Ein anderer Teil wird mit der Barents-See-Strömung in den Zwischenwasser-Bereich verfrachtet. Rund die Hälfte des Kara-See-Flusswassers strömt nach Osten durch die Vilkitski-Straße zur Laptew-See. Hier trifft es auf die Flusswassermassen der dort mündenden Flüsse (insb. Lena). Der Weg der Flusswassermassen spaltet sich erneut: ein Teil fließt nach Osten in die Ostsibirische See, ein anderer Teil bewegt sich nach Norden, um den eurasischen Ast der TPD zu speisen. In der Ostsibirischen See kommt das Wasser der Flüsse Indigirka und Kolyma hinzu. Die Flusswassermassen verlassen den Ostsibirischen Schelf nach Norden hin und werden im kanadischen Ast der TPD über den Nordpol befördert. Mit der TPD gelangt das Flusswasser schließlich zur Fram-Straße und in den Bereich des östlichen Kanadischen Archipels, wo es das Nordpolarmeer verlassen kann (Bauch et al. 1995; Stein 1996; Frank 1996; Khatiwala et al. 1999; Schlosser et al. 2000). Das Flusswasser-Inventar des Kanada-Beckens wird vom Mackenzie dominiert (Guay & Falkner 1997; Macdonald et al. 1999).

- Pazifik-Wasser stellt mit über 50% Volumenanteil eine Hauptkomponente in den oberen Schichten des Kanadischen Beckens dar. Entlang der nordamerikanischen Küste, in den Straßen des Kanadischen Archipels sowie im Bereich der Tschuktschen-See kann der Anteil in der Deckschicht sogar 90% überschreiten. Von der Bering-Straße kommend scheint sich das Pazifik-Wasser entlang zweier Pfade auszubreiten. Ein Weg führt nach Osten entlang der amerikanischen Küste, der andere Pfad geht westlich über die Ostsibirische See, um sich anschließend in die TPD einzugliedern. Der Anteil Pazifischen Wassers im EGC in der Fram-Straße beträgt 10–25% (Jones et al. 1998).

Neuere Modellstudien können eine Reihe dieser Ergebnisse bestätigen (Harms et al. 2000; Karcher & Oberhuber 2002). Abb. III.6 zeigt die Verteilung der Flusswasser-Konzentration in der Deckschicht (*mixed layer*) des Ozean-Meereis-Modells von Karcher & Oberhuber (op.cit.). Das Wasser von 18 Flüssen wird dabei als *passiver* Tracer eingeführt. Der Einfluss auf das Dichtefeld wird nicht explizit berücksichtigt; vielmehr wird die Salzgehaltsverteilung durch starkes Oberflächen-*Restoring* an Beobachtungsdaten aufrechterhalten. Karcher & Oberhuber (op.cit.) fügen dem Modell zusätzlich einen Pazifik-Wasser-Tracer hinzu. Das von der Bering-Straße kommende Wasser breitet sich dabei ostwärts entlang der nordamerikanischen Küste aus und verlässt das Nordpolarmeer durch den Kanadischen Archipel. Der Pazifik-Wasser-Anteil in der Deckschicht beträgt entlang der Küste sowie im westlichen Archipel über 90%.

Dasselbe Modell verwenden Harms et al. (op.cit.), um die Ausbreitungswege einzelner Flusseinträge (Ob, Jenissei, Lena) zu untersuchen. Dabei zeigt sich, dass Lena-Wasser das Nordpolarmeer bevorzugt durch den östlichen Kanadischen Archipel verlässt. Im Gegensatz dazu verteilt sich Ob- und Jenissei-Wasser nahezu gleichmäßig auf Archipel und Fram-Straße. Die Ausbreitungszeit des Flusswassers von der jeweiligen Mündung zum Archipel bzw. zur Fram-Straße beträgt im Modell 11–15 Jahre.

Interannuelle Variabilität

Die vorgestellten Arbeiten zur Ausbreitung und Verteilung des Süßwassers im Nordpolarmeer erwecken den Eindruck eines 'stationären' Systems. Zum Einen sind die vorgestellten Modellergebnisse (Abb. III.6) mit klimatologischem Antrieb erzeugt worden; zum Anderen ist die Zahl an verfügbaren Tracer-Daten zu gering, um großräumig die Verteilung von Pazifik- und Flusswasser zu rekonstruieren und gleichzeitig interannuelle Variabilität adäquat auflösen zu können.

Den oben gezeichneten Flusswasserpfeilen liegen zeitlich und räumlich verstreute ¹⁸O-Daten aus den Jahren 1987–1996 zu Grunde. Jones et al. (1998) verwenden für die Untersuchung der Pazifik-Wasser-Verteilung Daten aus dem Zeitraum 1980–1996. Großräumige Veränderungen in der arktischen Hydrografie fallen in dieses Intervall. So stellen McLaughlin et al. (1996) eine Verlagerung der Atlantik/Pazifik-Front vom Lomonossow-Rücken zum Mendelejew-Rücken fest und Steele & Boyd (1998) machen ein verändertes Ausbreitungsmuster sibirischen Flusswassers für das Verschwinden der kalten Halokline in den frühen 90ern im Eurasischen Becken verantwortlich.

Maslowski et al. (2001) treiben ein Ozean-Meereis-Modell des Nordmeeres mit interannuell variierenden Atmosphären-Daten (ECMWF) aus dem Zeitraum

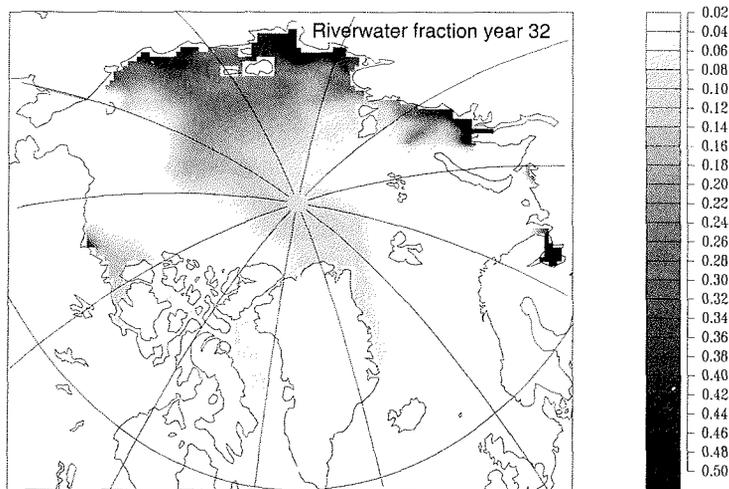


Abb. III.6: Flusswasser-Anteil in der Deckschicht im Ozean-Meereis-Modell von Karcher & Oberhuber (2002) (von M. J. Karcher freundlicherweise zur Verfügung gestellt).

1979–1998 an und markieren den Süßwassereintrag durch die Bering-Straße und durch Flüsse mit einem 'Farb-Tracer'. In qualitativer Übereinstimmung mit den Befunden von Steele & Boyd (1998) zeigt das Modell eine ostwärtige Verschiebung der Süßwasser-Ausbreitung während der 80er und frühen 90er Jahre. Im Jahr 1983 nimmt der antizyklonale Beaufort-Wirbel das gesamte Kanadische Becken ein. Flusswasser aus der Ostsibirischen See strömt westwärts und trifft auf Süßwasser aus der Laptev- und Kara-See. Ein Großteil des sibirischen Flusswassers strömt mit der TPD entlang des Lomonossow-Rückens zur Fram-Straße. Ein anderer Teil speist die Deckschicht im Amundsen- und Nansen-Becken. Das Bild ändert sich in den frühen 90er Jahren. Das Oberflächenzirkulationsmuster hat nun einen zyklonalen Charakter; der Beaufort-Wirbel ist nahezu verschwunden. Flusswasser aus der Kara- und Laptev-See strömt vorwiegend nach Osten bis in die Ostsibirische See. Von hier aus wird das Süßwasser entlang des Mendelejew-Rückens nach Norden und schließlich zur Fram-Straße hin verfrachtet. Im Vergleich zum Jahr 1983 ist eine beträchtliche Akkumulation von Süßwasser im Makarow-Becken zu erkennen. Ein Defizit an Süßwasser ist hingegen im Eurasischen Becken zu verzeichnen. In den späten 90ern tendiert die Süßwasser-Verteilung wieder zu einem eher antizyklonalen Zustand ähnlich den frühen 80ern.

Während im Modell von Maslowski et al. (op.cit.) das Wasser des Mackenzie in allen Jahren vorwiegend nach Osten zum Kanadischen Archipel hin ausströmt, schlagen Polyakov et al. (1999) ein variables Zirkulationsschema für Mackenzie-Flusswasser vor. Ihre Modellergebnisse deuten darauf hin, dass in antizyklonalen Jahren (s. Absatz III.1.3 und Abb. III.4) das Wasser des Mackenzie einen nordwestwärts gerichteten Pfad verfolgt und in den Beaufort-Wirbel einströmt. In zyklonalen Jahren hingegen fließt das Wasser nach Osten bzw. Nordost und wird durch den Kanadischen Archipel verfrachtet.

Die zeitlich variierende Ausbreitung von Pazifik-Wasser im Nordpolarmeer be-

leuchten Maslowski et al. (2000). Wie in Maslowski et al. (2001) wird ein Ozean-Meereis-Modell mit zwischenjährlich variierenden Atmosphären-Daten angetrieben, der Einstrom durch die Bering-Straße jedoch separat markiert. Das Modell kann die von Jones et al. (1998) vorgeschlagenen Ausbreitungspfade des Pazifischen Wassers (s.o.) reproduzieren, offenbart diesbezüglich aber auch beträchtliche Variabilität. Im Jahr 1979 begünstigt ein antizyklonales Zirkulationsmuster einen westwärts gerichteten Pfad. Dabei überflutet das Pazifische Wasser die sibirischen Schelfe bis zur Laptev-See. Von hier strömt es mit der TPD zur Fram-Straße. Der Ausbreitungspfad des Pazifik-Wassers ändert sich im Laufe der Zeit, und in den frühen 90er Jahren werden ein ostwärtiger Weg entlang der nordamerikanischen Küste und ein nordwärts gerichteter Pfad über die Beaufort-See bevorzugt.

Interannuelle Variabilität der Süßwasserspeicherung in den oberen Schichten des Nordpolarmeeres untersuchen Steele et al. (1996) für den Zeitraum 1979–1985. Die gesamte ozeanische Süßwasserspeicherung ist dem einfachen Modell zufolge – abgesehen von jahreszeitlichen Schwankungen – recht konstant (weniger als 3% Differenz zwischen Jahren mit maximaler und minimaler Speicherung). Dabei ist die interannuelle Variabilität des Deckschicht-Salzgehalts in der westlichen Arktis (insb. Beaufort- und Tschuktschen-See) stärker ausgeprägt als im restlichen Nordpolarmeer. Die Süßwasserspeicherung im Meereis schwankt zwischenjährlich vier- bis fünfmal so stark wie im Ozean (s.a. Häkkinen 1993; Steele & Flato 2000; Hilmer & Lemke 2000).

Interannuelle Veränderungen im arktischen Süßwasserspeicher sind weniger die Folge von Fluktuationen im Eintrag von Fluss- und Pazifik-Wasser, sondern spiegeln vielmehr Veränderungen im Strömungsfeld wider. Dies gilt insbesondere auch für Schwankungen des Süßwasser-Exports durch den Kanadischen Archipel oder die Fram-Straße.

III.2.2 Einfluss arktischer Süßwasserquellen auf die Bildung und Aufrechterhaltung der Meereisdecke

Sowjetische Pläne, ins Nordpolarmeer mündende Flüsse nach Süden umzuleiten, um dem in der südlichen Sowjetunion herrschenden Wassermangel entgegenzuwirken, motivieren in den 70er und 80er Jahren einige Wissenschaftler zur Untersuchung des Einflusses von Süßwasser auf die arktische Meereisdecke (Cattle 1985). Ohne den Einsatz mathematischer Modelle führen die Spekulationen jedoch in alle Richtungen. Aagaard & Coachman (1975) argumentieren dahin gehend, dass eine Reduzierung des Flusswassereintrags arktische Oberflächensalzgehalte erhöhen und die Schichtungsstabilität verringern würde. Durch Unterdrückung konvektiver Vermischung stellt die salzbedingte Dichteschichtung aber eine grundlegende Voraussetzung für die winterliche Eisbildung dar. So hätte eine Abschwächung der Schichtung und insbesondere ein Verschwinden der isothermen kalten Halokline weit reichende Konsequenzen. Das Eindringen warmen Atlantischen Wassers in die Oberflächenschicht würde begünstigt bzw. ermöglicht und der Wärmefluss ins Meereis drastisch erhöht werden. Ein Rückgang der Eisdecke wäre die Folge. Antonov (1978) und Micklin (1981) glauben hingegen an eine Zunahme der Eisbedeckung. Das Argument: der Eintrag von Flusswasser erzeugt Dichteströmungen, die einen verstärkten Einstrom Atlantischen Wassers ins Nordpolarmeer bewirken. Eine Reduzierung des Flusswassereintrags würde somit den Einstrom warmen Wassers verringern und die

Eisbedeckung verstärken. Zusätzlich würde sich der Wärmeeintrag des Flusswassers selbst vermindern, was zumindest in der unmittelbaren Nähe der Mündungen die Frühjahrsschmelze verzögern könnte.

Mit einem recht einfachen, stationären Zwei-Schichten-Modell des Nordpolarmeeres versucht Stigebrandt (1981) einen Zusammenhang zwischen arktischer Süßwasserzufuhr und Eisdicke zu finden. Dem Modell zufolge würde selbst eine Flusswasserabnahme von 50% (die kühnsten Pläne der Sowjetunion sahen eine maximale Reduzierung des gesamten Flusswassereintrags von weniger als 10% vor) die Eisbedeckung nur geringfügig vermindern. Erst bei Abnahme des Einstroms salzarmen Pazifik-Wassers durch die Bering-Straße und/oder Zunahme des Eisexports könnte eine Reduzierung des Flusswassereintrags von dieser Größenordnung die Eisdecke gefährden oder sogar vollkommen verschwinden lassen.

Einen anderen Ansatz stellt Lemke (1987) vor. Er koppelt ein thermodynamisches Meereis-Modell an ein eindimensionales Modell der Deckschicht und Pyknokline. Ein wesentlicher Vorteil dieses Ansatzes ist die zeitabhängige Formulierung, die saisonale Variabilität erlaubt. Ähnlich dem Modell von Stigebrandt (op.cit.) zeigt auch dieses Modell eine nur geringe Sensitivität der Meereisdecke hinsichtlich Änderungen im Flusswassereintrag. Eine Reduzierung des Abflusses von 30% (50%) verringert die maximale winterliche Eisdicke durch Schwächung der Wassersäulenschichtung um nur 3 cm (30 cm). Die Zeitskala, innerhalb derer die Änderungen vollzogen werden, beträgt dabei rund 30 Jahre.

Experimente zu veränderten Flusswassereinträgen mit einem dreidimensionalen gekoppelten Ozean-Meereis-Modell des Nordmeeres basierend auf primitiven Gleichungen werden erstmals von Semtner (1987) durchgeführt (s.a. Vorarbeit in Semtner 1984). Das Herabsetzen des Eintrags der russischen Flüsse Nördliche Dwina, Petschora, Ob und Jenissei um jeweils ein Drittel des klimatologischen Wertes führt aufgrund eines veränderten Strömungsmusters in der Barents-/Kara-See zu einer geringfügigen Verstärkung der Eisbedeckung in dieser Region. Auswirkungen auf die Eisdecke außerhalb des Barents-/Kara-See-Bereichs zeigt das Modell nicht. Problematisch ist hierbei jedoch die kurze Integrationszeit von nur zwei Jahren nach Änderung der Flusswasserzufuhr. Beachtet man die mittlere Verweildauer der Wassermassen über den Schelfen von ca. 3 Jahren (vgl. Absatz III.1.4), so wird deutlich, dass wesentliche Einwirkungen auf das zentrale Nordpolarmeer in solch einem Experiment grundsätzlich nicht zu erwarten sind.

Jüngere Studien zum Einfluss arktischer Süßwasserquellen auf die Meereisbedeckung mittels dreidimensionaler prognostischer Ozean-Meereis-Modelle stammen von Weatherly & Walsh (1996) sowie Prange & Gerdes (1999). Weatherly & Walsh (op.cit.) vergleichen einen Kontrolllauf, der klimatologische Niederschläge und Flusswassereinträge berücksichtigt, mit vier Experimenten, die sich im arktischen Süßwassereintrag unterscheiden. Nach 10 Jahren Integrationszeit ist das Eisvolumen bei doppelter Niederschlagsrate 10% größer als im Kontrolllauf. Bei fehlendem Niederschlag reduziert sich das Eisvolumen um 35%, bei fehlendem Flusswasser um 10%. Im Falle des doppelten Flusswassereintrags ist das Eisvolumen nahezu identisch mit dem des Kontrolllaufs. Die Autoren argumentieren, dass die arktische Halokline im Kontrolllauf bereits hinreichend stark ausgeprägt ist, so dass ein erhöhter Zufluss von Süßwasser keine weitere Wirkung auf die Wärmebilanz an der Oberfläche haben kann. Die Zunahme des Eisvolumens bei doppelter Niederschlagsrate ist hauptsächlich bedingt durch eine erhöhte Schneebedeckung des Meereises, welche die

sommerliche Eisschmelze beeinträchtigt. Eine Reduzierung des Süßwassereintrags führt zu einer Abschwächung der Halokline und somit zu erhöhten Wärmeflüssen vom Ozean ins Eis. Den vergleichsweise schwachen Effekt des fehlenden Flusswassers erklären die Autoren mit der langen Verweildauer in den Schelfmeeren. Die relativ kurze Integrationszeit scheint demnach nicht auszureichen, um deutlichere Auswirkungen auf die großräumige Eisbedeckung beobachten zu können. Mit demselben Modell zeigt Weatherly (1994) in weiteren Experimenten, dass die Salzgehaltsabhängigkeit der Gefrierpunkt-Temperatur von Meerwasser hinsichtlich des Einflusses von Süßwassereinträgen auf die Eisbedeckung vernachlässigbar ist (s.a. Tremblay & Mysak 1998).

Prange & Gerdes (op.cit.) führen Experimente durch, die denen von Weatherly & Walsh (op.cit.) ähnlich sind.⁶ Die Integrationszeit beträgt hierbei 30 Jahre, so dass sich Änderungen in der Flusswasserzufuhr auf die Oberflächenhydrografie des gesamten Nordpolarmeeres auswirken können. Das Modell bestätigt die Ergebnisse von Weatherly & Walsh (op.cit.) nur zum Teil. Das Fehlen von Flusswassereinträgen führt durch verstärkte winterliche Ozean-Eis-Wärmeflüsse zu einer Abnahme des Eisvolumens um ca. 35%. Eine Verdoppelung der Flusswasserzufuhr erhöht das Eisvolumen verglichen mit einem Kontrolllauf um 5% (Abb. III.7).

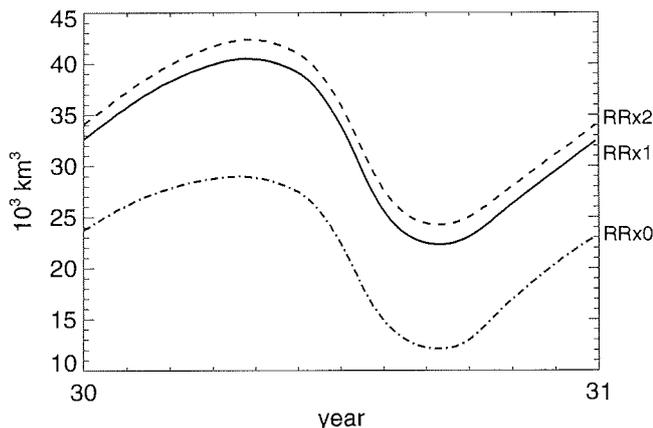


Abb. III.7: Jahresgang des arktischen Meereisvolumens im Modell von Prange & Gerdes (1999). *RRx1*: Kontrolllauf mit klimatologischem Flusswassereintrag ins Nordpolarmeer. *RRx0*: Experiment ohne Flüsse. *RRx2*: Verdoppelung des arktischen Flusswassereintrags. Gezeigt ist das 31. Integrationsjahr.

‘Beobachten’ lässt sich der Einfluss von veränderlichen Süßwassereinträgen auf die arktische Meereisdecke freilich nur schwer. Allein in unmittelbarer Nähe von Flussmündungen sind direkte, thermodynamische Effekte zu sehen. Die Advektion relativ warmen Flusswassers unter die Eisdecke und das Überfluten schmaler Festeisgürtel vor den Mündungsbereichen einiger Flüsse, das eine sprunghafte Abnahme der Oberflächenalbedo verursacht, können die Eisschmelze im Frühjahr beschleunigen (z.B. Bareiss et al. 1999). Großskalige Zusammenhänge, bei denen solch

⁶Das Ozean-Meereis-Modell von Prange & Gerdes (1999) kann als Vorläufer des in der vorliegenden Arbeit verwendeten Modells betrachtet werden.

unmittelbare Effekte keine Rolle spielen, scheinen Holt et al. (1984) und Mysak et al. (1990) zu finden.

Holt et al. (op.cit.) bringen u.a. Flussdaten aus dem Zeitraum 1953–1977 und Meereiskonzentrationen in Zusammenhang. Sie finden Gebiete negativer Korrelation zwischen dem Ausstrom der in die Kara-See mündenden Flüsse Ob und Jenissei und der Eisausdehnung in der Barents-See: einem Jahr mit niedrigem Abfluss folgt ein Frühling mit erhöhter Eiskonzentration. Diesen Befund nimmt Semtner (1987), um seine Modellergebnisse (s.o.) zu untermauern.

Manak & Mysak (1989) finden eine positive Korrelation zwischen dem Ausstrom des Mackenzie und der Eisausdehnung in der südlichen Beaufort-See mit einem Jahr Verzögerung. Hierauf basierend stellen Mysak et al. (op.cit.) unter Zuhilfenahme von Datensätzen der Eiskonzentration in der Grönland-See folgende Hypothese auf: Anomal große Flusswassereinträge in die Beaufort-See bewirken dort anomale Eisverhältnisse. Die Eisanomalie wird über den Beaufort-Wirbel und die TPD innerhalb von 3 Jahren in die Grönland-See advektiert. Das Resultat ist eine positive Korrelation zwischen dem Eintrag der kanadischen Flüsse ins Nordpolarmeer und der Eisausdehnung in der Grönland-See mit einer Verzögerung von 3 Jahren. Zudem zeigen Mysak et al. (op.cit.), dass Meereis- und Salzgehaltsanomalien in den oberen Schichten der Grönland- und der Labrador-See eng miteinander verknüpft sind. So begünstigen geringe Salzgehalte im oberflächennahen Bereich eine starke Eisbildung im Winter durch Unterdrückung konvektiver Vermischung. Salzgehaltsanomalien, die von der Grönland-See zur Labrador-See wandern, scheinen demzufolge von anomalen Eiskonzentrationen begleitet zu werden.

In einer jüngeren Studie stellen Tremblay & Mysak (1998) die Hypothese von Manak & Mysak (op.cit.) bzw. Mysak et al. (op.cit.) in Frage, indem sie zeigen, dass interannuelle Variabilität in der Meereisbedeckung der Beaufort-See weniger durch Fluktuationen im Süßwassereintrag des Mackenzie als vielmehr durch Anomalien im Windfeld erzeugt wird. Zudem untersuchen die Autoren mittels eines dynamischen Meereis-Modells, ob Eisdicken-Anomalien aus der Beaufort-See mit dem anti-zyklonalen Beaufort-Wirbel in die Grönland-See transportiert werden können. Zwar gelangt in den Modellsimulationen nach zwei Jahren tatsächlich ein Signal in die Grönland-See, die Größe der Anomalie beträgt dort jedoch nicht einmal mehr 10% von ihrem Startwert in der Beaufort-See.

III.2.3 Einfluss von Süßwasser auf das großräumige Strömungsmuster im arktischen Ozean

Ende des 19. Jahrhunderts vermutet Admiral S. O. Makarow, dass der Süßwassereintrag sibirischer Flüsse ins Nordpolarmeer von herausragender Bedeutung für die Erzeugung ozeanischer Strömungen sein müsse (Makarow 1894; engl. Übersetzung übernommen von Becker 1995):

“However insignificant the quantity may appear in comparison with the contiguous part of the ocean, the influence of the fresh water is nevertheless very great. The freshwater generates currents not directly but by mixing with the salt water. One unit of freshwater added even to a hundred units of salt water produces a mixture, the specific weight of which is considerably less than that of the oceanic water and consequently tends to spread out over the surface. Thus the river sets in motion

a quantity of water which exceeds the volume of the river itself by a hundred times or more.”

Wenn an einer Küste salzfreies Flusswasser ins Meer einströmt, so bildet sich durch Vermischung mit Meerwasser eine relativ salzarme, leichte Wassermasse. Der Dichtekontrast zum umgebenden, ‘reinen’ Meerwasser generiert unter Einwirkung der Coriolis-Kraft eine barokline Strömung entlang der Küste (sog. BBC, *Buoyancy Boundary Current*) (z.B. Gill 1982). Auf diese Weise kann der Süßwassereintrag von Flüssen die küstennahe Dynamik bestimmen. Ein bekanntes Beispiel im Europäischen Nordmeer ist der Norwegische Küstenstrom (NCC, s. Abb. III.3), der primär durch den Flusswassereintrag von der norwegischen Küste her angetrieben wird (Mork 1981). Ähnliche ‘flusswassergetriebene’ Küstenströme scheinen auch im Nordpolarmeer zu existieren, wenngleich auch weniger stetig. Weingartner et al. (1999) beschreiben einen schmalen Küstenstrom, der sich ostwärts entlang der Küste der Ostsibirischen See bis zur Tschuktschen-See ausbreitet. Die Strömung wird gespeist von den Flüssen Lena, Indigirka und Kolyma. Ungünstige Windverhältnisse können das Auftreten des Ostsibirischen Küstenstroms in bestimmten Monaten verhindern. Einen ostwärts gerichteten baroklinen Küstenstrom in der Kara-See während der Herbst- und Wintermonate simulieren Harms et al. (2000) mittels eines hochaufgelösten regionalen Modells.

Inwiefern aber beeinflusst die Zufuhr von Süßwasser das *großräumige* Strömungsmuster im arktischen Ozean? Pazifik- und Flusswassermassen gelangen mit der Oberflächenzirkulation in die zentrale Arktis (s. Absatz III.2.1). Die leichten Wassermassen kontrastieren zu dichteren Wassermassen, die ihren Ursprung im Atlantik haben oder durch Eisbildungsprozesse auf den arktischen Schelfen erzeugt werden. Ein baroklines Strömungssystem wird erzeugt, das durch vertikale Geschwindigkeitsscherungen infolge geneigter Isopyknen charakterisiert ist. Dabei ist die Zwischenwasser-Zirkulation in weiten Bereichen der Oberflächenzirkulation entgegengerichtet (vgl. Abb. III.3 u. III.5).

Wie wichtig der Einfluss von großskaligen Dichtegradienten für die arktische Oberflächenzirkulation ist, lassen die Modellstudien von Holland et al. (1996), Ranelli & Hibler (1991), Zhang et al. (1998) und Weatherly & Walsh (1996) erkennen. Der Eintrag von Süßwasser ins Nordpolarmeer hat dabei weit mehr als nur einen ‘stratifizierenden Effekt’, der die windgetriebene Zirkulation modifiziert. Die räumliche Dichteverteilung generiert von sich aus Strömungen, die wesentlich zur Oberflächenzirkulation beitragen. Dabei ist zu bemerken, dass die Verteilung der Dichte ihrerseits grundlegend vom Strömungsfeld abhängt.

Die Dichteverteilung an der Oberfläche ist von überragender Bedeutung für die Deckschicht-Zirkulation im gekoppelten Ozean-Meereis-Modell von Holland et al. (op.cit.). Bei einem *Restoring* der Oberflächensalzgehalte an ein räumlich homogenes Feld von 32 psu (dies entspricht ungefähr dem mittleren Oberflächensalzgehalt im Nordpolarmeer) bricht das Zirkulationsmuster mit Beaufort-Wirbel und TPD zusammen. Werden die Oberflächensalzgehalte hingegen an klimatologische Werte *restored*, so bleibt selbst bei ‘Ausschalten’ des direkten Windantriebs das Strömungsmuster aufrechterhalten.

Ranelli & Hibler (op.cit.) vergleichen die 30-Jahre-Integration eines prognostischen Ozean-Meereis-Modells, in welcher die Niederschläge vernachlässigt werden, mit einem Kontrolllauf, der eine räumlich homogene Niederschlagsrate von 20 cm/a berücksichtigt. Ohne Niederschläge reduzieren sich die vertikal integrierten Gesamt-

transporte (Stromfunktion) im Nordpolarmeer und die Oberflächenzirkulation verliert weitgehend ihr antizyklonales Muster. Die Autoren argumentieren, dass das horizontal homogen zugeführte Süßwasser durch Advektion unverteilt wird und horizontale Dichtegradienten verstärkt werden. Änderungen im Strömungsfeld sind die Folge.

Die wechselseitige Beziehung zwischen Dichte- und Strömungsfeld offenbart auch die Studie von Zhang et al. (op.cit.). Nach 70 Jahren Integration vergleichen die Autoren einen prognostischen Lauf ihres gekoppelten Ozean-Meereis-Modells mit verschiedenen Läufen, die sich im *Restoring*-Schema unterscheiden. Im prognostischen Lauf wird nur wenig Süßwasser von den Schelfen ins Innere des Kanadischen Beckens transportiert. Infolgedessen bildet sich an der Oberfläche des zentralen Kanadischen Beckens ein (lokales) Salzgehaltsmaximum aus, während sich der Beaufort-Wirbel deutlich abschwächt. Zhang et al. (op.cit.) argumentieren, dass die barokline Komponente der Strömung der windinduzierten, antizyklonalen entgegenwirkt. Wird durch *Restoring* des Salzgehalts an klimatologische Werte die Bildung des Salzgehaltsmaximums verhindert, kann sich ein kräftiger Beaufort-Wirbel über dem Kanadischen Becken formen.

Wenn auch weniger systematisch untersucht und eher als ungewolltes Nebenprodukt einer Studie zu verstehen, so zeigt sich im Nordmeer-Modell von Weatherly & Walsh (1996) ein ebenso wichtiger Einfluss der Salzgehaltsverteilung auf die Oberflächenzirkulation. Im prognostischen Fall erzeugt das Ozean-Eis-Modell ein Salzgehaltfeld, das wenig Übereinstimmung mit Messungen aufweist. Mit einem Oberflächensalzgehalt von 22 psu (!) strömt 'Atlantisches Wasser' über die Barents-See ins Nordpolarmeer ein. Dort befindet sich im Kanadischen Becken ein Salzgehaltsmaximum. Das Modell liefert einen großen zyklonalen Wirbel, der sich über das gesamte Nordpolarmeer erstreckt. Die Autoren zeigen zum Vergleich die Oberflächenzirkulation eines Modelllaufs, in welchem die Oberflächensalzgehalte an klimatologische Werte *restored* werden. Das Modell kann in diesem Fall einen antizyklonalen Beaufort-Wirbel und ansatzweise eine TPD reproduzieren.

Dynamik in Straßen und Passagen

Durch den Wassermassenaustausch mit den angrenzenden Meeren übt das Nordpolarmeer Einfluss auf den globalen Ozean aus. Die Modellstudien von Semtner (1987) deuten darauf hin, dass veränderte Einstromraten Atlantischen Wassers ihrerseits die Eisdecke des arktischen Ozeans beeinträchtigen können. Die Frage nach dem Antrieb der Strömungen durch die verschiedenen Straßen und Passagen ist daher von immenser Bedeutung.

Für den Durchfluss Pazifischen Wassers durch die Bering-Straße gilt die Differenz der sterischen Höhe zwischen Nordpazifik und Nordmeer (ca. 0.5 m) als ursächlich (Stigebrandt 1984; Overland & Roach 1987). Balanciert wird der damit verbundene Druckgradient durch Reibung und Windschubspannung.⁷ Änderungen der thermohalinen Bedingungen im Nordpazifik bzw. im Nordmeer könnten den Transport langfristig modifizieren. Höher frequente Fluktuationen im Durchstrom werden primär durch Windfeld-Schwankungen erzeugt (Coachman & Aagaard 1988; Roach et al. 1995).

⁷Eine kurze Darstellung der wesentlichen Kontrollmechanismen in rotierenden Kanalströmungen findet sich in Melling (2000).

Ein Unterschied in der dynamischen Topografie von 15–30 cm zwischen dem Nordpolarmeer und dem Nordatlantik könnte für den Transport von Wassermassen durch die Kanäle des Kanadischen Archipels verantwortlich sein (Muench 1971; Melling 2000). Zur Berechnung des Durchstroms polaren Wassers durch den Archipel setzen Stigebrandt (1981), Rudels (1986) und Björk (1989) dichtegetriebene, geostrophisch kontrollierte Transporte voraus. Hierfür wird angenommen, dass in einem rotierenden Kanal leichtes, polares Wasser in einem schmalen Küstenstrom über relativ dichtem Baffin-Bai-Wasser ausströmt. Bei gegebener Dichte des Baffin-Bai-Wassers ist der Ausstrom dann allein von der Schichtung im Nordpolarmeer und somit vom arktischen Süßwassereintrag abhängig. Aus der Annahme ruhenden Baffin-Bai-Wassers bzw. eines *Level of no motion* in der tiefen Baffin-Bai folgt der Nettogesamttransport. Die Existenz von dichtegetriebenen Küstenströmen (BBCs) in den Straßen des Archipels kann durch vereinzelte Messungen bestätigt werden (u.a. Prinsenberg & Bennett 1987; Bourke et al. 1989; Carmack 2000). Die Breite der Küstenströme skaliert mit dem baroklinen Rossby-Radius und beträgt etwa 10 km.

In der Fram-Straße verlaufen mit dem EGC und dem WSC beträchtliche Transporte in beide Richtungen. Schon Nansen (1902) glaubt, dass der Dichtekontrast zwischen polaren und atlantischen Wassermassen einen wichtigen Beitrag zur Zirkulation in der Fram-Straße liefert. Der EGC führt leichte, salzarme Wassermassen an der Oberfläche mit sich und besitzt Eigenschaften eines BBC (Wadhams et al. 1979). Als dichtegetriebenen Strom betrachten auch Stigebrandt (1981) und Björk (1989) den EGC und gehen wie im Kanadischen Archipel von geostrophisch kontrollierter Strömung zur Transportberechnung aus. Geostrophische Kontrolle bildet auch die Basis für die Labor-Experimente von Hunkins & Whitehead (1992). In einem rotierenden Tank wird die barokline Strömung in einem engen Durchlass zwischen zwei Teilbecken untersucht. Zunächst ist der Durchlass geschlossen. Auf einer salzreichen Wasserschicht besonders hoher Dichte liegen in den Becken Wassermassen unterschiedlicher Dichte, die polares Oberflächenwasser und Norwegen-/Grönland-See-Wasser repräsentieren. Nach Öffnen des Durchlasses kommt es zum Wassermassenaustausch zwischen den beiden Becken, wobei das leichtere, 'polare' Wasser im 'EGC' an der Oberfläche im 'Westen' und das dichtere 'Grönland-See-Wasser' im 'WSC' unter der Oberfläche im 'Osten' der Passage strömt. Weitere Experimente von Hunkins & Whitehead (op.cit.) mit einem aufgeprägten idealisierten Windfeld deuten darauf hin, dass windinduzierte Schubspannungen dem Ausstrom leichten, polaren Wassers und somit dem Austausch zwischen der Grönland-See und dem Nordpolarmeer entgegenwirken. Der Effekt von Windfeld-Schwankungen auf die Variabilität der Strömung in der Fram-Straße wurde dabei nicht untersucht.

Strömungsmessungen zeigen, dass sowohl der EGC als auch der WSC barotrope Komponenten von beträchtlicher Größe besitzen (Aagaard et al. 1973; Foldvik et al. 1988). Die Arbeit von Schlichtholz & Houssais (1999a) bestätigt diesen Befund und offenbart diesbezüglich die wichtige Rolle der Dichteverteilung in der Fram-Straße. Die Autoren wenden Sommer-Daten aus dem Jahr 1984 auf ein Invers-Modell an und zeigen, wie die barotrope Komponente durch die *Vorticity*-Dynamik in der Straße bestimmt wird. Die Lösungen des Modells ergeben, dass weder die meridionale Advektion planetarer *Vorticity* (Beta-Effekt) noch der Einfluss des Windes über den *Wind stress curl* einen wesentlichen Beitrag zur *Vorticity*-Bilanz liefert. *Vorticity* wird im Osten wie im Westen der Straße hauptsächlich durch den JEBAR-Term

(*Joint Effect of Baroclinicity And Relief*) induziert. Der JEBAR wirkt in Anwesenheit von Gradienten der potenziellen Energie entlang topografischer Neigungen (z.B. Mertz & Wright 1992). Balanciert wird der JEBAR im EGC und im WSC durch Bodenreibung (Schlichtholz & Houssais 1999a) bzw. durch Boden- und innere Reibung (Schlichtholz & Houssais 1999b).

Eine andere Theorie zur Dynamik in der Fram-Straße stellt indirekten Windantrieb in den Vordergrund. Durch Berechnung von Sverdrup-Transporten aus dem mittleren Windfeld liefert Aagaard (1970) Hinweise darauf, dass Windantrieb die Zirkulation in der Norwegen-/Grönland-See südlich der Fram-Straße bestimmt. Der EGC tritt in dieser Betrachtungsweise als westlicher Randstrom auf, der den nordwärtigen Sverdrup-Transport balanciert. Greisman & Aagaard (1979) spekulieren, dass ein Teil der Sverdrup-Zirkulation durch topografische Effekte als WSC ins Nordpolarmeer gelenkt wird.

Obwohl die hier dargestellten Arbeiten das Verständnis über die Dynamik in den arktischen Straßen und Passagen erweitern können, lassen sie noch unzählige Fragen offen. Insbesondere kann das theoretische Betrachten einzelner Straßen kein Gesamtbild liefern, denn die verschiedenen Ein- und Ausströme müssen sich gegenseitig balancieren.

III.2.4 Konvektion und thermohaline Zirkulation

Abschätzungen von Aagaard & Carmack (1989) deuten darauf hin, dass schon relativ schwache Süßwasseranomalien in der Grönland-/Island-See zur dortigen Unterdrückung von Konvektion führen können. Häkkinen (1995) zeigt mittels eines prognostischen Ozean-Meereis-Modells des Nordmeeres, dass das Auftreten von Tiefenkonvektion im Grönland-See-Wirbel durch das Zusammenspiel von Eisimport aus der Fram-Straße und lokalem Windfeld kontrolliert wird. Es wird spekuliert, dass die Unterdrückung von Konvektion in der Grönland-/Island-See unmittelbaren Einfluss auf die Bildung von NADW und somit auf die großskalige THC des Atlantischen Ozeans hat.

Rudels (1995, 1998) argumentiert hingegen, dass Änderungen der Konvektionsbedingungen in der Grönland-See die Produktion von NADW nur unwesentlich beeinträchtigen, da nahezu alle Wassermassen, die nördlich des Grönland-Schottland-Rückens durch Konvektion gebildet werden, eine hinreichend hohe Dichte besitzen, um das NADW zu speisen. Die Arbeiten von Mauritzen (1996a, 1996b) komplementieren dieses Bild, indem sie zeigen, dass die Bildung von Overflow-Wassermassen keineswegs lokal auf die Wirbel in der Grönland-/Island-See beschränkt ist, sondern vielmehr großflächig durch Wärmeverluste in der Norwegen- und in der Barents-See stattfindet. Haline Schelf-Konvektion und Vermischungsprozesse im Nordpolarmeer können zusätzlich zur Tiefenwasserbildung beitragen (Anderson et al. 1999; Rudels et al. 1999). Rudels (1998) argumentiert ferner, dass die stark lokalisierte Tiefenkonvektion in der Labrador-See weit sensitiver auf anomale Süßwasserzufuhr reagieren könnte. Ein beträchtlicher Teil des Süßwassers in der Labrador-See hat seinen Ursprung im Nordpolarmeer. Es gelangt entweder direkt durch den Kanadischen Archipel in diese Region (Khatiwala et al. 1999) oder es kommt von der Fram-Straße und wird im EGC bis zur Südspitze Grönlands (Kap Farvel) befördert, wo es anschließend in die Labrador-See eindringen kann (z.B. Dickson et al. 1988).

Die ‘Große Salzgehaltsanomalie’ (GSA) der 70er Jahre⁸ hat gezeigt, dass Wanderungen von Süßwasseranomalien durch den Nordatlantik tatsächlich ihren Ursprung in der Arktis haben können (Aagaard & Carmack 1989; Häkkinen 1993; Hilmer et al. 1998). Beobachtungen zufolge hatte die GSA negative Auswirkungen auf Konvektion und Tiefenwasserbildung in der Labrador-See (Lazier 1980). Die Modellstudien von Mauritzen & Häkkinen (1997) und Häkkinen (1999) bestätigen diese Beobachtungen und liefern zudem eine Abschwächung der atlantischen THC infolge der Störung.

Die GSA wurde durch kurzfristige Spitzenwerte im arktischen Meereisexport generiert. Es ist anzunehmen, dass eine langfristige Änderung im Süßwasserbudget des Nordpolarmeers weitaus gravierendere Folgen für die atlantische THC haben könnte. Aagaard & Carmack (1994) spekulieren, dass massive Änderungen im arktischen Süßwassereintrag mit beckenweiten Verlagerungen von Fronten und Hauptbildungsgebieten für Tiefenwasser verbunden wären. Konvektive Aktivität würde sich demnach mit Zunahme der Süßwasserzufuhr nach Süden verschieben.

Modellergebnisse zum Einfluss langfristig veränderter Süßwassereinträge in den arktischen Ozean auf die atlantische THC werden von Prange & Gerdes (1999) vorgestellt. Dabei zeigt sich nach ‘Abschalten’ der arktischen Flusswasserzufuhr eine deutliche Verstärkung des tiefen westlichen Randstroms (DWBC) und des Golf-Stroms. Eine Verdoppelung des Flusswassereintrags führt hingegen zur Abschwächung der beiden Ströme, die wichtige Glieder in der atlantischen THC darstellen.

⁸Die Zusammenstellung von Messreihen aus dem nordatlantischen Sektor offenbarte ein Signal, das sich – beginnend in den späten 60er Jahren nördlich der Dänemark-Straße – als negative Salzgehaltsanomalie innerhalb von weniger als zehn Jahren mit dem Subpolar-Wirbel über den gesamten Nordatlantik ausbreitete (Dickson et al. 1988; Belkin et al. 1998). Dickson et al. (1988) schätzen ab, dass die Anomalie einem Süßwassereintrag von ca. 2000 km³ entsprach. Als Ursache für die GSA gelten ungewöhnlich hohe Exporte von Süßwasser – insbesondere in Form von Meereis – aus dem Nordpolarmeer im Laufe der 60er Jahre (Aagaard & Carmack 1989; Häkkinen 1993).

KAPITEL IV

ARKTISCHE OZEAN-MEEREIS-MODELLIERUNG I: Modellkomponenten und Koppelung

IV.1 Beschreibung des Ozean-Modells

IV.1.1 Grundgleichungen

Das in der vorliegenden Arbeit verwendete Ozean-Modell basiert auf dem ‘Modular Ocean Model’ MOM 2, welches am *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) in Princeton entwickelt wurde (Pacanowski 1995) und auf den wegweisenden Arbeiten von Bryan (1969) und Cox (1984) basiert. Das Modell verwendet zahlreiche, in der Modellierung großräumiger ozeanischer Prozesse übliche Näherungen (s. Müller & Willebrand 1989). Die wichtigsten Approximationen sind:

- Die **Boussinesq-Approximation**: In den horizontalen Bewegungsgleichungen wird eine feste Referenz-Dichte verwendet; die Massenerhaltungsgleichung wird durch eine Volumenerhaltungsgleichung ersetzt.
- Die **sphärische Approximation**: Geopotenzialflächen werden als Kugelflächen approximiert; die Erdbeschleunigung wird global konstant angenommen und radiale Variationen der metrischen Koeffizienten werden vernachlässigt (*Thin shell approximation*).
- Die **traditionelle Approximation**: Lokale horizontale Komponenten der Erdrotation werden vernachlässigt; die von der Vertikalgeschwindigkeit abhängige Komponente der Corioliskraft verschwindet.
- Die **hydrostatische Näherung**: Es wird ein Gleichgewicht aus Schwerkraft und vertikalem Druckgradienten angenommen; Konvektion kann nicht mehr explizit aufgelöst werden und muss durch vertikale Vermischung einer statisch instabilen Wassersäule parameterisiert werden.

Die Modellgleichungen werden in geografischen Kugelkoordinaten λ, ϕ, z (Längengrad, Breitengrad, Tiefe) formuliert. Die horizontalen Bewegungsgleichungen für zo-

nale und meridionale Geschwindigkeiten u bzw. v lauten

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + \mathcal{L}(u) - \frac{uv \tan \phi}{a} - fv &= -\frac{1}{\rho_0 a \cos \phi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F^\lambda, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \mathcal{L}(v) + \frac{u^2 \tan \phi}{a} + fu &= -\frac{1}{\rho_0 a \sin \phi} \frac{\partial p}{\partial \phi} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F^\phi.\end{aligned}\quad (\text{IV.1})$$

Dabei bezeichnet t die Zeit, a den Erdradius (6370 km), f den Coriolisparameter, p den Druck, ρ_0 die Referenzdichte (typische Dichte von Meerwasser: 1035 kg/m^3), κ_m die vertikale turbulente Viskosität und

$$\mathcal{L}(\alpha) = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(u\alpha)}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(\cos \phi \cdot v\alpha)}{\partial \phi} + \frac{\partial(w\alpha)}{\partial z}.\quad (\text{IV.2})$$

F^λ und F^ϕ sind horizontale Reibungsterme:

$$\begin{aligned}F^\lambda &= \nabla \cdot (A_m \nabla u) + A_m \left(\frac{(1 - \tan^2 \phi) \cdot u}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right), \\ F^\phi &= \nabla \cdot (A_m \nabla v) + A_m \left(\frac{(1 - \tan^2 \phi) \cdot v}{a^2} + \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right).\end{aligned}\quad (\text{IV.3})$$

A_m bezeichnet die horizontale turbulente Viskosität und w die Vertikalgeschwindigkeit, welche mittels der Kontinuitätsgleichung

$$\mathcal{L}(1) = 0\quad (\text{IV.4})$$

diagnostisch berechnet wird. Hydrostatisches Gleichgewicht wird durch

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g \rho\quad (\text{IV.5})$$

beschrieben, wobei g die Erdbeschleunigung (9.81 m/s^2) bezeichnet und ρ über die Zustandsgleichung (Polynom-Approximation dritten Grades der UNESCO-Gleichung)

$$\rho = \rho(T, S, p)\quad (\text{IV.6})$$

definiert ist. Die Erhaltungsgleichungen für potenzielle Temperatur T , Salzgehalt S und passive Tracer C lauten

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathcal{L}(T) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_h \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \nabla \cdot (A_h \nabla T),\quad (\text{IV.7})$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \mathcal{L}(S) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_h \frac{\partial S}{\partial z} \right) + \nabla \cdot (A_h \nabla S),\quad (\text{IV.8})$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \mathcal{L}(C) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_h \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \nabla \cdot (A_h \nabla C)\quad (\text{IV.9})$$

mit den horizontalen bzw. vertikalen turbulenten Diffusionskoeffizienten A_h bzw. κ_h .

Die Grundgleichungen werden durch Randbedingungen vervollständigt: Beckenrand und Boden, $z = -H(\lambda, \phi)$, sind undurchlässig, an den seitlichen Rändern werden alle horizontalen Geschwindigkeiten auf null gesetzt (*no slip condition*) und Bodenreibung wird proportional (mit dem Bodenreibungskoeffizienten

c_d^{bot} als Proportionalitätskonstante) zum Quadrat der lokalen Bodengeschwindigkeit angesetzt. Oberflächenrandbedingungen beinhalten Impuls-, Wärme- sowie Süßwasserflüsse und treiben das Ozean-Modell an (*Forcing*). Dieses *Forcing* wird in Absatz IV.3 detailliert beschrieben.

Zur Lösung des Gleichungssystems wird das horizontale Geschwindigkeitsfeld in barokline (interne) und barotrope (externe) Komponenten zerlegt,

$$\begin{aligned} u &= \bar{u} + \hat{u}, \\ v &= \bar{v} + \hat{v}, \end{aligned} \quad (\text{IV.10})$$

wobei die barotropen Geschwindigkeiten durch

$$\begin{aligned} \bar{u} &= \frac{1}{H} \int_{-H}^0 u \, dz, \\ \bar{v} &= \frac{1}{H} \int_{-H}^0 v \, dz \end{aligned} \quad (\text{IV.11})$$

definiert sind und die baroklinen Geschwindigkeiten (\hat{u}, \hat{v}) als Abweichungen davon. Zudem wird der Druck in einen barotropen und einen baroklinen Anteil zerlegt,

$$p = \bar{p} + \hat{p}, \quad (\text{IV.12})$$

wobei der barokline Druck durch Integration von (IV.5) errechnet wird:

$$\hat{p} = \int_z^0 g \rho(\zeta) \, d\zeta. \quad (\text{IV.13})$$

IV.1.2 Implizite freie Oberfläche

In (IV.12) taucht der Oberflächendruck (Druck bei $z = 0$) als Unbekannte auf. Der im MOM traditionell verwendete *'rigid-lid ansatz'* macht das vertikal integrierte Geschwindigkeitsfeld divergenzfrei und erlaubt somit die Einführung einer Volumentransport-Stromfunktion Ψ . Die Rotation der barotropen Geschwindigkeitsgleichungen eliminiert dabei den Oberflächendruck \bar{p} und liefert eine elliptische Gleichung für $\partial\Psi/\partial t$. Die Randbedingungen sind vom Dirichletschen Typ und erfordern das Lösen von Insel-Gleichungen.

Im Gegensatz zum *rigid-lid* wird in der vorliegenden Arbeit eine Konfiguration mit impliziter freier Oberfläche nach Dukowicz & Smith (1994) verwendet. Die freie Oberfläche besitzt wesentliche Vorteile gegenüber dem Ansatz mit Stromfunktion:

- Darstellung von Oberflächenschwerewellen (barotrope Poincaré-Wellen),
- Verbesserung der Simulation langwelliger barotroper Rossby-Wellen (vgl. Gill 1982),
- Wegfallen von Insel-Integralen und somit effizientere Berechnung des barotropen Geschwindigkeitsfeldes, da die Randbedingungen vom Neumannschen Typ sind,
- Vereinfachung der Implementierung von Oberflächenvolumenflüssen (z.B. Süßwasserflüsse).

Der letzte Punkt ist für die vorliegende Arbeit von besonderer Bedeutung und erlaubt eine Erweiterung der freien Oberfläche zur ‘offenen’ Oberfläche (s. Absatz IV.1.3).

In der Formulierung mit freier Oberfläche wird der Oberflächendruck nicht länger aus den Gleichungen eliminiert, sondern selbst zu einer prognostischen Variablen. Dabei werden die folgenden Näherungen berücksichtigt:

$$\bar{p} = \rho_0 g \eta, \quad (\text{IV.14})$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} \gg (u, v) \cdot \nabla \eta, \quad (\text{IV.15})$$

$$|\eta| \ll \Delta z_1. \quad (\text{IV.16})$$

Hierin ist η die Oberflächenauslenkung relativ zu $z = 0$ und Δz_1 die Dicke der obersten Box des Modellgitters. Im Rahmen der Näherungen wird horizontale Advektion von η ebenso vernachlässigt wie die Oberflächenauslenkung in den baroklinen und Tracer-Budgets, in denen das starre Gitter des z -Koordinatenmodells ($\Delta z_1 = \text{Const.}$) nicht angetastet wird. Die Verwendung einer linearen freien Oberfläche mit konstanten Gitterbox-Volumen kann die strikte Erhaltung von Tracern dann jedoch nicht garantieren (Roulet & Madec 2000; Griffies et al. 2001). Aufgrund des extremen technischen und numerischen Aufwandes einer nichtlinearen Formulierung der freien Oberfläche mit veränderlichen Gitterbox-Volumen, die streng Tracer erhaltend implementiert wird, empfehlen Roulet & Madec (op.cit.) dennoch die Verwendung des linearisierten Ansatzes mit konstanten Volumen, da sich die resultierenden Fehler in ihren globalen Modell-Rechnungen als vernachlässigbar erweisen. Die barotropen Gleichungen lauten

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f \bar{v} &= -\frac{1}{\rho_0 a \cos \phi} \frac{\partial \bar{p}}{\partial \lambda} + G^\lambda, \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + f \bar{u} &= -\frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial \bar{p}}{\partial \phi} + G^\phi, \\ -w_0 &= \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (H \bar{u})}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\cos \phi \cdot H \bar{v})}{\partial \phi}. \end{aligned} \quad (\text{IV.17})$$

Die Terme G^λ und G^ϕ beinhalten *Forcing* durch die baroklinen Gleichungen (s. Appendix A in Dukowicz & Smith 1994) und w_0 bezeichnet die Vertikalgeschwindigkeit bei $z = 0$. In der Original-Formulierung der freien Oberfläche von Dukowicz & Smith (op.cit.) stellt w_0 allein Auslenkungen der Oberfläche infolge konvergenter oder divergenter Strömung dar, d.h.

$$w_0 = \frac{\partial \eta}{\partial t}. \quad (\text{IV.18})$$

Diese Randbedingung muss auch in den baroklinen und Tracer-Gleichungen berücksichtigt werden, d.h. Änderungen in der Oberflächenauslenkung sind mit vertikalen advektiven Flüssen L_0 bei $z = 0$ verbunden, gemäß

$$L_0(\alpha) = w_0 \alpha_1 = \frac{\partial \eta}{\partial t} \alpha_1, \quad (\text{IV.19})$$

wobei α_1 den Wert einer Größe α in der obersten Gitterbox darstellt (Oberflächenwert).

Die barotropen Gleichungen (IV.17) isolieren die systemimmanenten schnellen Oberflächenwellen, während die baroklinen Gleichungen die wesentlich langsameren internen Schwerewellen als Lösung beinhalten. Um für die barotropen Gleichungen denselben Zeitschritt wie für das barokline System verwenden zu können, diskretisieren Dukowicz & Smith (op.cit.) die barotropen Gleichungen implizit. Dabei wird das diskretisierte Gleichungssystem (IV.17), (IV.18) so umgeformt, dass eine elliptische Gleichung für die zeitliche Änderung des Oberflächendrucks \bar{p} resultiert. Während der *'rigid-lid ansatz'* die Geschwindigkeit von Oberflächenschwerewellen unendlich hoch setzt, bremst und dämpft die implizite freie Oberfläche die diskretisierten Wellen abhängig von Wellenlänge und Zeitschritt, so dass numerische Stabilität gewährleistet ist (Dukowicz & Smith 1994). Die Phasengeschwindigkeit von kurzen Wellen wird dabei stärker reduziert als die von langwelligen, während ein kurzer Zeitschritt der Verlangsamung entgegenwirkt. Die numerische Dispersion ist akzeptabel, da kurze Oberflächenwellen keine wesentliche Rolle für die großskalige Ozean-Dynamik spielen. Die elliptische Gleichung für \bar{p} wird mittels der Methode der konjugierten Gradienten invertiert.

IV.1.3 Formulierung der offenen Oberfläche

In der vorliegenden Arbeit soll das Modell durch Einführung einer offenen Oberfläche erweitert werden. Hierzu wird (IV.18) verallgemeinert (s. Abb. IV.1 zur Erläuterung):

$$w_0 = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \sum_n F_{0,n}. \quad (\text{IV.20})$$

$F_{0,n}$ repräsentiert dabei sämtliche Volumenflüsse¹ über die Ozean-Oberfläche, insbesondere Niederschläge ($-P$), Verdunstung (E) und Flusswassereinträge ($-R$). Volumenflüsse über die Oberfläche erzeugen Strömungen im Ozean, selbst wenn sie keinen unmittelbaren Einfluss auf die Dichte ausüben. Analog zur windgetriebenen geostrophischen Zirkulation, die durch *Ekman pumping* unterhalb der Ekman-Schicht induziert wird (z.B. Pedlosky 1987), können Oberflächenvolumenflüsse großskalige barotrope Wirbel (Goldsbrough-Wirbel) generieren (Goldsbrough 1933; Huang 1993; Huang & Schmitt 1993). Da diese Wirbel ebenso wie die windgetriebene Zirkulation unter idealisierten, stationären Bedingungen eine analytische Lösung besitzen, eignet sich ihre numerische Simulation für einen Test des korrekten Einbaus der offenen Oberfläche in den Modell-Code (Abb. IV.2).

Mit den Vertikalgeschwindigkeiten $F_{0,n}$ sind advective Transporte bestimmter Eigenschaften verbunden – in den Ozean hinein oder aus dem Ozean heraus. So stellen z.B. Niederschläge ($F_{0,1} = -P$), Evaporation ($F_{0,2} = E$) und Flusswasserzufuhr ($F_{0,3} = -R$) Oberflächenflüsse salzfreien ($S = 0$) Wassers dar. Der vertikale advective Fluss bei $z = 0$ beträgt nach (IV.19) und (IV.20)

$$L_0(S) = w_0 S_1 = \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} - P + E - R \right) S_1,$$

so dass ein 'antiadvectiver Salzfluss' $(-P + E - R) S_1$ subtrahiert werden muss, um die physikalisch sinnvolle Randbedingung zu gewährleisten, dass Salzflüsse durch die Ozean-Oberfläche vollständig verschwinden (Huang 1993).

¹Man beachte, dass $F_{0,n}$ Volumenfluss-Dichten (d.h. Geschwindigkeiten) darstellt.

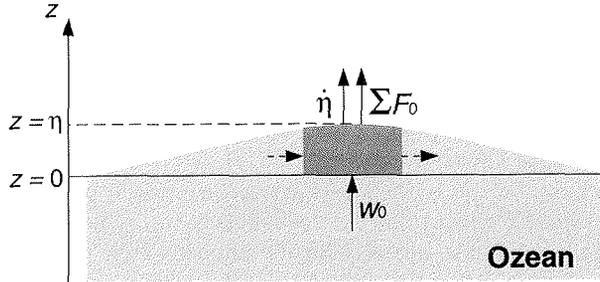


Abb. IV.1: Betrachtung der Volumenbilanz an der Ozean-Oberfläche zur Erläuterung von (IV.20). Oberflächenauslenkungen $\partial\eta/\partial t$ resultieren aus 1) Oberflächenflüssen bei $z = \eta$ (z.B. $\sum F_0 = -P + E - R$), 2) Vertikalgeschwindigkeiten w_0 bei $z = 0$ und 3) Divergenzen horizontaler Flüsse (gestrichelte Pfeile). Im Rahmen der verwendeten Approximationen wird der dritte Term vernachlässigt, so dass unmittelbar $\partial\eta/\partial t = w_0 - \sum F_0$ folgt. Für eine allgemeinere Betrachtung der Oberflächenrandbedingung ohne die hier verwendeten Näherungen sei z.B. auf Olbers et al. (2003) verwiesen.

Verallgemeinert lässt sich dies folgendermaßen formulieren: Sei $\tilde{L}_0(\alpha)$ der **Gesamtfluss** (advektiv + diffusiv) einer Größe α durch $z = 0$, dann gilt

$$\tilde{L}_0(\alpha) = \mathbf{W}_0 \cdot \mathbf{A}_1 \quad (\text{IV.21})$$

mit

$$\begin{aligned} \mathbf{W}_0 &= \left(\frac{\partial\eta}{\partial t}, F_{0,1}, F_{0,2}, F_{0,3}, \dots \right), \\ \mathbf{A}_1 &= (\alpha_1, \alpha_{1,1}, \alpha_{1,2}, \alpha_{1,3}, \dots), \end{aligned} \quad (\text{IV.22})$$

wobei $\alpha_{1,n}$ die mit $F_{0,n}$ verbundene Eigenschaft darstellt. Mit Niederschlag, Evaporation und Flusswasser als Oberflächenvolumenflüssen lautet (IV.22) für den Salzgehalt ($\alpha = S$)

$$\begin{aligned} \mathbf{W}_0 &= \left(\frac{\partial\eta}{\partial t}, -P, E, -R \right), \\ \mathbf{A}_1 &= (S_1, 0, 0, 0). \end{aligned} \quad (\text{IV.23})$$

Ein passiver Tracer ($\alpha = C$) zur Markierung von Flusswasser mit dem Wert $C = 1$ lässt sich durch

$$\mathbf{A}_1 = (C_1, 0, C_1, 1) \quad (\text{IV.24})$$

definieren. Nettoeinträge von Wärme und Impuls in die Oberflächenschicht durch $(-P + E - R)$ können in einem großskaligen Modell vernachlässigt werden. Ein sinnvoller Ansatz für Temperatur und Geschwindigkeit ist daher

$$\mathbf{A}_1 = (\alpha_1, \alpha_1, \alpha_1, \alpha_1). \quad (\text{IV.25})$$

Ein Problem bei der offenen Oberfläche kann Gitterseparation ('grid splitting') darstellen. MOM 2 diskretisiert die Modellgleichungen räumlich auf einem

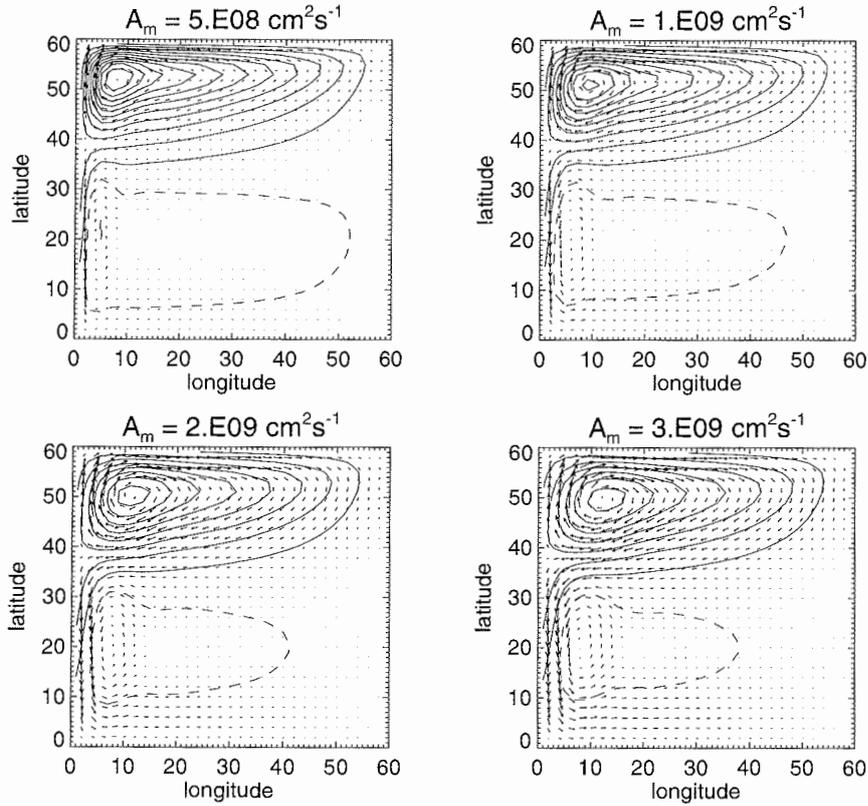


Abb. IV.2: Stationäre Goldsbrough-Zirkulation (barotrope Geschwindigkeit und Oberflächenauslenkung) für verschiedene horizontale Reibungskoeffizienten A_m in einem MOM-Test-Modell mit offener Oberfläche. Die Modell-Konfiguration ist ähnlich der von Huang (1993), obgleich mit höherer horizontaler Auflösung (2° statt 4°). Die Zirkulation wird allein durch einen vorgegebenen Oberflächenvolumenfluss mit $w_0(\phi) \sim (1 - 2\phi/60^\circ)/\cos\phi$ angetrieben (das globale Integral dieses Flusses verschwindet). Die Dichte ist überall konstant, der Modellboden ist flach ($H = \text{Const.}$), es gibt keine Bodenreibung und keinen Windantrieb. Mit $\beta H \bar{v} = f w_0$ besitzt das Problem näherungsweise (Geostrophie, β -Ebene) eine analytische Lösung im Inneren des Ozeans. Die Breite westlicher Randströme, in denen horizontale Reibung dominiert (Munk-Grenzschicht), skaliert mit $(A_m/\beta)^{1/3}$ (vgl. Pedlosky 1987).

Gitter vom Typ ‘Arakawa B’ (Mesinger & Arakawa 1976). Eine Oberflächendruck-Anomalie, die nur einer einzigen Gitterzelle auferlegt wird, neigt auf dem B-Gitter zur Ausbreitung in diagonale Richtungen, so dass die propagierende Anomalie ein Schachbrettmuster im diskretisierten Feld des Oberflächendrucks erzeugt (vgl. Mesinger 1973). Eine solche Druckanomalie kann sehr effektiv durch einen singulären Oberflächenvolumenfluss induziert werden. Die resultierende Gitterseparation wird vermieden, wenn der Volumenfluss gleichmäßig auf zwei benachbarte Gitterzellen verteilt wird, so dass beide Teilgitter (d.h. die schwarzen und die weißen Felder des Schachbretts) angeregt werden. Auch wenn die Gitterseparation bei der hier verwendeten linearen freien Oberfläche harmlos ist², soll das ‘*Checkerboarding*’ im vorliegenden Modell durch Glättung der Oberflächenvolumeneinträge gering gehalten werden. Flusswasser-Volumeneinträge werden deshalb nicht wie Punktquellen behandelt, sondern stets gleichmäßig auf beide Teilgitter verteilt (d.h. auf zwei benachbarte Gitterzellen), auch wenn die Breite einer Flussmündung in der Realität kleiner ist als die Abmessung der Modell-Gitterboxen.

IV.1.4 Modell-Konfiguration in der vorliegenden Arbeit

In der vorliegenden Arbeit wird eine Modell-Konfiguration mit 1° horizontaler Auflösung und 19 Tiefenstufen in der Vertikalen (Tab. IV.1) verwendet, die ursprünglich auf der Arbeit von Gerdes & Köberle (1995) basiert. Die Singularität geografischer Koordinaten am Nordpol stellt ein Problem bei der Modellierung der Arktis dar. Deshalb wird ein rotiertes Gitter verwendet, wobei der geografische Nordpol auf den Äquator des Modellgitters gelegt wird (Abb. IV.3). Der horizontale Abstand zwischen Gitterpunkten beträgt daher rund 110 km im gesamten Modell-Gebiet.

Wenn nicht anders angegeben, beziehen sich die Achsenbeschriftungen in den Abbildungen der vorliegenden Arbeit auf das rotierte Modellgitter.

Die Boden-Topografie des Nordmeeres zeigt Abb. VI.25.

Zur Diskretisierung von Tracer-Advektion wird ein FCT-Schema (*flux-corrected transport scheme*) nach Zalesak (1979) und Gerdes et al. (1991) angewendet. Dabei wird die Fluss-Differenz zwischen einem Zentrale-Differenzen-Schema und einem *Upstream*-Schema berechnet. Anschließend wird ein Teil dieser Fluss-Differenz zum *Upstream*-Fluss addiert, um die hohe numerische Diffusion des *Upstream*-Schemas unter numerisch stabilen Bedingungen zu verringern. Das Kriterium zur lokalen Begrenzung des antidiffusiven Flusses wird in Zalesak (op.cit.) und Gerdes et al. (op.cit.) beschrieben. Das in der vorliegenden Arbeit verwendete FCT-Schema läuft auch in völliger Abwesenheit von expliziter Diffusion numerisch stabil. Die Diffusionskoeffizienten A_h und κ_h in (IV.7)–(IV.9) werden daher auf null gesetzt. Mit diesen Einstellungen ist das Modell in der Lage Fronten mit besonderer Schärfe darzustellen³. Die turbulenten Reibungskoeffizienten A_m und κ_m werden konstant gesetzt. Alle prognostischen Gleichungen werden mit einem Zeitschritt von 45 min gerechnet. Für die zeitliche Diskretisierung wird ein *Leapfrog*-Schema verwendet.

²“It is simply an esthetic nuisance” (Griffies et al. 2001).

³Man beachte, dass bei Verwendung eines reinen Zentrale-Differenzen-Schemas explizite Diffusion unabdingbar ist, um nichtphysikalische Lösungen (*ripples*) zu vermeiden.

Stufe	z_w (m)	z (m)	Stufe	z_w (m)	z (m)
0	0.0	–	10	813.0	703.0
1	20.0	10.0	11	1055.0	923.0
2	46.0	30.0	12	1356.0	1187.0
3	80.0	62.0	13	1727.5	1525.0
4	124.0	98.0	14	2180.0	1930.0
5	180.5	150.0	15	2722.5	2430.0
6	254.0	211.0	16	3360.0	3015.0
7	347.5	297.0	17	4088.5	3705.0
8	467.5	398.0	18	4888.5	4472.0
9	620.0	537.0	19	5688.5	5305.0

Tab. IV.1: Vertikale Positionierung von Gitterpunkten der Vertikalgeschwindigkeit (z_w) und aller anderen Größen (z) im Ozean-Modell.

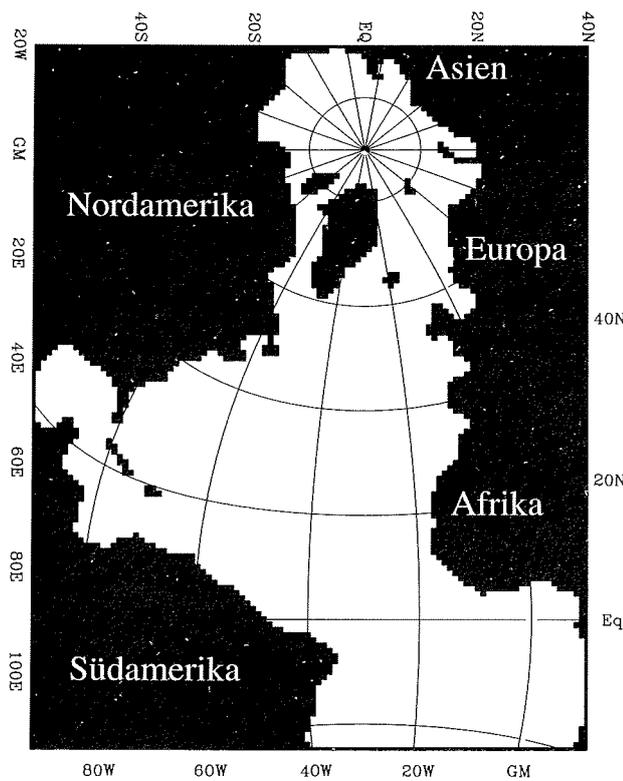


Abb. IV.3: Modell-Gebiet. Die Modell-Gleichungen werden auf einem rotierten Gitter definiert. Angezeigt sind sowohl die geografischen Koordinaten (Beschriftung unten und rechts) als auch die Modellgitter-Koordinaten (Beschriftung oben und links).

Parameter	Symbol	Wert	Einheit
Horizontale Viskosität	A_m	$3 \cdot 10^4$	m^2/s
Vertikale Viskosität	κ_m	10^{-3}	m^2/s
Horizontaler Diffusionskoeffizient	A_h	0 (!)	m^2/s
Vertikaler Diffusionskoeffizient	κ_h	0 (!)	m^2/s
Bodenreibungskoeffizient	c_d^{bot}	$1.5 \cdot 10^{-3}$	
Zeitschritt (alle Gleichungen)	Δt	2700	s

Tab. IV.2: *Verwendete Modellparameter.*

Zur Koppelung gerader und ungerader Zeitschritte wird zu jedem 19. Zeitschritt ein Euler-Vorwärtsschritt angewendet. Tab. IV.2 fasst die Modellparameter zusammen.

Ein grundsätzliches Problem im vorliegenden Ozean-Modell stellt die räumliche Begrenzung des Modell-Gebietes da, dass bei ca. 20°S (geografische Koordinaten) auf eine feste Wand trifft (vgl. Abb. IV.3). Häufig werden in regionalen Modellen offene Randbedingungen verwendet, um den Ein- und Ausstrom von Wassermassen zu erlauben. Volumenflüsse und Eigenschaften des einströmenden Wassers werden dabei vorgeschrieben, so dass sich die hydrografischen Felder des regionalen Modells bis zu einem gewissen Grad nicht mehr frei entwickeln können. In der vorliegenden Arbeit wird auf die Implementierung eines offenen südlichen Randes verzichtet, um das Modell in seinem begrenzten Gebiet prognostisch laufen lassen zu können, d.h. das Auftreten diagnostischer Terme, wie sie mit der Formulierung eines offenen Randes verbunden sind, soll vermieden werden (Kapitel VII, Kapitel VIII). Die Anwendbarkeit des vorliegenden Modells ist freilich eingeschränkt: Zirkulation und Hydrografie nahe des festen Randes im tropischen Atlantik werden in den Modellsimulationen schnell unrealistisch. Da zudem der Nettosüßwasserfluss ($-P + E - R$) im Modell-Gebiet nicht ausgeglichen ist, bleibt der mittlere Salzgehalt nicht erhalten, sondern driftet langsam mit der Zeit davon⁴. Modell-Integrationen sollten deshalb eine gewisse Dauer nicht überschreiten. Dank des relativ großen Modell-Gebietes ist der Effekt des festen südlichen Randes für Integrationsperioden von mehreren Dekaden in hohen nördlichen Breiten, die in der vorliegenden Arbeit im Mittelpunkt stehen, jedoch vernachlässigbar. Die hier präsentierten Ergebnisse zur Zirkulation in polaren und subpolaren Regionen (Kapitel VI, Kapitel VII, Kapitel VIII) sind demnach unabhängig von der Darstellung des südlichen Randes.⁵

IV.2 Beschreibung des Meereis-Modells

IV.2.1 Thermodynamik und Dynamik

An das Ozean-Modell wird ein dynamisch-thermodynamisches Meereis-Modell mit viskos-plastischer Rheologie und Schneeaufgabe (Harder 1996) gekoppelt. Das Meereis-Modell basiert auf den fundamentalen Arbeiten von Hibler (1979) bzgl. der Dynamik und Semtner (1976b) sowie Parkinson & Washington (1979) bzgl. der

⁴Die entsprechende globale Drift des Oberflächendrucks \bar{p} ist irrelevant.

⁵In einer 'rigid-lid'-Version des Modells wurden offene Randbedingungen nach Stevens (1991) bei 20°S bereits implementiert (Köberle & Gerdes 2003).

thermodynamischen Komponente. Die grundlegende Annahme bei der Modellformulierung stellt die Kontinuumsannahme dar. Die zweidimensionalen prognostischen Variablen des Eismodells sind dabei stets als horizontale Mittel über die Fläche einer Modell-Gitterzelle zu verstehen. Die zeitlichen Entwicklungen der Eisdicke h_I , des Eisbedeckungsgrades (Eiskonzentration) A_I und der Schneedicke h_S werden durch die Bilanzgleichungen

$$\frac{\partial h_I}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}_I h_I) = S_h, \quad (\text{IV.26})$$

$$\frac{\partial A_I}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}_I A_I) = S_A, \quad (\text{IV.27})$$

$$\frac{\partial h_S}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}_I h_S) = S_S \quad (\text{IV.28})$$

beschrieben, wobei \mathbf{u}_I die Eisdriftgeschwindigkeit bezeichnet. S_h , S_A und S_S stellen thermodynamische Quellen und Senken dar. Das Gefrieren und Schmelzen von Meereis lässt sich durch eine Energiebilanz an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre beschreiben, bestehend aus atmosphärischem Wärmefluss Q_A , ozeanischem Wärmefluss Q_O und Freisetzung bzw. Verbrauch latenter Wärme infolge von thermodynamischer Eisdickenzunahme bzw. -abnahme S_h ,

$$Q_A + Q_O + \rho_I L_I S_h = 0 \quad (\text{IV.29})$$

(Parkinson & Washington 1979). Dabei bezeichnet ρ_I die Dichte von Meereis (910 kg/m^3) und L_I die spezifische Schmelzwärme ($3.1 \cdot 10^5 \text{ J/kg}$). Zur genaueren Behandlung der an Ober- und Unterseite des Meereises auftretenden Prozesse wird die Energiebilanz (IV.29) nach Semtner (1976b) aufgeteilt. Für die obere Grenzfläche zwischen Eis und Atmosphäre gilt

$$Q_A + Q_c + \rho_I L_I \frac{\partial h_I}{\partial t} = 0 \quad (\text{IV.30})$$

und für die untere Grenzfläche zwischen Eis und dem Wasser des Ozeans

$$Q_O - Q_c + \rho_I L_I \frac{\partial h_I}{\partial t} = 0. \quad (\text{IV.31})$$

Hierin ist Q_c der vertikale konduktive Wärmefluss durchs Eis. Während (IV.31) basales Gefrieren als Quelle von Meereis beschreibt, ist die einzige Quelle für das Anwachsen der Schneedicke h_S durch Niederschlag P gegeben. Niederschlag wird im Modell als Schneefall definiert, wenn die aktuelle Lufttemperatur unter 0°C sinkt. Die Senke des Schnees ist das thermodynamische Schmelzen, das analog zu (IV.30) aus der Summe von konduktiven und atmosphärischen Wärmeflüssen berechnet wird. Im Modell schmilzt zuerst der gesamte Schnee an der Oberfläche des Eises, bevor Energieüberschüsse das Schmelzen von Meereis bewirken.

Der konduktive Wärmefluss Q_c durch Eis und Schnee wird beschrieben durch das Nullschichten-Modell von Semtner (op.cit.), das die Wärmekapazitäten von Eis und Schnee vernachlässigt:

$$Q_c = \frac{A_I}{h_I/k_I + h_S/k_S} (T_I - T_s). \quad (\text{IV.32})$$

Dabei ist Schnee aufgrund seiner geringen Wärmeleitfähigkeit ($k_S = 0.3 \text{ W/m K}$) ein wesentlich effektiverer Wärmeisolator als Meereis ($k_I = 2.2 \text{ W/m K}$). Der Gefrierpunkt T_f von Meerwasser wird als lineare Funktion des Oberflächensalzgehalts angesetzt:

$$T_f = -0.0544 S_1 \frac{^\circ\text{C}}{\text{psu}}. \quad (\text{IV.33})$$

Die Temperatur T_s an der Oberfläche des Eises bzw. der Schneeeauflage wird mittels Newton-Raphson-Iteration aus der Oberflächenenergiebilanz bestimmt. Dabei ist zu beachten, dass die atmosphärischen Wärmeflüsse nichtlinear von der Oberflächentemperatur abhängen (s. Absatz IV.3). Um meso- und kleinskalige Eigenschaften der Meereisdecke in der Thermodynamik zu berücksichtigen, wird eine Eisdickenverteilung nach Hibler (1984) innerhalb einer jeden Gitterzelle angesetzt. Dabei werden sieben vorhandene Eisdicken angenommen, die im Intervall zwischen 0 und $2h_I/A_I$ gleichverteilt sind. Der Nettowärmefluss in der Energiebilanz einer Gitterzelle wird schließlich als horizontales Mittel über die einzelnen Wärmeflüsse der verschiedenen Eisdickenklassen und dem Wärmefluss über die Fläche offenen Wassers ($1 - A_I$) errechnet. Quellen und Senken der Eiskonzentration werden durch den empirischen Ansatz

$$S_A = \frac{1 - A_I}{h_0} G_h + \frac{A_I}{2h_I} M_h \quad (\text{IV.34})$$

beschrieben, wobei $G_h = \max(S_h, 0)$ die Gefrierrate und $M_h = \min(S_h, 0)$ die Schmelzrate bezeichnet (Hibler 1979). Der Rinnenschließungsparameter h_0 kontrolliert die Geschwindigkeit, mit der sich die Eisfläche durch Gefrierprozesse schließt.

Neben thermodynamischen Prozessen gehen in die Bilanzgleichungen (IV.26)–(IV.28) auch advektive Prozesse ein. Die Dynamik des Meereises wird durch eine Impulsbilanz bestimmt, die sich i.A. aus Trägheit, Corioliskraft, atmosphärischer Schubspannung τ_A , ozeanischer Schubspannung τ_O , Hangabtriebskraft durch Neigung der Meeresoberfläche η und internen Kräften \mathbf{F}_I zusammensetzt (Hibler 1979). Eine einfache Skalenanalyse und die Auswertung numerischer Experimente von Harder (1996) haben gezeigt, dass Trägheit und Hangabtriebskraft vernachlässigbar sind (s.a. Steele et al. 1997). Die Dynamik reduziert sich somit auf die folgende Kräftebilanz:

$$\tau_A + \tau_O + \mathbf{F}_I - m_I f \mathbf{k} \times \mathbf{u}_I = 0. \quad (\text{IV.35})$$

Hierin ist m_I die Eismasse pro Fläche ($\rho_I h_I$) und \mathbf{k} bezeichnet den vertikalen Einheitsvektor. Die angemessene Beschreibung der internen Kräfte \mathbf{F}_I ist für eine realistische Simulation der großräumigen Eisdrift von entscheidender Bedeutung (z.B. Kreyscher 1998). Für ein kontinuumsmechanisches Medium lässt sich \mathbf{F}_I als Divergenz eines Spannungstensors $\boldsymbol{\sigma}$ schreiben,

$$\mathbf{F}_I = \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma}, \quad (\text{IV.36})$$

wobei $\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{\sigma}(\dot{\boldsymbol{\epsilon}})$ durch eine funktionale Abhängigkeit interner Spannungen von Deformationsraten $\dot{\boldsymbol{\epsilon}}$ gegeben ist. Eine solche Relation wird als Rheologengesetz bezeichnet⁶. Basierend auf den Mitte der 70er Jahre im *Arctic Ice Dynamics Joint Experiment (AIDJEX)* gewonnenen Erkenntnissen zum Materialverhalten von Meereis schlägt Hibler (1979) eine viskos-plastische Rheologie mit elliptischer Bruchkurve vor. Ausgangspunkt hierfür ist das allgemeine Reiner-Rivlin-Fluidmodell für ein

⁶Wäre $\boldsymbol{\sigma}$ zusätzlich abhängig von der Deformation $\boldsymbol{\epsilon}$, so hätte das betrachtete Medium eine elastische Komponente.

isotropes, viskoses Medium. Der Zusammenhang zwischen Spannungszustand und Deformationsrate wird hierin durch

$$\sigma_{ij} = 2\eta_I \dot{\epsilon}_{ij} + \left((\zeta_I - \eta_I) (\dot{\epsilon}_{11} + \dot{\epsilon}_{22}) - \frac{p_I}{2} \right) \delta_{ij}, \quad i, j \in \{1, 2\} \quad (\text{IV.37})$$

beschrieben. Dabei bezeichnet η_I die Scherviskosität, ζ_I die Viskosität der Volumenkompaktion und p_I den Eisdruck. Der Tensor der Deformationsrate ist durch

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_{1,i}}{\partial x_j} + \frac{\partial u_{1,j}}{\partial x_i} \right) \quad (\text{IV.38})$$

definiert. Die auf Hibler (op.cit.) zurückgehende Definition der nichtlinearen Viskositäten für eine elliptische Bruchkurve mit einer von Harder (1996) modifizierten Formulierung des Übergangregimes von viskosem zu plastischem Verhalten lautet

$$\zeta_I = \frac{P_I}{2(\Delta + \Delta_{\min})}, \quad (\text{IV.39})$$

$$\eta_I = \frac{P_I}{2\epsilon^2(\Delta + \Delta_{\min})}, \quad (\text{IV.40})$$

$$p_I = \frac{P_I \Delta}{2(\Delta + \Delta_{\min})}. \quad (\text{IV.41})$$

Hierin ist

$$\Delta(\dot{\epsilon}) = \sqrt{(\dot{\epsilon}_{11}^2 + \dot{\epsilon}_{22}^2)(1 + \epsilon^{-2}) + 4\epsilon^{-2}\dot{\epsilon}_{12}^2 + 2\dot{\epsilon}_{11}\dot{\epsilon}_{22}(1 - \epsilon^{-2})} \quad (\text{IV.42})$$

ein kinematisches Maß für die gesamte Deformation der Eisdecke. Die Exzentrizität ϵ der elliptischen Bruchkurve beschreibt das Verhältnis der Beiträge von Konvergenz und Scherung zu den internen Spannungen. Der konstante Regimeparameter Δ_{\min} unterscheidet das plastische vom viskosen Regime. Je größer Δ_{\min} gewählt wird, umso stärker nähert sich das Materialverhalten einem linear-viskosen Medium. Um dem vorwiegend plastischen Verhalten⁷ von Meereis gerecht zu werden, muss Δ_{\min} hinreichend klein gewählt werden. P_I ist die großskalige Eishärte, definiert durch

$$P_I(h_I, A_I) = P^* h_I e^{(-C_I(1 - A_I))}. \quad (\text{IV.43})$$

Die Konstanten P^* und C_I sind dynamische Modellparameter, die nicht direkt aus Beobachtungen bestimmt werden können und daher in der Regel zur Optimierung der großskaligen Simulation angepasst werden. Eine besonders starke Sensitivität zeigen Eismodelle hinsichtlich des Eishärteparameters P^* , der nahezu für jedes neu aufgesetzte Meereis-Modell abgeglichen werden muss (z.B. Fischer & Lemke 1994; Steele et al. 1997; Kreyscher 1998; Brix 2001). Der Eishärteparameter bestimmt die Stärke der internen Kräfte, d.h. den Widerstand der Meereisdecke gegen konvergente Drift und Scherdeformation.

IV.2.2 Modell-Konfiguration

Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Meereis-Modellparameter sind in Tab. IV.3 zusammengefasst. Für Δ_{\min} , ϵ und C_I werden die Standard-Werte von Harder

⁷Plastisches Verhalten zeichnet sich dadurch aus, dass das Material einer äußeren Kraft ohne Deformation widerstehen kann. Wird die äußere Kraft zu groß und die internen Spannungen überschreiten eine Grenzspannung (Bruchpunkt), so verformt sich das Material.

Parameter	Symbol	Wert	Einheit
Rinnenschließungsparameter	h_0	1.0	m
Regimeparameter	Δ_{\min}	$2 \cdot 10^{-9}$	1/s
Exzentrizität der Bruchkurve	ϵ	2.0	
Eishärteparameter	P^*	$2 \cdot 10^4$	N/m ²
Eiskonzentrationsparameter	C_I	20	

Tab. IV.3: *Verwendete Eismodell-Parameter.*

(1996) übernommen, während sich der Wert für h_0 an Kreyscher (1998) orientiert. Die Wahl des Wertes für den Eishärteparameter P^* ist hingegen das Resultat aus einer Anzahl von Sensitivitätsstudien mit dem vorliegenden Modell, deren detaillierte Darstellung den Rahmen dieser Dissertation sprengen würde (vgl. Absatz VI.5).

Im Unterschied zum Meereis-Modell Hiblers (1979) enthalten die hier verwendeten Bilanzgleichungen (IV.26)–(IV.28) keine explizite Diffusion. Die Diffusion in Hiblers (op.cit.) Gleichungen beschreibt keinen physikalischen Prozess, sondern wurde allein aus Gründen der numerischen Stabilität eingeführt. Zur Vermeidung von expliziter Diffusion wird im vorliegenden Eismodell ein positiv definites Advektionschema benutzt (Fischer 1995; Harder 1996). Das verwendete modifizierte *Upstream*-Schema nach Smolarkiewicz (1983) enthält zwar antidiffusive Flüsse, dennoch kann implizite Diffusion bei großen Geschwindigkeiten beträchtlich sein. Die Diffusion verschwindet, wenn das Eis ruht – dies ist ein wesentlicher Vorteil gegenüber dem Ansatz von Hibler (op.cit.).

Die Gleichungen des Meereis-Modells werden auf demselben horizontalen Gitter diskretisiert wie das Ozean-Modell ('Arakawa B', Auflösung 1°, rotiert). Zudem wird die gleiche zeitliche Diskretisierung wie im Ozean-Modell verwendet (*Leapfrog*/Euler-Vorwärts, $\Delta t = 2700$ s). Die Kräftebilanz (IV.35) wird iterativ gelöst, wobei sequenzielle *Overrelaxation* die Konvergenz beschleunigt. Um ein unrealistisches Auftürmen von Eismassen vor der Bering-Straße zu verhindern, wird Ausstrom durch die Straße zugelassen ('*outflow points*').

IV.3 Koppelung der Klimakomponenten

Die Komplexität des Klimasystems zeichnet sich insbesondere dadurch aus, dass sämtliche Komponenten über Energie- und Stoffflüsse direkt oder indirekt miteinander gekoppelt sind und somit gegenseitig aufeinander einwirken. In der vorliegenden Studie wird der Zustand der Atmosphäre nicht berechnet; vielmehr werden die relevanten atmosphärischen Variablen vorgeschrieben und treiben somit die Klimakomponenten Ozean und Meereis an (*Forcing*). Der Austausch von Wärme, Impuls und Süßwasser zwischen Ozean und Meereis ist indes ein wesentliches Element in den Modell-Experimenten.

IV.3.1 Wärmeflüsse

Der atmosphärische Wärmefluss Q_A setzt sich zusammen aus den Flüssen sensibler und latenter Wärme (Q_A^s und Q_A^l) sowie der kurzwelligen und langwelligen Strahlung (Q_A^{sw} und Q_A^{lw}). Die sensiblen und latenten Wärmeflüsse werden durch *Bulk*-Formeln

Parameter	Symbol	Wert	Einheit
Austauschkoeffizient für sensible Wärme	c_s	$1.75 \cdot 10^{-3}$	
Austauschkoeffizient für latente Wärme	c_l	$1.75 \cdot 10^{-3}$	
Spezifische Wärme von Luft	c_p	1004	J/(kg K)
Spezifische Dichte von Luft	ρ_A	1.3	kg/m ³
Spezifische latente Wärme (Verdunstung)	L	$2.500 \cdot 10^6$	J/kg
Spezifische latente Wärme (Sublimation)	L	$2.834 \cdot 10^6$	J/kg
Albedo (offenes Wasser)	α_s	0.10	
Albedo (schmelzendes Eis)	α_s	0.68	
Albedo (gefrorenes Eis)	α_s	0.70	
Albedo (schmelzender Schnee)	α_s	0.77	
Albedo (gefrorener Schnee)	α_s	0.81	

Tab. IV.4: Wärmefluss-Parameter.

beschrieben:

$$Q_A^s = c_s c_p \rho_A U (T_A - T_s), \quad (\text{IV.44})$$

$$Q_A^l = c_l L \rho_A U (q_A - q_s). \quad (\text{IV.45})$$

Darin sind c_s und c_l die Austauschkoeffizienten für sensible bzw. latente Wärme, c_p die spezifische Wärme und ρ_A die Dichte von Luft. Die spezifische latente Wärme L ist über offenem Wasser mit dem Wert der Verdunstung und über eisbedeckten Flächen mit dem Wert der Sublimation gleichzusetzen (Tab. IV.4). Ferner bezeichnet U den Betrag der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe; T_A ist die Lufttemperatur und q_A die spezifische Feuchte (2 m Höhe). Für die spezifische Feuchte q_s direkt an der Oberfläche wird Sättigung angenommen. Die kurzwellige solare Einstrahlung wird nach der empirischen Formel aus Zillman (1972), ergänzt um die Wolkenkorrektur nach Laevastu (1960), berechnet und mit $(1 - \alpha_s)$ multipliziert (Parkinson & Washington 1979). Die Oberflächenalbedo α_s hängt dabei von der lokalen Eis- und Schneebedeckung des Meeres ab. Hierfür werden die Werte von Kreyscher (1998) übernommen (Tab. IV.4). Die langwellige Strahlungsbilanz folgt aus dem Stefan-Boltzmann-Gesetz und lautet

$$Q_A^{lw} = \epsilon_A \sigma_B T_A^4 - \epsilon_s \sigma_B T_s^4, \quad (\text{IV.46})$$

wobei σ_B die Stefan-Boltzmann-Konstante bezeichnet (Temperaturen hier in Kelvin). Während die Emissivität der Oberfläche konstant auf $\epsilon_s = 0.99$ gesetzt wird, hängt die Emissivität der Atmosphäre ϵ_A nach Maykut & Church (1973) vom Bewölkungsgrad A_C ab:

$$\epsilon_A = 0.7829 + 0.1747 \cdot A_C^{2.75}. \quad (\text{IV.47})$$

Nettowärmeflüsse in den Ozean werden gemäß (IV.29) durch Schmelz- und Gefrierprozesse modifiziert. Wärmeflüsse vom Ozean in die Eisschollen werden proportional zur Temperatur-Differenz zwischen der obersten Gitterbox des Ozean-Modells und dem Gefrierpunkt T_f mit einer Anpassungszeit von 3 Tagen angesetzt.

IV.3.2 Impulsflüsse

Impuls wird nach (IV.35) über die Schubspannung τ_A von der Atmosphäre ins Meereis übertragen. Gemäß dem Konzept von Hibler & Bryan (1987) setzt sich die an den Ozean übergebene Schubspannung aus Windschub und internen Eiskräften zusammen, d.h. $\tau_A + \mathbf{F}_I$. Dieser Ansatz stellt sicher, dass die Konvergenz der Eisdrift in der Ekman-Konvergenz berücksichtigt wird. Der von der Meeresströmung in die Eisschollen übertragene Impuls wird, basierend auf planetarer Grenzschicht-Theorie und Beobachtungen, mittels eines *Sea-ice drag law* beschrieben (McPhee 1979):

$$\tau_O = \rho_O c_d^I |\mathbf{u}_g - \mathbf{u}_I| ((\mathbf{u}_g - \mathbf{u}_I) \cos \Theta + \mathbf{k} \times (\mathbf{u}_g - \mathbf{u}_I) \sin \Theta). \quad (\text{IV.48})$$

Darin ist c_d^I der Schubspannungskoeffizient und Θ ein Ablenkungswinkel. Die geostrophische Ozean-Oberflächengeschwindigkeit (bzw. die ozeanische Geschwindigkeit unterhalb der planetaren Reibungsgrenzschicht) \mathbf{u}_g wird wie in Hibler & Bryan (1987) durch die Strömung im zweiten Level des Ozean-Modellgitters approximiert. Für den Schubspannungskoeffizienten wird der von McPhee (1979) abgeleitete Wert $c_d^I = 5.5 \cdot 10^{-3}$ verwendet; der Ablenkungswinkel wird auf $\Theta = 25^\circ$ gesetzt (Overland & Davidson 1992).

IV.3.3 Süßwasserflüsse

Über eisfreien Gebieten gehen Süßwasserflüsse gemäß (IV.23) als Volumenflüsse über die offene Oberfläche ins Ozean-Modell ein. Die Verdunstungsrate E wird dabei aus dem Fluss latenter Wärme nach (IV.45) diagnostiziert. Wie in Absatz IV.1.3 erörtert, ist mit den Oberflächenvolumenflüssen infolge von Niederschlag, Verdunstung und Flusswassereintrag ($-P + E - R$) eine Goldsbrough-Zirkulation verbunden. Anders verhält es sich mit Süßwasserflüssen, die aus Meereis-Schmelz- oder Gefrierprozessen resultieren, denn hier wird dem System Ozean/Meereis kein Wasser hinzugefügt. Änderungen im ozeanischen Druckfeld finden beim Phasenübergang nicht statt und es wird keine Goldsbrough-Strömung induziert. Der Einfluss von Schmelz- und Gefrierprozessen auf den Salzgehalt von Meerwasser wird daher mit der herkömmlichen Salzfluss-Formulierung behandelt (vgl. Tartinville et al. 2001), d.h. der diskretisierten Erhaltungsgleichung für S wird an der Oberfläche der Salzfluss-Term

$$F_S = \frac{1}{\Delta z_1} (S_1 - S_I) \frac{\rho_I}{\rho_O} \frac{\partial h_1}{\partial t} \quad (\text{IV.49})$$

hinzugefügt, so dass Schmelz-/Gefrierprozesse zwar Änderungen im Oberflächensalzgehalt S_1 , aber nicht im Oberflächendruck \bar{p} hervorrufen. Formulierung (IV.49) approximiert die tatsächlichen Prozesse des Phasenübergangs unter der Voraussetzung

$$h_1 \ll \Delta z_1.$$

Der Salzgehalt von Meereis wird in der vorliegenden Studie auf $S_I = 3$ psu gesetzt. Eine korrekte Behandlung von Schnee, der auf Eisschollen akkumuliert und erst viel später als Schmelzwasser dem Meerwasser beigemischt wird, erweist sich als besonders schwierig. Der relativ geringe Schneefall über dem Nordpolarmeer rechtfertigt hier jedoch kaum die Implementierung eines komplexen Algorithmus. Schneeschmelze wird daher wie das Schmelzen von Meereis behandelt und über eine Salzfluss-Formulierung analog zu (IV.49) an das Ozean-Modell gekoppelt. Der Salzgehalt von Schnee ist dabei null, die Dichte beträgt 300 kg/m^3 .

KAPITEL V

ARKTISCHE OZEAN-MEEREIS-MODELLIERUNG II: Atmosphärischer Antrieb

Die atmosphärischen Größen, die zum Antrieb des Ozean-Meereis-Modells benötigt werden, sind

- 2-m-Lufttemperatur,
- 2-m-Taupunkttemperatur (zur Berechnung der spezifischen Feuchte),
- Wolkenbedeckung,
- Niederschlagsrate,
- Windgeschwindigkeit (skalärer Wind),
- Windschubspannung (zonal und meridional).

Die Antriebsfelder werden einem klimatologischen Datensatz entnommen, der im Rahmen des BMBF-Projekts ‘OMIP’ (*Ocean Model Intercomparison Project*) erstellt wurde (Fritzsch et al. 2000; Roeske 2001). Die Klimatologie basiert auf den Reanalyse-Daten des ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) für den Zeitraum 1979–1993 mit Temperaturkorrekturen in der sommerlichen Arktis. Alle täglichen Werte der 15-Jahre-Periode wurden mit einem Gauß-Filter bearbeitet, das die Daten in einen Hochpass und einen Tiefpass separiert. Der Tiefpass wurde zu einem Jahr gemittelt, während aus dem Hochpass ein besonderes Jahr selektiert wurde, so dass die Variabilität optimal erhalten bleibt. Das ausgewählte Jahr (1982) wurde zum gemittelten Tiefpass addiert. Das Ergebnis ist ein mittlerer Jahresgang für die Periode 1979–1993 mit aufgesetzten täglichen Fluktuationen (Wetter). Die neue Klimatologie wird im Folgenden als ‘typisches Jahr’ bezeichnet. Das ‘typische Jahr’ wurde auf 360 Tage (12 Monate mit jeweils 30 Tagen) gekürzt.

Die atmosphärischen Felder müssen zum Antrieb des Ozean-Meereis-Modells auf dessen Gitter interpoliert werden. Dabei werden, abgesehen von den Windschubspannungen, Monatsmittel benutzt. Für den Windschub werden tägliche Werte zum Modellantrieb verwendet. Abb. V.1 zeigt die Lufttemperaturen des ‘typischen Jahres’ in der Arktis für Sommer und Winter. Jahresmittel des Niederschlags und der Windschubspannung über dem Nordmeer sind in Abb. V.2 dargestellt.

Wie typisch ist das ‘typische Jahr’? Die Antwort dieser Frage hängt von der Region und dem betrachteten Muster der Variabilität ab. Im nordatlantischen Raum

ist die Nordatlantische Oszillation (NAO) dominant. Betrachtet man den Verlauf der NAO seit Mitte des 19. Jahrhunderts, so zeigt sich, dass die Periode 1979–1993 und somit das 'typische Jahr' zu anomal hohem Index tendieren (Hurrell 1995). In der zentralen Arktis verliert das großräumige Muster der NAO an Bedeutung. Wesentlich wichtiger scheint hier die von Proshutinsky & Johnson (1997) herausgestellte Variabilität mit zyklonalen und antizyklonalen Regimen zu sein (s. Absatz III.1.3). Nach Abb. III.4 tendiert das 'typische Jahr' leicht zum zyklonalen Regime. Die oben gestellte Frage sollte also stets berücksichtigt werden, wenn die Modellergebnisse analysiert und mit anderen Studien verglichen werden.

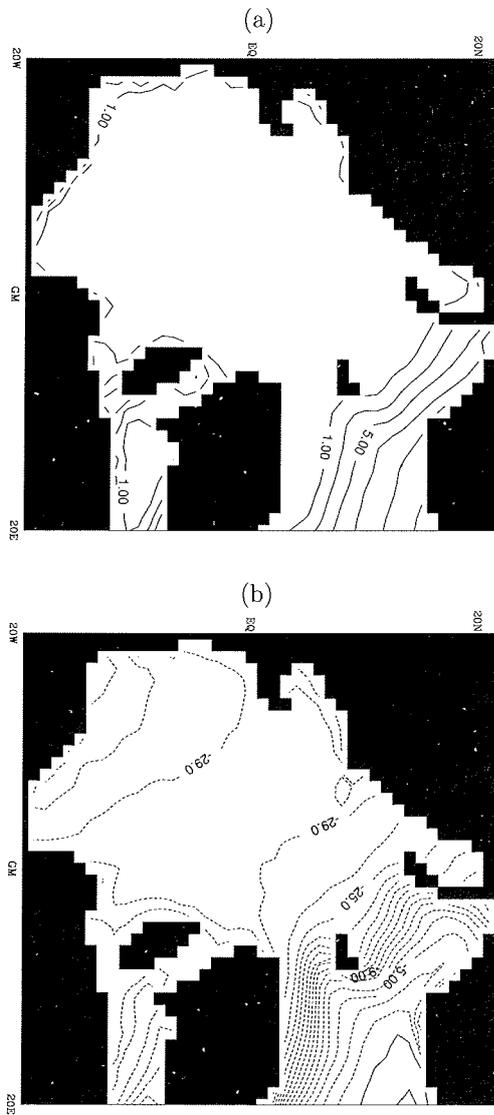


Abb. V.1: Atmosphärische Antriebsdaten des 'typischen Jahres': Arktische 2-m-Lufttemperaturen in (a) Juli und (b) Januar (Konturintervall: 2°C).

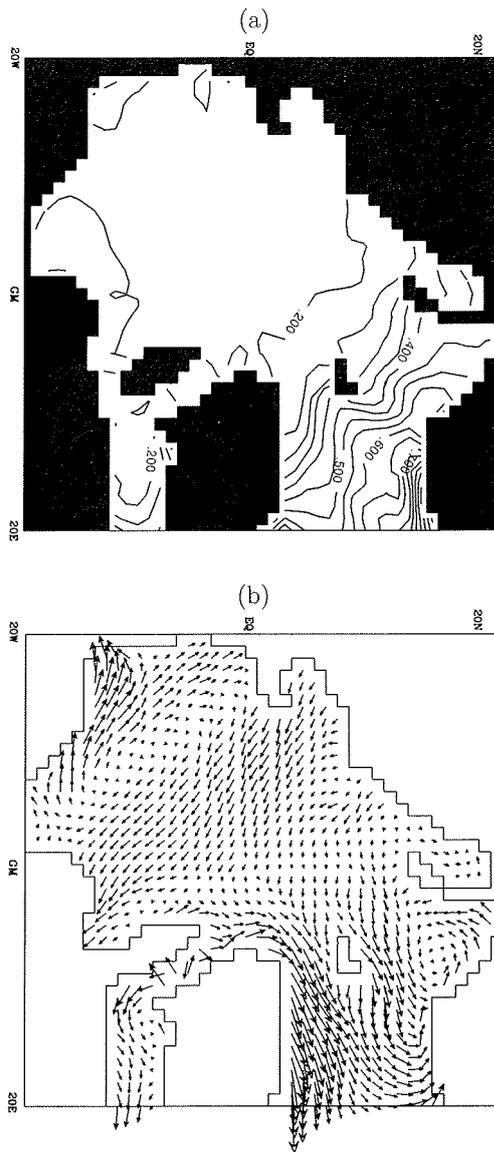


Abb. V.2: Atmosphärische Antriebsdaten des 'typischen Jahres': (a) Niederschlagsrate im Jahresmittel (Konturintervall 0.05 m/a). (b) Windschubspannung im Jahresmittel (max. Vektor: 0.13 N/m²).

KAPITEL VI

ARKTISCHE OZEAN-MEEREIS-MODELLIERUNG III: Darstellung des Kanadischen Archipels in großskaligen Modellen

VI.1 Einleitung

Der Kanadische Archipel nimmt rund $2 \cdot 10^6$ km² des nordamerikanischen Schelfgebietes ein und verbindet über ein Labyrinth von schmalen Kanälen das Nordpolarmeer mit dem Nordatlantik. Eine komplexe Topografie mit zahlreichen Schwellen und Untiefen lässt lediglich den Durchstrom von Wassermassen aus den oberen Schichten zu. Die tiefste Öffnung (minimale Schwellentiefe 220 m) stellt die Nares-Straße zwischen der Ellesmere-Insel und Grönland dar (s. Abb. III.2). Sie ist an ihrer engsten Stelle, dem Kennedy-Kanal, nicht einmal 30 km breit (Melling 2000). Der Parry-Kanal verläuft ungefähr entlang des 74. Breitengrades und reicht von der M'Clure-Straße im Westen bis zum Lancaster-Sund im Osten (Abb. III.2). Der östliche Abschnitt des Kanals ist Teil der Nordwest-Passage. Der Parry-Kanal besitzt eine minimale Schwellentiefe von 105 m und ist in der engen Barrow-Straße 50 km breit (Melling 1997, 2000). Die Nares-Straße und der Parry-Kanal gelten aus ozeanografischer Sicht als die wichtigsten Passagen im Archipel; die zahllosen anderen Kanäle sind wesentlich schmaler und flacher, die Transporte hierdurch vernachlässigbar.

In Ozean-Meereis-Modellen, die sich regional auf das Nordmeer beschränken, ist eine explizite Auflösung des Kanadischen Archipels nicht nötig. Transporte durch den Archipel können über eine entsprechende Formulierung der Randbedingung vorgegeben werden. Tatsächlich sind solche Randbedingungen aber nur in wenigen Modellen implementiert (Tab. VI.1). Der vorgeschriebene Ausstrom ist in diesen Modellen zeitlich konstant und bezieht sich lediglich auf die Ozean-Komponente. Die Mehrzahl der Nordmeer-Modelle hat freilich einen geschlossenen Archipel.

In Modellen, die neben dem Nordmeer auch den Nordatlantik umfassen, ist eine explizite Darstellung des Archipels ohne Vorgaben für den Durchstrom wünschenswert. Eine Meerenge wie der Kennedy-Kanal ist mit den heute verfügbaren Arktis-Nordatlantik-Modellen jedoch nicht auflösbar. Aus diesem Grund ist der Kanadische Archipel in vielen Modellen geschlossen und ein Austausch zwischen dem Nordpolarmeer und dem Atlantischen Ozean kann nur über das Europäische Nordmeer

Modell	horiz. Auflösung	Ausstrom durch den Archipel
Häkkinen & Mellor (1992)	28–150 km	0.8 Sv
Häkkinen (1993)	28–150 km	0.3 Sv
Zhang et al. (2000)	40 km	1.5 Sv
Holloway & Sou (2002)	55 km	1.0 Sv

Tab. VI.1: Nordmeer-Modelle mit vorgegebenen ozeanischen Volumentransporten durch den Kanadischen Archipel.

erfolgen. In anderen Modellen werden die Kanäle des Archipels ‘ausgebaggert’, d.h. künstlich erweitert, um die Breite der Passagen der Gitter-Auflösung anzupassen (z.B. Mauritzen & Häkkinen 1999; Karcher & Oberhuber 2002).

Ein Modell-Ansatz mit geschlossenem Archipel geht von der Annahme verschwindend kleiner Transporte durch die Kanäle aus. Für den Transport von Meereis durch die engen Passagen mag diese Annahme gerechtfertigt sein. Meereis im Archipel ist mindestens sechs Monate im Jahr unbeweglich. Mächtige Eisbögen, die an den zahllosen Inseln festhängen, blockieren den Transport (z.B. Melling 2000). Entsprechend gering ist der Eisexport, den Aagaard & Carmack (1989) abschätzen: mit 155 km³/a beträgt der Wert lediglich 5% des Eistransports durch die Fram-Straße. Für die ozeanische Komponente ist die Annahme kleiner Transporte durch den Archipel weniger gut. Der Transport polaren Wassers in die Baffin-Bai wurde anhand hydrographischer Daten aus einzelnen Kanälen bzw. der Baffin-Bai abgeschätzt oder aus direkten Strömungsmessungen ermittelt. Die publizierten Werte für den Ausstrom schwanken zwischen 0.5 und 2.7 Sv (Melling 2000).

Basierend auf den Erhaltungsgleichungen für Masse, Wärme und Salz in den oberen Schichten der Baffin-Bai bestimmt Rudels (1986) den Transport durch den Archipel und errechnet einen Ausstrom von 0.7 Sv. Aufgrund des geringen Salzgehalts des polaren Wassers ist dieser Transport mit einem beträchtlichen Süßwasserexport aus dem Nordpolarmeer verbunden. Aagaard & Carmack (1989) schätzen ab, dass der ozeanische Süßwassertransport durch den Archipel mit rund 1000 km³/a von gleicher Größenordnung ist wie der durch die Fram-Straße. In der von Steele et al. (1996) errechneten Süßwasserbilanz ist der Süßwasserfluss durch den Archipel mit 1230 km³/a sogar noch etwas größer.¹ Der Süßwasserexport durch den Kanadischen Archipel beträgt demnach rund ein Drittel des arktischen Flusswassereintrags und stellt ein wichtiges Element in der Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres dar. Für die prognostische Ozean-Meereis-Modellierung, bei der auf jede Art unphysikalischer *Restoring*-Terme in den Modellgleichungen verzichtet wird, ist diese Erkenntnis von besonderer Bedeutung. Ein fehlender Süßwasserexport aufgrund eines geschlossenen Archipels könnte dabei unmittelbare Folgen für die Salzgehalte im Nordpolarmeer und in der Baffin-Bai/Labrador-See-Region haben. Dies wäre möglicherweise nicht nur mit weit reichenden Konsequenzen für die Zirkulation im Nordmeer verbunden, sondern könnte auch großskalige Änderungen in der THC des Atlantischen Ozeans bewirken.

Den Effekt der Strömung durch den Archipel in einem grobauflösenden, globalen Ozean-Meereis-Modell untersuchen Goosse et al. (1997b). Nach Öffnung der

¹Sowohl Aagaard & Carmack (1989) als auch Steele et al. (1996) verwenden zur Berechnung des Süßwassertransports einen Referenz-Salzgehalt von 34.8 psu.

Passage erfährt die arktische Halokline eine erhebliche Zunahme im Salzgehalt. In der Labrador-See führt der von Norden kommende Einstrom relativ salzarmen, polaren Wassers indes zu einer Abnahme der Salzgehalte und beeinträchtigt dort die Konvektion. Auf Höhe der Labrador-See wird die MOC um 2.5 Sv reduziert. Obwohl das Modell eine Auflösung von nur 3° hat und die Passage zwischen Nordamerika und Grönland bei der im B-Gitter (Mesinger & Arakawa 1976) erforderlichen Mindestbreite von zwei Gitterzellen eine enorme, unrealistische Größe besitzt, beträgt der Durchstrom im Modell in guter Übereinstimmung mit den oben angegebenen Werten 1 Sv. Der Süßwassertransport durch den Archipel ist mit 2200 km³/a allerdings recht hoch. Dabei ist zu beachten, dass das Modell nicht prognostisch läuft, sondern Oberflächensalzgehalte an klimatologische Werte *restored* werden.

VI.2 Beschreibung der Experimente

VI.2.1 Zielsetzung

Der Kanadische Archipel stellt eine wichtige Senke in der Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres dar. Im Hinblick auf die Entwicklung eines prognostischen Ozean-Meereis-Modells des Nordmeeres und des Nordatlantiks stellt sich daher nicht die Frage, *ob* der Archipel zu öffnen ist, sondern vielmehr, *wie* er in einem großskaligen Modell optimal dargestellt werden kann. Bei einer Auflösung von rund 110 km müssen in dem hier verwendeten Modell die Kanäle weit 'ausgebagert' werden. Die folgenden drei Konfigurationen werden untersucht (Abb. VI.1):

- Experiment PARRY: Nur der Parry-Kanal ist geöffnet. Da dieser Kanal den breitesten Durchlass des Archipels darstellt, muss hier am wenigsten 'gebagert' werden.
- Experiment NARES: Nur die Nares-Straße ist geöffnet. Die Nares-Straße ist zwar tiefer, aber auch schmaler als der Parry-Kanal. Abschätzungen von Steele et al. (1996) und Melling (1997) zufolge ist die Nares-Straße bezüglich des ozeanischen Volumentransports wichtiger als der Parry-Kanal.
- Experiment PARRY+NARES: Parry-Kanal und Nares-Straße sind geöffnet. Die gesamte Weite des Durchlasses entspricht mindestens vier Gitterzellen bzw. 440 km. Melling (2000) gibt für die Breite aller Passagen des Archipels eine Summe von lediglich 123 km an.

Der Parry-Kanal und die Nares-Straße besitzen im Modell Tiefen von 3–4 Gitterboxen, was einer Tiefe von 80–124 m entspricht (Abb. VI.2). Beide Passagen haben die im verwendeten B-Gitter kleinstmögliche Weite von zwei Tracer-Gitterzellen, so dass die Geschwindigkeiten entlang des jeweiligen Durchlasses durch nur einen Gitterpunkt repräsentiert werden. Es ergeben sich folgende Fragestellungen:

- Kann das Modell trotz seiner relativ groben Auflösung Werte aus der Literatur für den ozeanischen Volumentransport durch den Archipel reproduzieren?
- Wie groß sind Meereis-Transporte durch den Archipel im Modell?
- Wie unterscheiden sich die drei o.g. Experimente hinsichtlich der Ozean- und Meereis-Transporte?

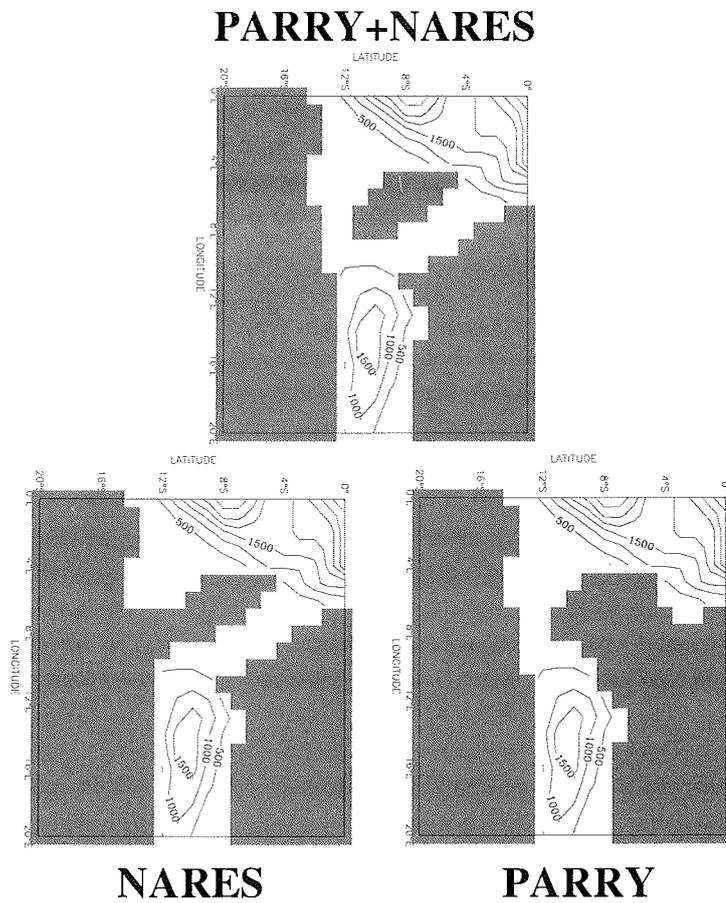


Abb. VI.1: Geometrie des Kanadischen Archipels in den drei Experimenten PARRY+NARES, NARES und PARRY. Die Isolinien stellen die Bodentopografie dar (Konturintervall: 500 m).

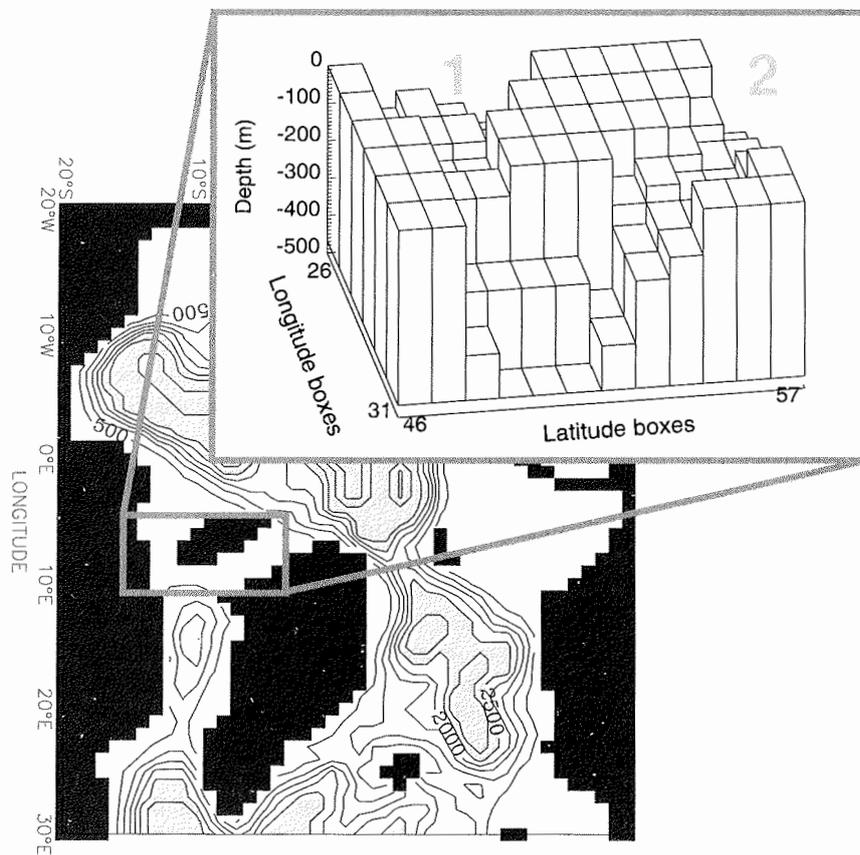


Abb. VI.2: Bodentopografie des Kanadischen Archipels im Modellgitter (1 Parry-Kanal, 2 Nares-Straße). Die Topografie wird von der Gitter-Auflösung (ca. 110 km) diktiert.

- Wie wirkt sich das Schließen bzw. Öffnen eines Durchlasses auf die Ozean-Meereis-Zirkulation aus? Wie und wo wird ein fehlender bzw. hinzugekommener Volumentransport kompensiert?

Schließlich soll entschieden werden, welche Form des Archipels für das großskalige Modell optimal ist.

VI.2.2 Anfangs- und Randbedingungen

Um einen Vergleich der drei Experimente zu ermöglichen, wird das Modell jeweils identisch initialisiert und mit den in Kapitel V beschriebenen atmosphärischen Feldern angetrieben. Die Modellläufe starten am 1. Januar des 'typischen Jahres'. Als Anfangsbedingung für potenzielle Temperatur und Salzgehalt werden auf das Modellgitter interpolierte klimatologische Felder von Levitus et al. (1994), Levitus & Boyer (1994) und der *Environmental Working Group* (EWG 1997) verwendet. Die Winterklimatologie des arktischen Ozeans der EWG (op.cit.) beinhaltet Daten aus dem Zeitraum 1948–1993. Der EWG-Atlas schließt das gesamte Nordmeer ein. Außerhalb dieses Gebietes wird auf Levitus-Daten zurückgegriffen.

Die Eismodell-Komponente wird mit einer idealisierten, schneefreien Eisdecke über dem gesamten Nordpolarmeer, der Grönland-See, Baffin-Bai und der Labrador-See gestartet. Die Eiskonzentration A_1 basiert auf Satelliten-Daten (*Passive Microwave Observations*) (Gloersen et al. 1992). Für die Eisdicke wird die Beziehung $A_1 \cdot 4$ m angesetzt. Meereis und Ozean sind anfangs in Ruhe.

Das Ozean-Meereis-Modell wird jeweils 15 Jahre integriert. Das Modell läuft dabei nicht prognostisch. Ein starkes Oberflächen-*Restoring* des Salzgehalts an die hydrografischen Anfangsbedingungen soll ein Entfernen der Modell-Größen von der Klimatologie unterbinden. Der *Restoring*-Term (II.1) wird auf die obersten Gitter-Boxen (20 m) angewandt. Die Zeitkonstante Λ beträgt dabei 30 Tage.

Ein *Restoring* zur Aufrechterhaltung des Salzgehaltsfeldes ist im gegenwärtigen Zustand des Modells unabdingbar, da weder der Einstrom Pazifischen Wassers durch die Bering-Straße noch der Eintrag von Flusswasser implementiert sind. Als einzige Süßwasserquelle enthält das Modell die Nettoniederschlagsrate ($P - E$), die als Volumenfluss über die Oberfläche in den Ozean eingeht bzw. als Schnee auf dem Meereis akkumuliert (s. Absatz IV.3.3). Überdies kann das *Restoring* die Interpretation der Ergebnisse vereinfachen, denn es ist anzunehmen, dass die verschiedenen Darstellungen des Kanadischen Archipels mit unterschiedlichen Süßwassertransporten verbunden sind. In einem prognostischen Modell würde dies unweigerlich zu großskaligen Differenzen in den Salzgehaltsfeldern führen. Ein *Restoring* kann dies unterdrücken und ermöglicht so die Untersuchung des dynamischen Effekts unterschiedlicher Formen des Archipels bei annähernd gleichem Dichteantrieb zwischen der Baffin-Bai und dem Nordpolarmeer.

VI.3 Ergebnisse

VI.3.1 Meereis: Volumen, Verteilung und Drift

Die Integrationszeit von 15 Jahren ist ausreichend, um den Einschwingvorgang des Meereises und erste dynamische Anpassungsprozesse im Ozean abzuschließen. Ein dynamisch-thermodynamisches Gleichgewicht des Gesamtsystems wird freilich nicht

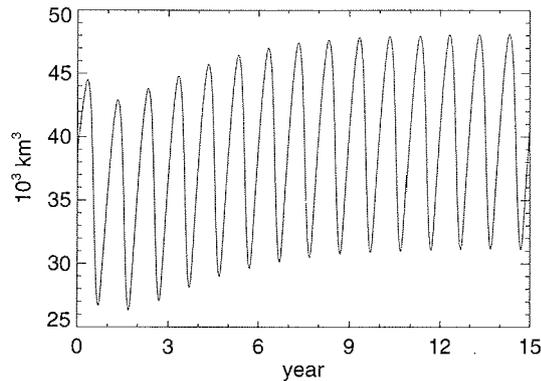


Abb. VI.3: Zeitliche Entwicklung des Meereis-Gesamtvolumens im Experiment PARRY+NARES.

erreicht und die Hydrografie des tiefen Ozeans ist noch weitgehend von den Anfangsbedingungen geprägt.

Abb. VI.3 zeigt den Einschwingprozess des Meereises im Experiment PARRY+NARES. Dargestellt ist die zeitliche Entwicklung des über das *gesamte* Modell-Gebiet integrierten Eisvolumens. Nach ca. 12 Jahren wird ein annähernd zyklostatistischer Zustand mit einem mittleren Gesamtvolumen von rund $40 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ erreicht. Die Meereisdecke unterliegt dabei beträchtlichen saisonalen Schwankungen mit maximalem Volumen Ende April/Anfang Mai von $48 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ und minimalem Volumen im September von ca. $31 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ (Abb. VI.4). Die Schwankungsamplitude sowie die Zeitpunkte für Volumen-Maximum und -Minimum (Phase) stehen in guter Übereinstimmung mit Ergebnissen anderer Modelle (z.B. Fichefet & Morales Maqueda 1997).² Nach abgeschlossenem Einschwingprozess ist das Eisvolumen im Jahresmittel größer als zu Beginn der Integration. Mit dem Anwachsen der Eisdecke sind Salzflüsse in den Ozean verbunden. Das Oberflächen-*Restoring* verhindert, dass sich diese Flüsse signifikant auf die Salzgehaltsverteilung auswirken.

Das vom Modell produzierte Meereis-Gesamtvolumen ist recht groß und in allen drei Experimenten nahezu identisch (Abb. VI.4). Harder (1996) sowie Hilmer & Lemke (2000) integrieren über dieselbe Fläche und errechnen mit ihren Meereis-Modellen mittlere Eisvolumen von rund $26 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ bzw. $30 \cdot 10^3 \text{ km}^3$.

Abb. VI.5a gibt Aufschluss über die räumliche Verteilung des Eisvolumens. Es wird das aus verschiedenen Modellen (u.a. Hibler 1979; Piacsek et al. 1991; Riedlinger & Preller 1991; Häkkinen & Mellor 1992; Flato & Hibler 1992; Chapman et al. 1994; Harder 1996; Weatherly & Walsh 1996; Steele et al. 1997; Kreyscher 1998; Hilmer et al. 1998; Zhang et al. 1999) und Eisecholot-Aufzeichnungen (Hibler 1979;

²Fichefet & Morales Maqueda (1997) zeigen, dass das Fehlen thermischer Trägheit (Speicherung von Wärme im Meereis) im zweidimensionalen Nullschichten-Eismodell einen nur geringen Einfluss auf die Amplitude und Phase des Jahresgangs des arktischen Meereis-Gesamtvolumens hat. Die jahreszeitliche Entwicklung der Packeisdicke in der zentralen Arktis wird durch das Fehlen thermischer Trägheit jedoch modifiziert: Saisonale Schwankungen sind zu stark und der sommerliche Schmelzprozess setzt einige Wochen zu früh ein (Semtner 1976b; Kreyscher 1998).

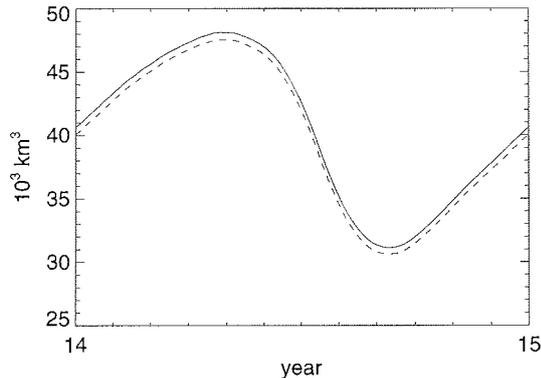


Abb. VI.4: Jahresgang des arktischen Meereis-Gesamtvolumens im 15. Integrationsjahr. Durchgezogen: Experiment PARRY+NARES. Gestrichelt: Experiment NARES. Die entsprechende Kurve für Experiment PARRY deckt sich annähernd mit der von Experiment NARES und ist deshalb nicht gesondert dargestellt.

Bourke & Garrett 1987; Bourke & McLaren 1992) abgeleitete typische Eisdickenmuster qualitativ reproduziert. Dieses Muster ist gekennzeichnet durch maximale Eisdicken von mehr als 6 m nördlich Grönlands und des Kanadischen Archipels, eine Eisdicke von 3–4 m in der Umgebung des Nordpols und minimale Eisdicken nördlich Sibiriens. Über dem Kanada-Becken und im westlichen Bereich der Ostsibirischen See ist die hier simulierte Eisdicke mit 6 m jedoch doppelt so mächtig wie in anderen Modellen. Dieses Gebiet allein erklärt denn auch rund die Hälfte der Differenz im Eis-Gesamtvolumen zwischen dem vorliegenden Modell und dem von Harder (op.cit.). Zwar lassen sich Diskrepanzen zwischen Modellergebnissen häufig auf verschiedene Modellformulierungen und -parameter zurückführen (z.B. Flato & Hibler 1992; Fischer & Lemke 1994; Chapman et al. 1994; Fichefet & Morales Maqueda 1997; Steele et al. 1997; Kreyscher et al. 2000; Steele & Flato 2000), aber mindestens ebenso bedeutsam sind Unterschiede in den Antriebsdaten (z.B. Riedlinger & Preller 1991; Polyakov et al. 1999).³

Ein beträchtlicher Teil der Eisdicken-Verteilung lässt sich durch die Eisdrift erklären. Das Jahresmittel der Eisdrift ist in Abb. VI.5b dargestellt. Der Beaufort-Wirbel und die TPD sind klar zu erkennen. Das Eis verlässt das Nordpolarmeer hauptsächlich durch die Fram-Straße. Ein kleinerer Teil driftet südlich von Spitzbergen ins Europäische Nordmeer. In den Kanälen des Kanadischen Archipels kommt die Drift fast zum Erliegen. Über längere Zeiträume gemittelte Driftbojen-Daten (z.B. Colony & Thorndike 1984) liefern ein Driftmuster, bei dem der westliche Teil des Beaufort-Wirbels unmittelbar in die TPD und den EGC übergeht. Eis aus dem westlichen Kanada-Becken, der Tschuktschen-See und der Ostsibirischen See wird dabei über den Nordpol zur Fram-Straße hin advektiert, wo es das Nordpolarmeer verlassen kann. Der in Abb. VI.5b gezeigte Beaufort-Wirbel stellt hingegen ein re-

³Harder (1996) verwendet zum Modellantrieb interannuell variierende Windfelder aus dem Zeitraum 1986–1992.

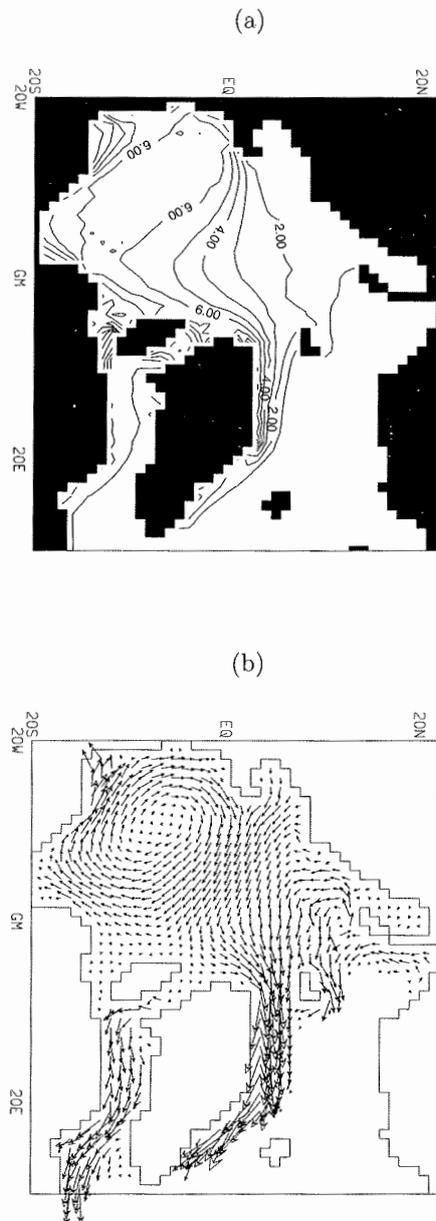


Abb. VI.5: (a) Jahresmittel der Eisdicke im 15. Integrationsjahr von Experiment PARRY+NARES (Konturintervall: 1.0 m). (b) Jahresmittel der Eisgeschwindigkeit (max. Vektor: 17.4 cm/s).

lativ isoliertes Drift-System dar; sein Zentrum liegt weit im Westen. Der Großteil des Eises, das über die Ostsibirische See driftet, wird zwar zunächst in Richtung des Nordpols verfrachtet, strömt dann aber nicht zur Fram-Straße, sondern wird ins Kanada-Becken gelenkt und verbleibt somit im Beaufort-Wirbel. Dies verhindert einen Abbau der 6 m mächtigen Eisdecke, die den Beaufort-Wirbel prägt und sich gewissermaßen selbst aufrechterhält. Im Eisdickenfeld erscheint der Beaufort-Wirbel daher als eine Zunge dicken Meereises, die sich vom Kanadischen Archipel über das Kanada-Becken bis zur Ostsibirischen See erstreckt.

Als treibende Kraft ist das Windfeld von überragender Bedeutung für das Muster der Eisdrift (z.B. Thorndike & Colony 1982; Steele et al. 1997). Das in Abb. V.2b dargestellte mittlere Feld der Windschubspannung zeigt in weiten Bereichen ein ähnliches Muster wie die Eisdrift. In der Region der Ostsibirischen See treten starke südwestwärts gerichtete Windschubspannungen auf, die dazu neigen, Eis an die Küste zu treiben. Eine Kombination aus Coriolis-Kraft, Ozean-Eis-Schubspannung und internen Eiskräften dreht die Richtung der Eisgeschwindigkeit schließlich nach Nordwest. Über dem Makarow-Becken kommt das Eis unter den Einfluss von Windschubspannungen mit starker ostwärtiger Komponente, die für die Eisdrift in Richtung des Kanada-Beckens verantwortlich gemacht werden können. Das 'typische' Jahr stellt keinen Windantrieb bereit, der das Meereis direkt zur Fram-Straße hin verfrachtet.

Winde entlang der sibirischen Küste von der östlichen Kara-See bis zur Laptew-See und ebenso in der Barents-See sind im Jahresmittel ablandig (vgl. Abb. V.2b). Infolgedessen werden erhebliche Mengen Eis aus den betreffenden Schelfregionen exportiert. In Abb. VI.5b äußert sich dies in Divergenzen im Geschwindigkeitsfeld, die direkt auf Eisbildungsgebiete schließen lassen. Divergente Drift ist ebenfalls in der nördlichen Baffin-Bai zu erkennen. Abb. VI.6 zeigt die Jahresnettogefrierrate und bestätigt die aus dem Driftfeld geschlossenen Eisbildungsgebiete. Entlang der Küsten der Kara- und Laptew-See betragen die jährlichen Produktionsraten mehr als 2 m. Ebenso hohe Werte treten in der Nares-Straße und in der nördlichen Baffin-Bai auf. Eisbildungsraten in der zentralen Arktis sind wesentlich geringer und liegen bei etwa 1 m/a über dem Eurasischen Becken und zwischen 0.5 und 1 m/a über dem Kanadischen Becken. Ähnliche Eisbildungsraten erzeugt das Meereis-Modell von Flato & Hibler (1992). Nettoschmelze ist in der südlichen Ostsibirischen See, der Tschuktschen-See, der Beaufort-See, der zentralen und westlichen Barents-See sowie im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik zu sehen. Starke Eisschmelze findet auch nördlich von Spitzbergen statt. Hierfür ist im Wesentlichen der nördliche Ausläufer des WSC (vgl. Abb. III.3) verantwortlich, der warmes Atlantisches Wasser ins Nordpolarmeer transportiert.

Das in Abb. VI.6 gezeigte großräumige Muster der Jahresnettogefrierrate steht qualitativ in Einklang mit Resultaten anderer Modelle (s. o.a. Ref.). Deutliche Diskrepanzen zwischen verschiedenen Modellergebnissen existieren lediglich in der Beaufort-See und der Lincoln-See nördlich von Grönland, so dass bislang nicht geklärt werden konnte, ob es sich hier tatsächlich um Eisbildungs- oder Schmelzgebiete handelt (Steele & Flato 2000). Thomas et al. (1996) zeigen, dass thermodynamisches Eiswachstum in der Beaufort-See größeren interannuellen Schwankungen unterliegt als in jeder anderen Region des Nordpolarmeeres.

Die Eiskonzentration für die Monate März (maximale Eisausdehnung) und September (minimale Eisausdehnung) ist in Abb. VI.7 dargestellt. Im März (Abb.



Abb. VI.6: Jahresnettogefriertrate in Experiment PARRY+NARES
(Konturintervall: 0.5 m; max./min. Kontur: 3.0/-3.0 m).

VI.7a) erzeugt das Modell eine kompakte Eisdecke mit Eiskonzentrationen von über 90% im Nordpolarmeer, im EGC, in der Baffin-Bai und in Teilen der Labrador-See. Auffallend ist der Bereich offenen Wassers in der westlichen Barents-See infolge des warmen, atlantischen Einstroms (vgl. Abb. III.3). Im September (Abb. VI.7b) zieht sich die Eisdecke weit zurück. Die Barents-See, südliche Kara-See, Laptev-See und ein erheblicher Teil der Tschuktschen-See sind nun eisfrei. Der Bedeckungsgrad in der zentralen Arktis liegt zwischen 50% und 90%. Im EGC reicht die Eisdecke kaum bis Kap Brewster, während die Baffin-Bai vollkommen eisfrei ist.

Die vom Modell simulierte Eisbedeckung kann mit Satelliten-Daten verglichen werden. Wie im Falle von Eisdicke und -gefriertrate muss dabei das Vorhandensein interannueller Variabilität berücksichtigt werden. Eine strenge Validierung des mit dem 'typischen' Jahr angetriebenen Modells ist daher nicht möglich, wohl aber eine qualitative Betrachtung. Der folgende Vergleich bezieht sich auf Daten des SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) gemittelt über die Jahre 1978–1987 (Gloersen et al. 1992).

Die hohe Eiskonzentration im März über dem Nordpolarmeer, dem EGC und der Baffin-Bai steht in Einklang mit Mikrowellen-Aufzeichnungen. Etwas hoch scheint jedoch die vom Modell produzierte Eiskonzentration in der Barents-See, wo beobachtete Werte typischerweise zwischen 70% und 80% liegen. Die mittlere Lage der Eiskante stimmt zwischen Modell und SMMR-Daten recht gut überein. Lediglich westlich von Spitzbergen und in der Labrador-See liegt die vom Modell produzierte Eiskante zu weit im Süden. Eine solch südliche Lage der Eiskante in der Labrador-See ist in Satelliten-Daten nur in wenigen Jahren vorzufinden (Kreyscher 1998, seine Abb. 2.4). Eine überhöhte winterliche Eisbedeckung bei Spitzbergen wird von vielen Modellen erzeugt und stellt ein bekanntes Problem dar (z.B. Riedlinger & Preller

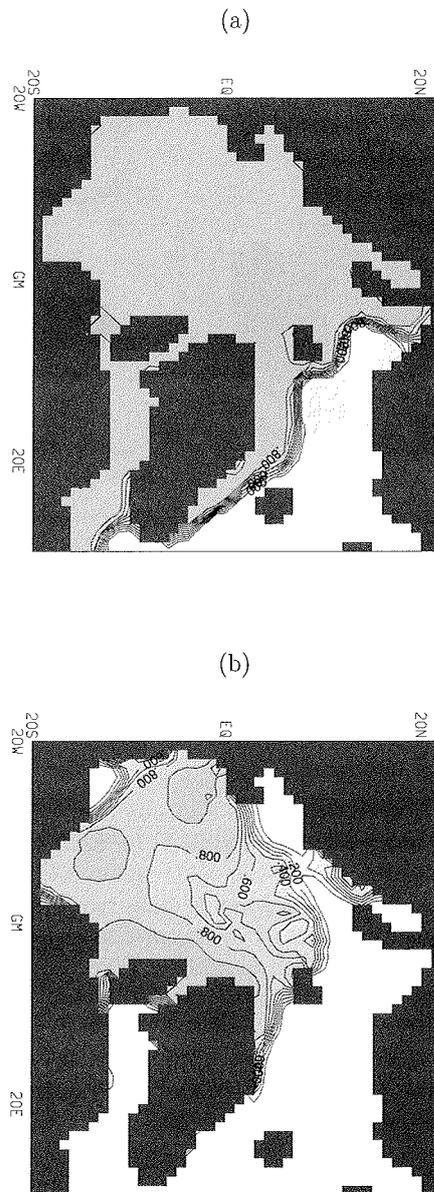


Abb. VI.7: Eiskonzentration im 15. Integrationsjahr von Experiment PAR-RY+NARES (a) Mitte März und (b) Mitte September (Konturintervall: 0.1).

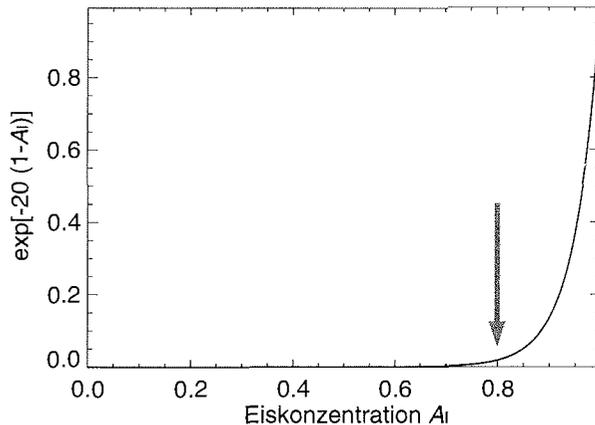


Abb. VI.8: Funktionale Abhängigkeit der Eishärte P_I von der Eiskonzentration A_I gemäß (IV.43). Nennenswerte Kräfte können im Eis erst bei Konzentrationen über 80% ($A_I > 0.8$) auftreten.

1991; Häkkinen & Mellor 1992; Weatherly & Walsh 1996; Kreyscher 1998; Zhang et al. 1999). Meist werden zu geringe Ozean-Wärmeflüsse im WSC hierfür verantwortlich gemacht.

Der Vergleich zwischen Modellergebnis und SMMR-Daten für September offenbart eine anomal südliche Lage der Eiskante in der Beaufort- und Kara-See sowie eine außergewöhnlich hohe Eiskonzentration in der Ostsibirischen See, wo Mikrowellen-Aufzeichnungen auf einen mittleren Bedeckungsgrad von weniger als 50% schließen lassen. Es ist allerdings zu bemerken, dass aus Satelliten-Daten errechnete Eiskonzentrationen die wirkliche Eisbedeckung im Sommer systematisch unterschätzen. Der Grund hierfür ist die Bildung von Schmelztümpeln auf Eisschollen, die im Mikrowellenbereich nicht von Flächen offenen Wassers zu unterscheiden sind (Gogineni et al. 1992). Die sommerliche Schmelztümpelbedeckung kann dabei bis zu 50% betragen.

Betrachtet man die Eisbedeckung in den Kanälen des Kanadischen Archipels, so werden auch hier – in Übereinstimmung mit Satelliten-Daten – beträchtliche jahreszeitliche Schwankungen offenbar. Im Winter beträgt die Eiskonzentration über 90% (Abb. VI.7a). Die Eishärte wird nach (IV.43) und Abb. VI.8 dabei so groß, dass die Wirkung interner Eiskräfte die Drift fast vollständig zum Erliegen bringt (Abb. VI.9a). Im Sommer zieht sich das Eis im Archipel zurück. Die Eiskonzentrationen in der südlichen Nares-Straße und im Parry-Kanal liegen deutlich unter 80% (Abb. VI.7b), so dass interne Kräfte fast verschwinden und das Eis nahezu frei durch die Kanäle driften kann (Abb. VI.9b).

Der winterliche Driftstillstand im Archipel steht in Einklang mit Beobachtungen (z.B. Melling 2000). Wichtig ist hierbei eine adäquate Formulierung der Meereis-Rheologie im Modell, um die bremsenden internen Kräfte zu erfassen. Wesentlich für die Blockierung der Eisdrift in Meerengen und Buchten sind Scherkräfte. Die hier verwendete viskos-plastische Rheologie mit elliptischer Bruchkurve wird dem Materialverhalten von Meereis gerecht (Coon et al. 1974; Kreyscher et al. 2000).

Abb. VI.10 vergleicht Eisdicken- und Eisdriftfelder der Experimente PAR-

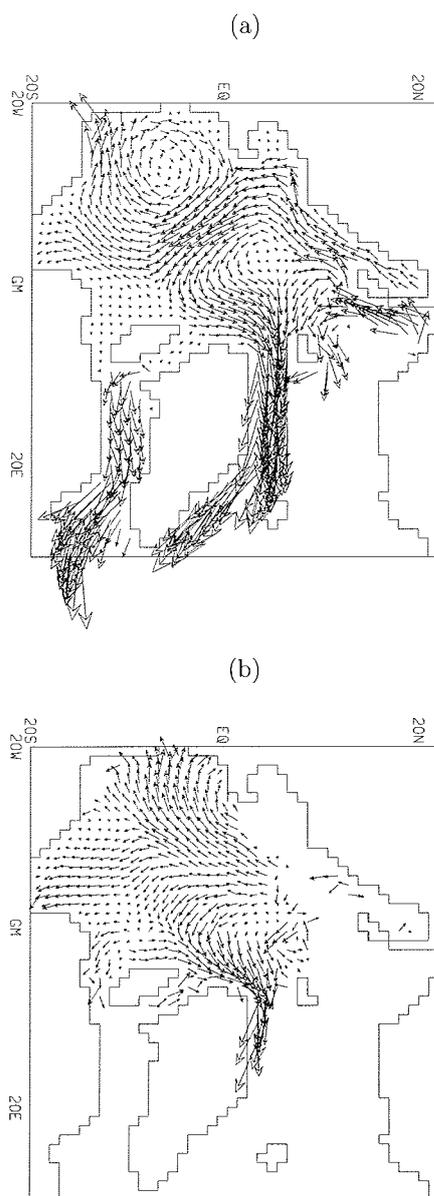


Abb. VI.9: *Eisgeschwindigkeit in Experiment PARRY+NARES gemittelt über den Monat (a) März (max. Vektor: 25.5 cm/s) bzw. (b) September (max. Vektor: 14.6 cm/s).*

RY und PARRY+NARES miteinander. Gezeigt sind Differenzen von Jahresmitteln im 15. Integrationsjahr. Unterschiede in der großräumigen Eisdicken-Verteilung im Nordpolarmeer sind vernachlässigbar (< 5 cm). Im EGC bildet sich in Experiment PARRY ein mehr als 10 cm dickeres Eisfeld. Den wichtigsten Einfluss hat die Form des Kanadischen Archipels auf die Eisdecke der Baffin-Bai. Das Verschließen der Nares-Straße bewirkt eine Abnahme der Eisdicke um mehr als 0.5 m im Norden der Bai. An der Küste Westgrönlands ist indes eine Zunahme der Eisdicke um teilweise mehr als 10 cm zu erkennen. Auch im Parry-Kanal nimmt in Experiment PARRY das Eisvolumen zu. Das Geschwindigkeitsfeld zeigt, dass der in Experiment PARRY verschwundene Eistransport durch die Nares-Straße über den Parry-Kanal und die Fram-Straße kompensiert wird.

Differenzen in den Eisdicken- und Eisgeschwindigkeitsfeldern zwischen den Experimenten NARES und PARRY+NARES zeigt Abb. VI.11. Auch hier sind die größten Unterschiede – abgesehen vom Archipel – in der Baffin-Bai und im EGC zu sehen. Verglichen mit den anderen Experimenten besitzt das Eisfeld von Experiment NARES in diesen Regionen die größten Dicken. Im Kanadischen Becken weist Experiment NARES hingegen die geringsten Eisdicken auf. Das Meereis-Gesamtvolumen ist in den drei Experimenten nahezu gleich (vgl. Abb. VI.4).

VI.3.2 Ozean: Hydrografie und Strömungsfeld

Die Hydrografie des Nordpolarmeer ist nach 15 Jahren Integration noch stark von den Anfangsbedingungen geprägt. Für großskalige Änderungen im tiefen Ozean (d.h. unterhalb der Halokline) ist die Integrationszeit zu kurz (vgl. mittlere Verweilzeiten in Absatz III.1.4). Salzgehalte an der Oberfläche sind indessen durch den *Restoring*-Term an die Klimatologie (EWG 1997) gebunden. Bemerkenswerte Abweichungen von der Klimatologie findet man jedoch im Bereich der Kara- und Laptew-See, wo das Salzgehalts-*Restoring* den im Modell fehlenden Flusswassereintrag nicht wettmachen kann. Der mittlere *Restoring*-Fluss im 15. Jahr der Integration von Experiment PARRY+NARES ist in Abb. VI.12 für die Nordmeer/Nordatlantik-Region als virtueller Süßwasserfluss (d.h. in Einheiten von m/a) dargestellt. Nach (II.1) lassen sich aus dem *Restoring*-Fluss die Abweichungen des Oberflächensalzgehalts S_1 von der Klimatologie S^* errechnen. Nimmt man für eine einfache Abschätzung bezüglich des Jahresmittels einen typischen Oberflächensalzgehalt von 32 psu an, dann entspricht mit $\Delta z_1 = 20$ m und $\Lambda = 30$ d ein virtueller Süßwasserfluss von 2 m/a einer mittleren Salzgehaltsabweichung $\overline{S_1 - S^*}$ von etwa 0.27 psu. Positive Werte in Abb. VI.12 sind mit einem Salzgehaltsfluss aus dem Ozean heraus verbunden (virtueller Süßwasserfluss in den Ozean hinein), negative Werte bewirken einen Salzeintrag in den Ozean (virtueller Süßwasserfluss aus dem Ozean heraus). Der folgende Abschnitt beschreibt die Jahresmittel der Temperatur-, Salzgehalts- und Strömungsfelder von Experiment PARRY+NARES im 15. Integrationsjahr in den obersten 620 m der Nordmeer/Nordatlantik-Region.

Abb. VI.13a zeigt die Salzgehaltsverteilung gemittelt über die obersten drei Gitterboxen, d.h. 0–80 m.⁴ Salzreiches Wasser strömt aus dem Atlantik ins Europäische Nordmeer ein. Ein beträchtlicher Teil des Salzes gelangt über die Barents-See und im WSC ins Nordpolarmeer. Salzgehalte über 34 psu prägen das Europäische

⁴Im Nordpolarmeer umfassen die obersten 80 m die Deckschicht und den obersten Teil der kalten Halokline.

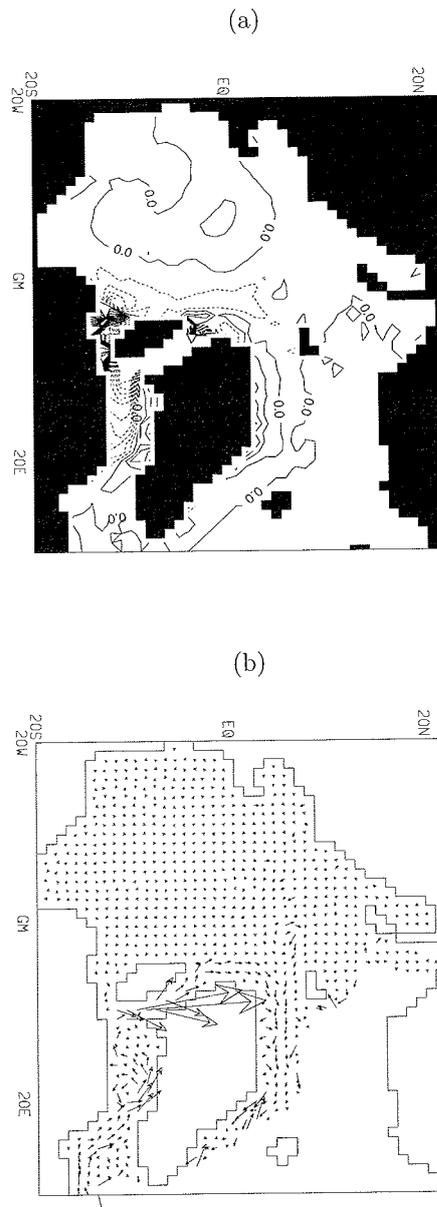


Abb. VI.10: Differenz Experiment PARRY – Experiment PARRY+NARES:
 (a) Jahresmittel der Eisdicke (Konturintervall: 0.05 m; max./min. Kontur: 0.5/-0.5 m), (b) Jahresmittel der Eisgeschwindigkeit (max. Vektor: 6.1 cm/s).

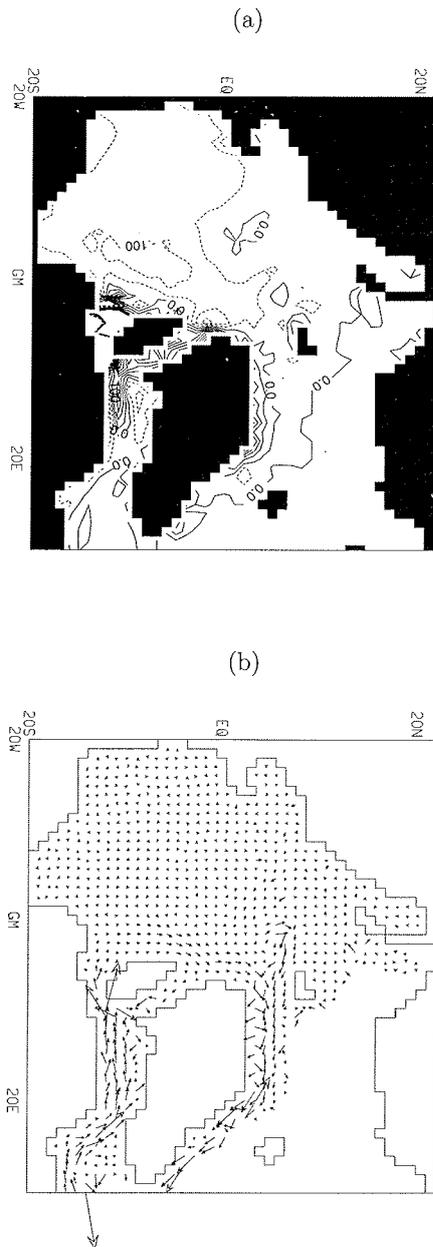


Abb. VI.11: Differenz Experiment NARES – Experiment PARRY+NARES:
 (a) Jahresmittel der Eisdicke (Konturintervall: 0.05 m; max./min. Kontur: 0.5/-0.5 m), (b) Jahresmittel der Eisgeschwindigkeit (max. Vektor: 3.0 cm/s).

Zwischenwasser-Schicht des Nordpolarmeeres ein (s. Absatz III.1.4).

Das Temperaturfeld im Oberflächenbereich (0–80 m) ist in Abb. VI.14a dargestellt. Ähnlich deutlich wie im Salzgehalt lässt sich auch hier der Einfluss Atlantischen Wassers erkennen. In 80–254 m Tiefe sind weite Bereiche des Eurasischen Beckens durch potenzielle Temperaturen über 0°C gekennzeichnet (Abb. VI.14b). Warme Wassermassen strömen durch die Fram-Straße ein. Oberflächenwärmeflüsse haben den Barents-See-Einstrom indes erheblich abgekühlt, so dass vergleichsweise kalte Wassermassen mit rund –0.5°C über den St. Anna-Trog ins Eurasische Becken eindringen (vgl. z.B. Schauer et al. 1997). Der Tiefenbereich 254–620 m umfasst den Kern Atlantischen Wassers und somit das Temperaturmaximum in der arktischen Wassersäule (Abb. VI.14c).

Abb. VI.15 und Abb. VI.16 zeigen Jahresmittel des Strömungsfeldes. Die Zirkulation gemittelt über 0–80 m im Europäischen Nordmeer ist durch den warmen NAC im Osten und den kalten EGC im Westen geprägt (vgl. Abb. III.3), so dass sich großräumig ein zyklonales Strömungsmuster ergibt (Abb. VI.15a). Der NAC spaltet sich auf in drei Äste. Der Barents-See- und der Fram-Straßen-Ast strömen ins Nordpolarmeer ein, ein rezirkulierender Ast führt dem EGC relativ warmes Wasser zu. Der EGC verlässt das Nordmeer durch die Dänemark-Straße und setzt sich jenseits vom Kap Farvel im Westgrönland-Strom fort. Während die Wassermassen im Barents-See-Ast durch Oberflächenflüsse erheblich modifiziert werden, verschwindet der Fram-Straßen-Ast bald von der Oberfläche und kann somit seine 'atlantischen Eigenschaften' besser erhalten. Das Modell reproduziert ein zyklonales Strömungsmuster im Eurasischen Becken und ein antizyklonales Muster, den Beaufort-Wirbel, im Kanadischen Becken. Kräftige Strömungen durch die Kanäle des Kanadischen Archipels bringen polares Oberflächenwasser in die Baffin-Bai, wo südwärtige Transporte dem Labrador-Strom Wassermassen zuführen und ein nordwärtiges Vordringen des Westgrönland-Stroms verhindern.

Abb. VI.15b zeigt das ozeanische Strömungsfeld gemittelt über 80–254 m. Das Zirkulationsmuster ist dem an der Oberfläche recht ähnlich. Deutlich ist hier aber der Einstrom Atlantischen Wassers durch die Fram-Straße weit ins Eurasische Becken hinein zu erkennen. Am St. Anna-Trog trifft die warme Wassermasse auf den Barents-See-Einstrom.

Die Zwischenwasser-Zirkulation im Nordpolarmeer gemittelt über 254–620 m ist in Abb. VI.16 dargestellt. Strömungsgeschwindigkeiten in dieser Tiefe sind wesentlich geringer als in den darüber liegenden Schichten. Relativ hohe Geschwindigkeiten sind in der Fram-Straße zu erkennen, so dass auch in diesem Tiefenbereich ein intensiver Austausch von Wassermassen zwischen dem Nordpolarmeer und dem Europäischen Nordmeer stattfinden kann. Das vom Modell reproduzierte Strömungsfeld besitzt große Ähnlichkeit mit dem von Rudels et al. (1994) vorgeschlagenen Muster der Zwischenwasser-Zirkulation (s. Absatz III.1.4; Abb. III.5). Zyklonale Strömungsfelder kennzeichnen nicht nur das Eurasische Becken, sondern auch das Makarow- und das Kanada-Becken.

Abb. VI.17a vergleicht das Salzgehaltsfeld gemittelt über das 15. Integrationsjahr und die obersten 80 m von Experiment PARRY mit dem von Experiment PARRY+NARES. Signifikante, großräumige Differenzen werden durch das Oberflächen-*Restoring* weitgehend verhindert. Lediglich in unmittelbarer Umgebung der Nares-Straße sind Unterschiede von bis zu 1.0 psu zu erkennen. Noch kleiner sind die Differenzen in tieferen Schichten (Abb. VI.17b); unterhalb 300 m sind sie schließlich



Abb. VI.14: Jahresmittel der potenziellen Temperatur in Experiment *PAR-RY+NARES*: (a) Gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m (Gebiete mit Temperaturen über 0°C sind dunkel markiert), (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m, (c) gemittelt über den Tiefenbereich 254–620 m (Konturintervall: 2°C für Werte über 0°C , 0.5°C für Werte unter 0°C).

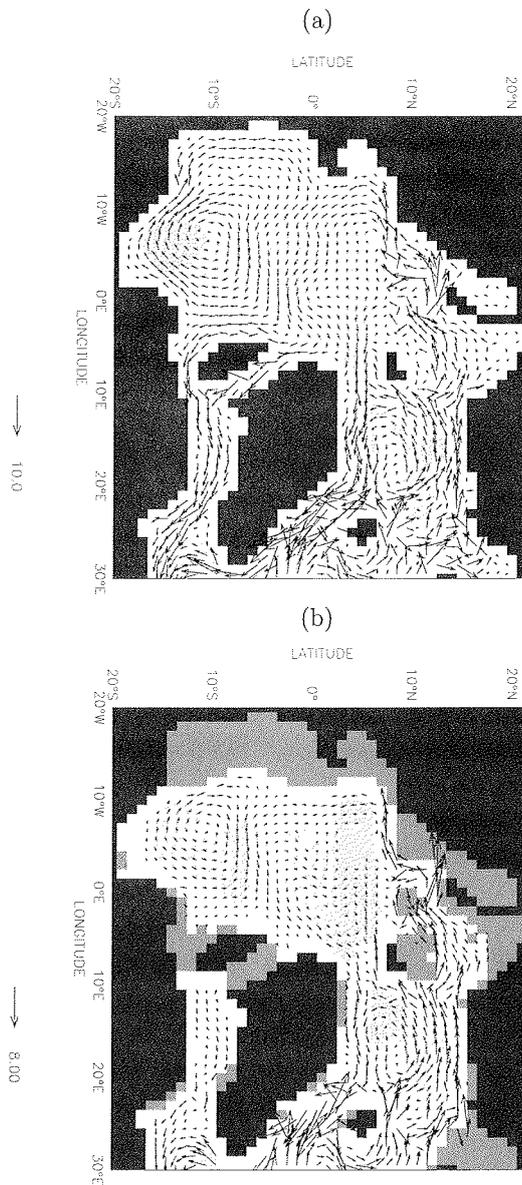


Abb. VI.15: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes in Experiment PARRY+NARES: (a) Gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m, (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s). Zur Orientierung an der Bodentopografie sind Gebiete mit Tiefen über 2500 m dunkel markiert.

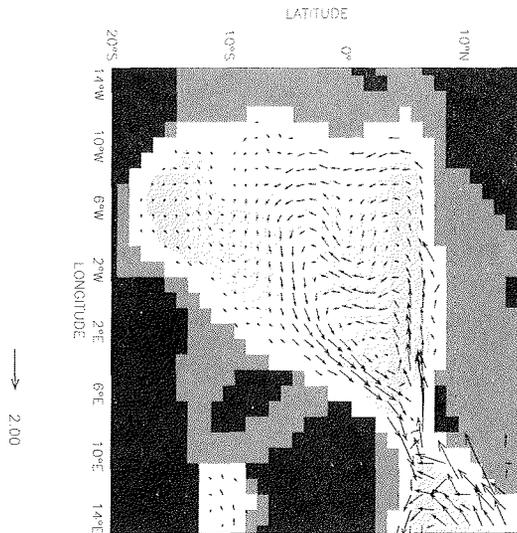


Abb. VI.16: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes in Experiment PARRY+NARES im Nordpolarmeer gemittelt über den Tiefenbereich 254–620 m (angegebene Geschwindigkeit in cm/s).

vernachlässigbar. Dennoch sind im Tiefenbereich 80–254 m erhöhte Salzgehalte in der Baffin-Bai und salzärmeres Wasser östlich von Grönland zu erkennen. Im selben Tiefenbereich zeigen sich in der Baffin-Bai auch die größten Unterschiede zwischen den Temperaturfeldern (Abb. VI.18). Aus Abb. VI.17 und VI.18 kann zusammenfassend der Schluss gezogen werden, dass nur geringe Unterschiede zwischen den hydrografischen Feldern der Experimente PARRY und PARRY+NARES bestehen. Für die großräumigen Strömungsfelder bedeutet dies einen ähnlichen Dichteantrieb.

Abb. VI.19 zeigt Differenzen im Zirkulationsmuster. Weite Teile des Nordpolarmeeress bleiben vom Schließen der Nares-Straße unbeeinflusst. Die deutlichsten Unterschiede sind im Bereich des Kanadischen Archipels, nördlich und östlich von Grönland sowie in der Baffin-Bai und südlich davon zu erkennen. In den obersten 80 m werden in Experiment PARRY ein erhöhter Durchstrom durch den Parry-Kanal, ein verstärkter EGC, ein zyklonaler Wirbel in der Baffin-Bai und abgeschwächter Transport in den Labrador-Strom sichtbar (Abb. VI.19a). Differenzen in der Oberflächenzirkulation sind denen in der Eisdrift qualitativ ähnlich (vgl. Abb. VI.10). Ein bemerkenswerter Unterschied zeigt sich jedoch im Parry-Kanal, wo die Geschwindigkeit des Eises nicht mit der erhöhten Ozean-Geschwindigkeit Schritt halten kann. Differenzen zwischen den Strömungsfeldern der Experimente PARRY und PARRY+NARES sind zwar auch noch im Tiefenbereich 80–254 m zu erkennen, nehmen mit der Tiefe jedoch drastisch ab (Abb. VI.19b). In Tiefen unterhalb 300 m sind die Geschwindigkeitsdifferenzen schließlich vernachlässigbar.

Differenzen in der Hydrografie zwischen Experiment NARES und Experiment PARRY+NARES gemittelt über das 15. Integrationsjahr sind in Abb. VI.20 (Salzgehalt) und Abb. VI.21 (potenzielle Temperatur) dargestellt. Die obigen Ausführungen zu Experiment PARRY können in ähnlicher Weise auch hier verwendet werden.

Abb. VI.22 zeigt Differenzen in den Strömungsfeldern. Wie in Experiment

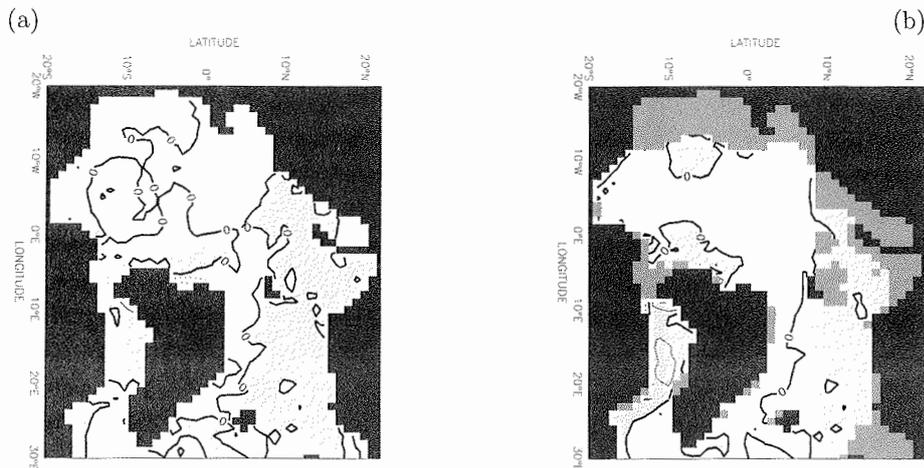


Abb. VI.17: *Differenz Experiment PARRY - Experiment PARRY+NARES: Jahresmittel des Salzgehalts (a) gemittelt über den Tiefenbereich 0-80 m (Konturintervall: 0.5 psu; Gebiete mit positiven Werten sind dunkel markiert), (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80-254 m (Konturintervall: 0.2 psu).*

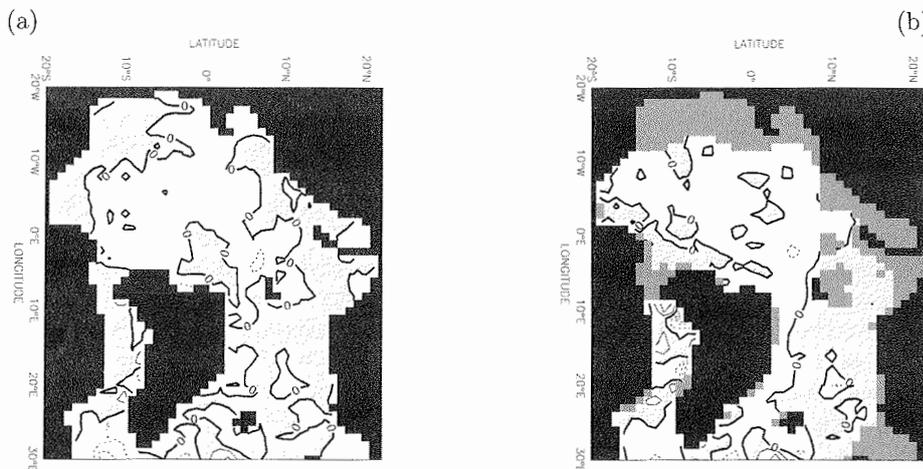


Abb. VI.18: *Differenz Experiment PARRY - Experiment PARRY+NARES: Jahresmittel der potenziellen Temperatur (a) gemittelt über den Tiefenbereich 0-80 m (Konturintervall: 0.5°C; Gebiete mit positiven Werten sind dunkel markiert), (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80-254 m (Konturintervall: 0.5°C).*

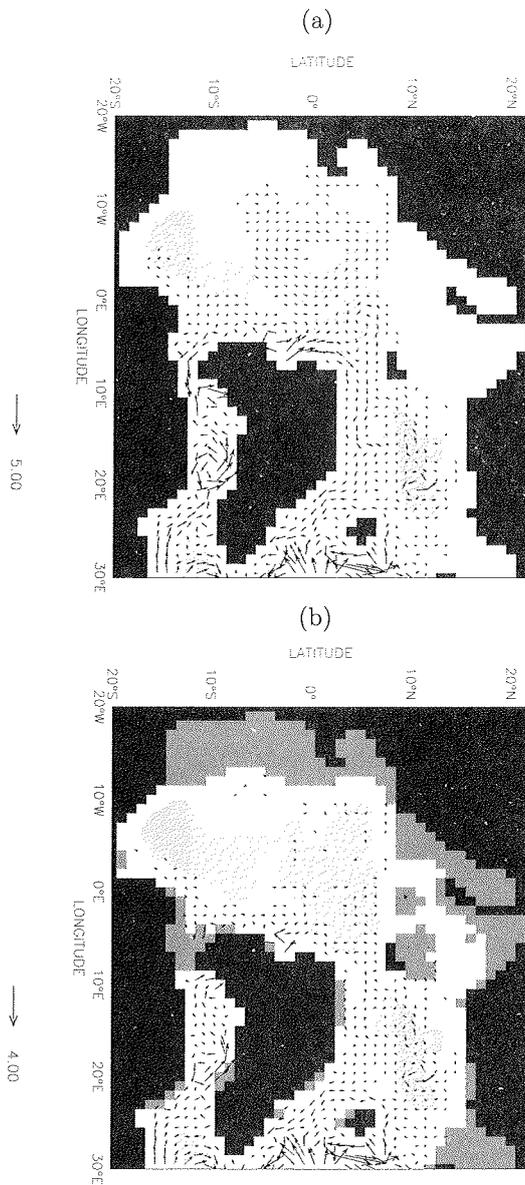


Abb. VI.19: *Differenz Experiment PARRY – Experiment PARRY+NARES: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes (a) gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m, (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s).*

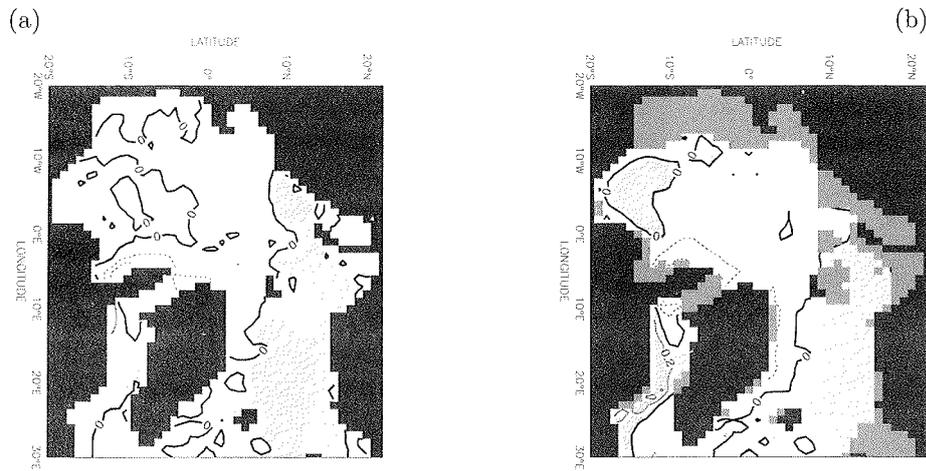


Abb. VI.20: Differenz Experiment NARES – Experiment PARRY+NARES: Jahresmittel des Salzgehalts (a) gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m (Konturintervall: 0.5 psu), (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m (Konturintervall: 0.2 psu).

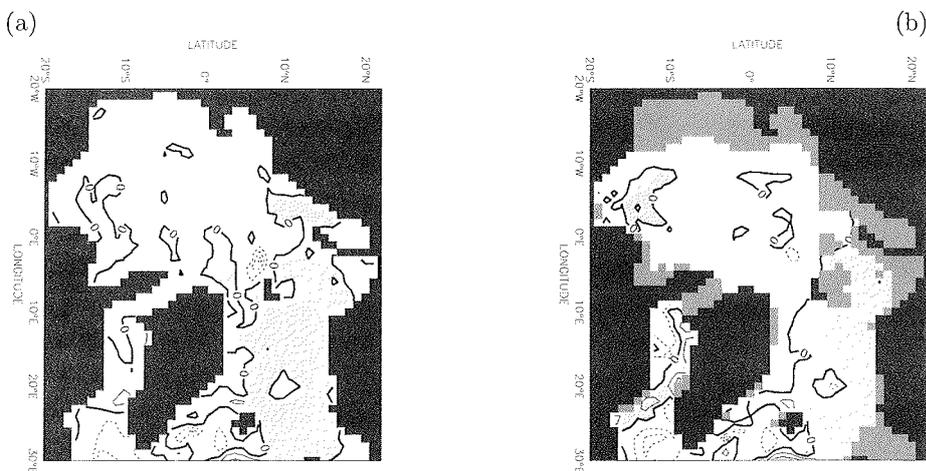


Abb. VI.21: Differenz Experiment NARES – Experiment PARRY+NARES: Jahresmittel der potenziellen Temperatur (a) gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m (Konturintervall: 0.5°C), (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m (Konturintervall: 0.5°C).

PARRY bleibt auch hier der tiefe arktische Ozean von Änderungen der Archipel-Geometrie nahezu unbeeinflusst. An der Oberfläche bestehen indes beträchtliche Unterschiede um den Archipel herum, im EGC und in der Baffin-Bai. Der in Experiment NARES fehlende Transport durch den Parry-Kanal wird durch verstärkte Ströme durch die Nares- und die Fram-Straße kompensiert. Transporte über die Barents-See sind in den drei Experimenten annähernd identisch.

VI.3.3 Volumentransporte

Ozeanische Transporte

Abb. VI.23 zeigt das vertikal integrierte Strömungsfeld im Nordpolarmeer von Experiment PARRY+NARES. Aufgrund der Formulierung des Ozean-Modells mit offener Oberfläche ist das Feld nicht divergenzfrei und eine barotrope Stromfunktion, die in *rigid-lid*-Modellen als prognostische Variable Volumentransporte direkt widerspiegelt, ist nicht definiert. Es lässt sich aber eine Pseudostromfunktion durch räumliche Integration des Strömungsfeldes definieren und diagnostisch berechnen, z.B.

$$\psi(\lambda, \phi, t) = \int_{\phi_{\min}}^{\phi} \int_{-H}^0 u(\lambda, \phi, z, t) dz a d\phi, \quad (\text{VI.1})$$

wobei ϕ_{\min} den südlichsten Breitengrad im *rotierten Modellgitter* bezeichnet. Die zonale Geschwindigkeitskomponente u wird auf Landpunkten gleich null gesetzt. Die Pseudostromfunktion ψ ist in Abb. VI.24 für Experiment PARRY+NARES im Jahresmittel dargestellt.

Aus Abb. VI.23 und Abb. VI.24 sind ein antizyklonaler Wirbel im Kanadischen Becken und ein zyklonales Strömungsmuster im Eurasischen Becken ersichtlich. Über weite Bereiche wird die barotrope Zirkulation von der Topografie 'gesteuert'.

Um den Einfluss des Kanadischen Archipels auf die Massen- bzw. Volumenbilanz⁵ des Nordpolarmeeres zu untersuchen, werden die Nettogesamttransporte durch die verschiedenen Ein- und Ausgänge berechnet. Abb. VI.25 zeigt die dafür verwendete Definition des Nordpolarmeer-Gebietes und seiner Öffnungen zum Nordatlantik bzw. Europäischen Nordmeer.

Die in den verschiedenen Experimenten errechneten ozeanischen Transporte sind im Jahresgang in Abb. VI.26 dargestellt. In Experiment PARRY+NARES findet im Jahresmittel ein Volumenexport von 1.2 Sv durch den Kanadischen Archipel (d.h. Parry-Kanal und Nares-Straße zusammen) statt, während 2.5 Sv in die Barents-See einströmen. Wie Abb. VI.24 zeigt, existieren in der Fram-Straße beträchtliche Transporte in beide Richtungen. Insgesamt ergibt sich hier ein Nettoexport von rund 1.4 Sv. Die Transporte unterliegen einem ausgeprägten Jahresgang mit Maximalwerten in Januar und Februar. Der ozeanische Ausstrom durch den Archipel und die Fram-Straße wird durch den Barents-See-Einstrom im Jahresmittel ausgeglichen. Dabei ist anzumerken, dass sich im Ozean-Modell mit freier Oberfläche Ein- und Ausströme nicht zu jedem Zeitpunkt kompensieren müssen.⁶

⁵Die Begriffe Massenbilanz und Volumenbilanz können im Rahmen der im Ozean-Modell gemachten Näherungen analog verwendet werden.

⁶Hierzu ein Rechenbeispiel: Ein Nettogesamteinstrom von 0.1 Sv während eines Monats führt zu einer mittleren Auslenkung der Oberfläche des Nordpolarmeeres um rund 2.5 cm (die Fläche des Nordpolarmeeres beträgt ca. $9 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$).

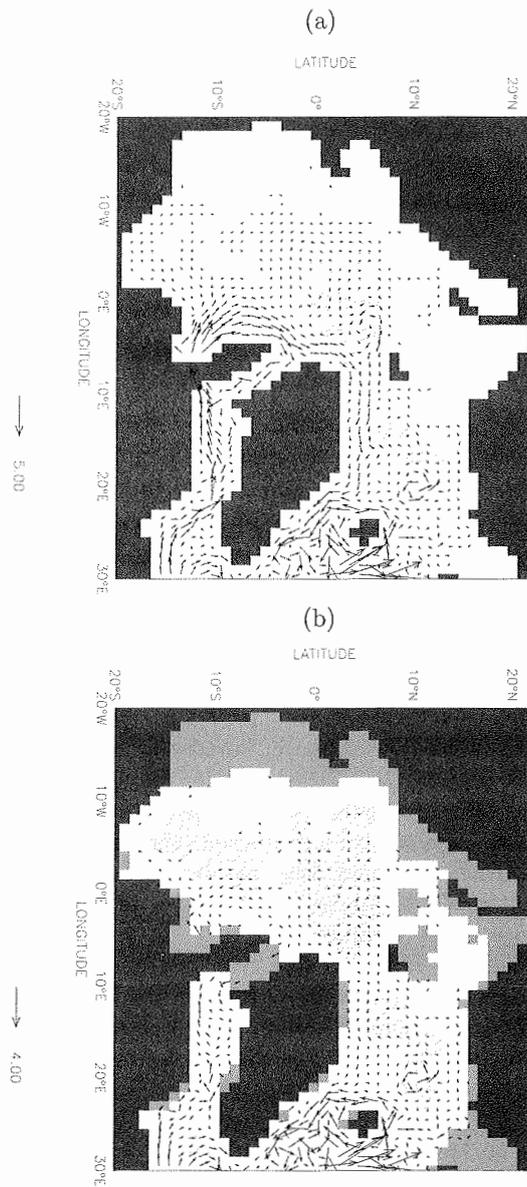


Abb. VI.22: Differenz Experiment NARES – Experiment PARRY+NARES: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes (a) gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m, (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s).

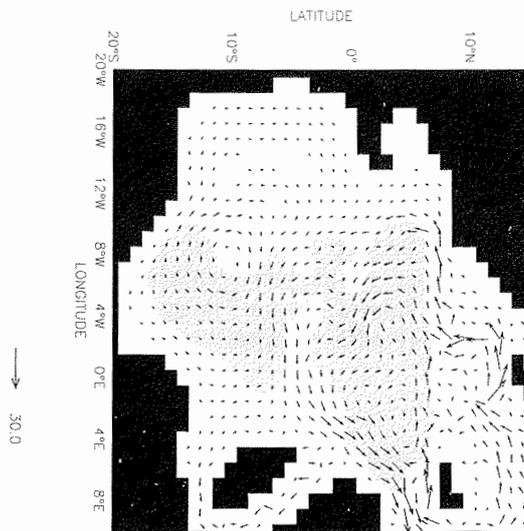


Abb. VI.23: Jahresmittel des vertikal integrierten Strömungsfeldes in Experiment PARRY+NARES (angegebener Transport in m^2/s).

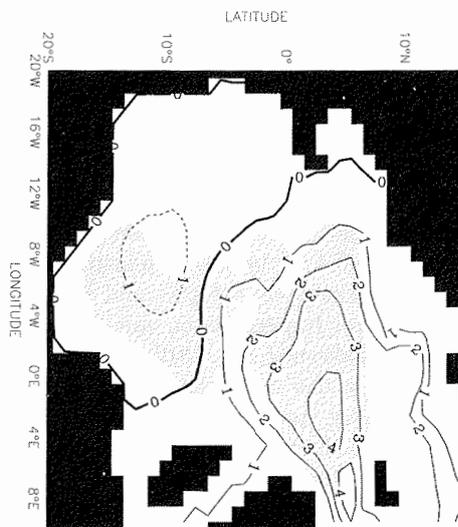


Abb. VI.24: Jahresmittel der Pseudostromfunktion nach (VI.1) in Experiment PARRY+NARES (Konturintervall: 1.0 Sv).

Das Verschließen eines Kanals im Archipel führt zur Abnahme des Gesamtausstroms durch den Archipel und zu einem entsprechend erhöhten Export durch die Fram-Straße. Transporte über die Barents-See bleiben nahezu unangetastet. Der Ausstrom durch den Archipel beträgt im Jahresmittel 0.8 Sv in Experiment PARRY und 0.7 Sv in Experiment NARES. Der Nettoexport durch die Fram-Straße beläuft sich auf 1.8 Sv in Experiment PARRY bzw. 1.9 Sv in Experiment NARES.

Intraannuelle Variabilität des Fram-Straßen-Durchstroms ist in den drei Experimenten nahezu identisch. Beträchtliche Unterschiede in der Transport-Variabilität sind indes im Archipel zwischen Experiment PARRY und Experiment PARRY+NARES bzw. Experiment NARES zu erkennen. Wird der Archipel-Transport allein dem Parry-Kanal überlassen, so sind jahreszeitliche Schwankungen vergleichsweise schwach ausgeprägt. Der Jahresgang der Transporte in Experiment NARES ist dem in Experiment PARRY+NARES hingegen sehr ähnlich.

Meereis-Transporte

Die Meereis-Volumentransporte durch die verschiedenen Öffnungen des Nordpolarmeeres sind in Abb. VI.27 für das 15. Integrationsjahr gezeigt. Im Jahresmittel exportiert das Nordpolarmeer Eis durch alle Passagen. Die Transporte unterliegen starken intraannuellen Schwankungen. Im Sommer zieht sich die Eisdecke in der Barents-See so weit zurück (vgl. Abb. VI.7b), dass der Eisexport verschwindet (Abb. VI.27c). Auch in der Fram-Straße sind die Eistransporte minimal im Sommer (Abb. VI.27b); hierfür sind relativ geringe sommerliche Eisgeschwindigkeiten verantwortlich. Im Kanadischen Archipel besitzt die intraannuelle Variabilität ein anderes Muster. Wie in Absatz VI.3.1 beschrieben, bringen interne Kräfte die kompakte Meereisdecke in den engen Kanälen des Archipels während der arktischen Wintermonate April und Mai fast zum Driftstillstand. Am deutlichsten zeigt sich dies in Experiment PARRY: der Eistransport durch den Parry-Kanal ist von Mitte November bis Ende Juni durchgängig annähernd null. Der jährliche Eisexport von 220 km³ durch den Kanadischen Archipel wird in Experiment PARRY fast allein in den Monaten Juli bis Oktober bewerkstelligt. In Experiment NARES ist der Export von 250 km³/a gleichmäßiger über das Jahr verteilt und von November bis Anfang Juli mit dem von Experiment PARRY+NARES annähernd identisch.

Der jährliche Eistransport durch die Kanäle des Archipels beträgt in Experiment PARRY+NARES 360 km³ und ist offensichtlich kleiner als die Summe der Transporte aus den Experimenten NARES und PARRY. Der Eisexport über die Barents-See ist in den drei Experimenten mit 440 km³/a gleich. Obwohl in Abb. VI.27b aufgrund der Skalierung der Ordinate nur schwer zu erkennen, zeigen sich jedoch Unterschiede in den mittleren Transporten durch die Fram-Straße, die von gleicher Größenordnung sind wie im Archipel. So werden in Experiment PARRY+NARES 3990 km³, in Experiment NARES 4180 km³ und in Experiment PARRY 4100 km³ Eis jährlich durch die Passage zwischen Grönland und Spitzbergen exportiert. Die verringerten Eistransporte durch den Kanadischen Archipel in den Experimenten NARES und PARRY gegenüber Experiment PARRY+NARES werden in der Fram-Straße kompensiert. Der gesamte Eisexport beträgt in den drei Experimenten rund 4800 km³/a (Tab. VI.2). Unterschiede im Jahresgang treten dabei nur in den Transporten durch den Archipel auf.

Das Modell produziert einen Fram-Straßen-Eisexport, der mit rund 0.13 Sv zwar recht hoch, aber dennoch vergleichbar mit anderen Modellergebnissen ist. So

errechnen die Modelle von Harder (1996) und Kreyscher et al. (1997) einen mittleren Fram-Straßen-Eisexport von 0.14 Sv bzw. 0.11 Sv. Aukrust & Oberhuber (1995) sowie Zhang et al. (1999) geben einen Transport von 0.12 Sv an. Tab. VI.3 liefert einen Überblick über die Ergebnisse weiterer Modellstudien und 'Beobachtungen'. Dabei ist zu bemerken, dass Abschätzungen des Eisexports durch Beobachtungen mit großen Unsicherheiten behaftet sind, sowohl hinsichtlich der Eisdicken-Bestimmung aus Eisecholot-Messungen als auch bei der Berechnung der Driftgeschwindigkeit, die entweder aus Luftdruck-Differenzen (Vinje et al. 1998) oder aus Satellitenbildern (Kwok & Rothrock 1999) abgeleitet wird. Beim Vergleich der Werte ist ferner zu beachten, dass verschiedene Zeiträume betrachtet werden, was aufgrund interannueller Variabilität zu zusätzlichen Diskrepanzen in den Ergebnissen führt. So schwanken beispielsweise die mittleren Jahresexporte in den Beobachtungen von Vinje et al. (op.cit.) aufgrund von Änderungen des Windfeldes zwischen 0.07 Sv im Jahr 1990/'91 und 0.15 Sv im Jahr 1994/'95. Für das Jahr 1994/'95 simulieren auch die Modelle von Kreyscher (1998), Hilmer et al. (1998) und Köberle & Gerdes (2003) Maximalexporte von 0.13–0.16 Sv.

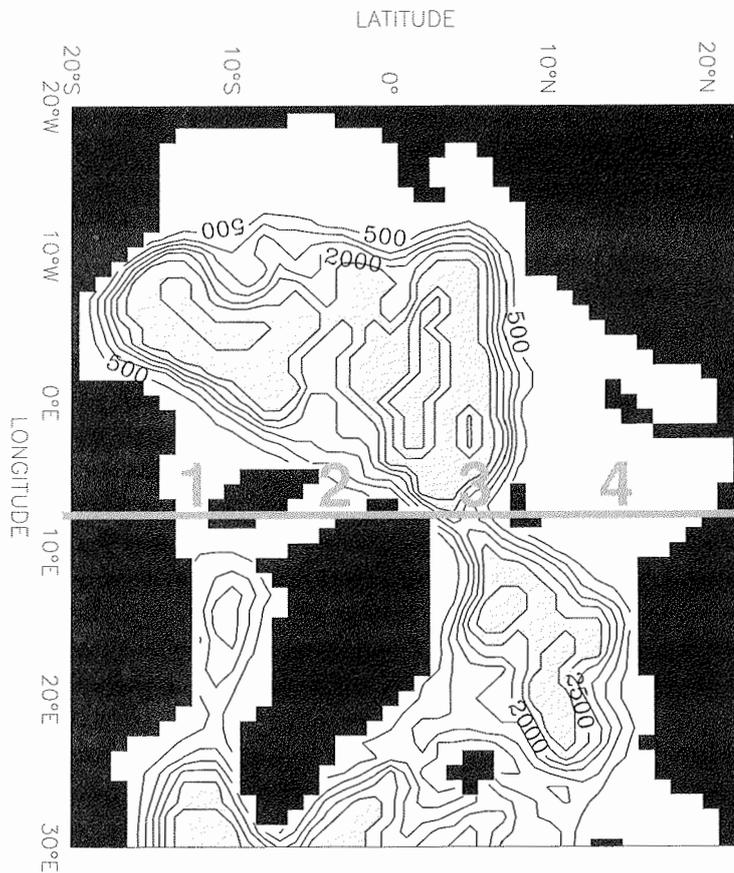


Abb. VI.25: Definition des Nordpolarmeeres zur Aufstellung einer Volumenbilanz. Transporte über die durchgezogene Linie werden berechnet (1 Parry-Kanal, 2 Nares-Straße, 3 Fram-Straße, 4 Barents-See). Die Bodentopografie ist in m angegeben.

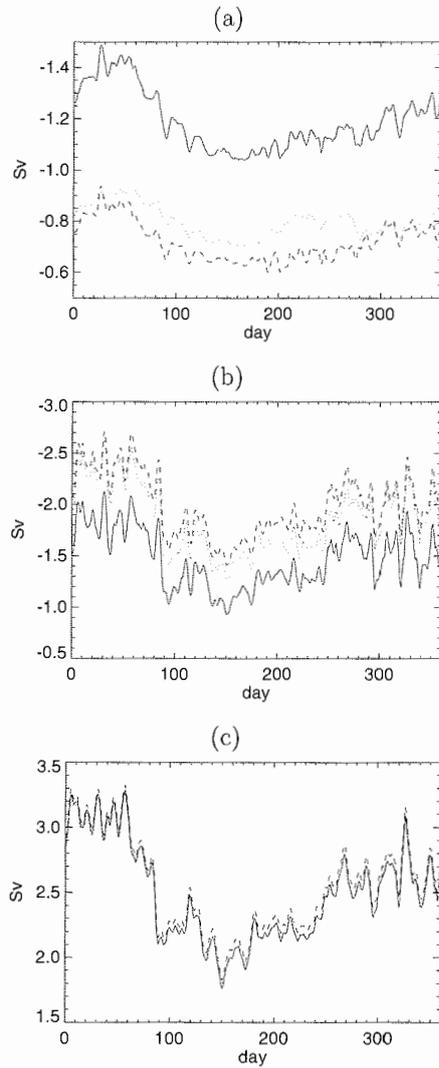


Abb. VI.26: Ozeanische Volumentransporte im 15. Integrationsjahr durch (a) den Kanadischen Archipel, (b) die Fram-Straße und (c) die Barents-See (geglättet mit einem 30-Tage-Boxcar-Filter). Durchgezogen: Experiment PAR-RY+NARES. Gestrichelt: Experiment NARES. Gepunktet: Experiment PAR-RY. Negative Werte kennzeichnen Transporte aus dem Nordpolarmeer heraus.

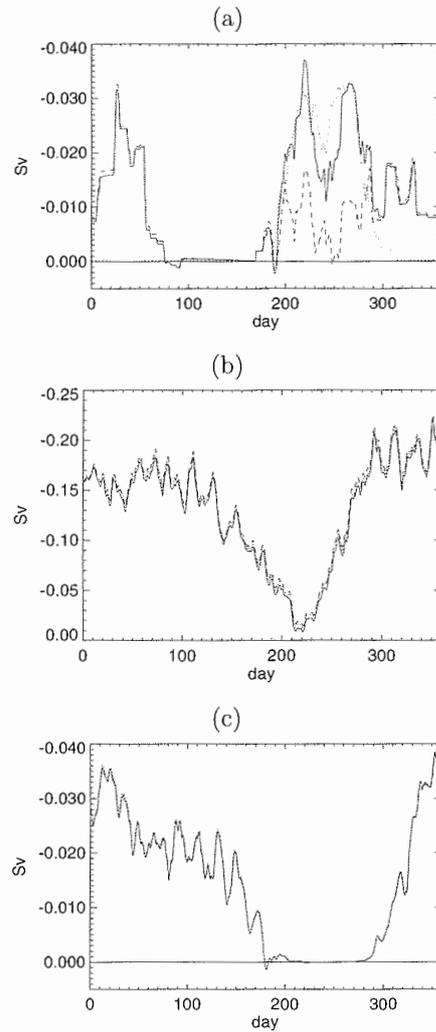


Abb. VI.27: Meereis-Transporte im 15. Integrationsjahr durch (a) den Kanadischen Archipel, (b) die Fram-Straße und (c) die Barents-See (geglättet mit einem 30-Tage-Boxcar-Filter). Durchgezogen: Experiment PARRY+NARES. Gestrichelt: Experiment NARES. Gepunktet: Experiment PARRY. Negative Werte kennzeichnen Transporte aus dem Nordpolarmeer heraus.

Experiment	Kanad. Archipel	Fram-Straße	Barents-See	Summe
PARRY+NARES	360	3990	440	4790
PARRY	220	4100	440	4760
NARES	250	4180	440	4870

Tab. VI.2: *Jährlicher Nordpolarmeer-Eisexport (in km³).*

Beobachtungen	mittlerer Eisexport (Sv)	Beobachtungszeitraum
Vinje et al. (1998)	0.09	1990–1996
Kwok & Rothrock (1999)	0.08	1990–1995
Modelle	mittlerer Eisexport (Sv)	Antriebszeitraum
Hibler (1979)	0.10	1962–1963
Hibler & Walsh (1982)	0.06	1973–1975
Walsh et al. (1985)	0.04	1951–1980
Häkkinen (1993)	0.06	1955–1975
Aukrust & Oberhuber (1995)	0.12	1985–1990
Häkkinen (1995)	0.06	1960–1985
Harder (1996)	0.14	1986–1992
Kreyscher et al. (1997)	0.11	1986–1992
Kreyscher (1998)	0.10	1979–1995
Hilmer et al. (1998)	0.09	1958–1997
Zhang et al. (1999)	0.12	1990–1994
Arfeuille et al. (2000)	0.16	1958–1998
Köberle & Gerdes (2003)	0.09	1948–1998
diese Arbeit	0.13	'typisches Jahr'

Tab. VI.3: *Mittlerer Eistransport durch die Fram-Straße. Ein Überblick über Beobachtungen und Modelle.*

VI.4 Diskussion

Können in Experiment PARRY+NARES Wassermassen das Nordpolarmeer durch zwei Kanäle des Kanadischen Archipels verlassen, so befinden sich in den Experimenten NARES und PARRY 'Barrieren' vor jeweils einem dieser Kanäle. Die (barotrope) Druckdifferenz zwischen dem Nordpolarmeer und dem Nordatlantik muss anderweitig balanciert werden. Abb. VI.28 zeigt die mittlere Oberflächenauslenkung in Experiment PARRY+NARES und offenbart eine Differenz von 10-30 cm zwischen der Baffin-Bai und dem zentralen Nordpolarmeer. Dieser Wert stimmt überein mit Angaben von Muench (1971) und Melling (2000), die diesen Druckunterschied für den Durchstrom durch den Kanadischen Archipel verantwortlich machen. Das Verschließen eines Kanals in Experiment NARES bzw. Experiment PARRY führt zu einem erhöhten Oberflächendruck auf der Nordpolarmeer-Seite (das Wasser staut sich auf) und einem verringerten Druck auf der Baffin-Bai-Seite. Diese Druckveränderungen setzen sich entlang der Beckenränder in der Ausbreitungsrichtung von Kelvin-Wellen fort. Das unmittelbare Resultat ist ein erhöhter Ausstrom entlang der Küste Grönlands im EGC, ein verstärkter Durchstrom durch den jeweils nicht verschlossenen Kanal des Archipels und eine entsprechend veränderte Zirkulation in der Baffin-Bai. Der Barents-See-Einstrom wird dadurch nicht beeinträchtigt.

Das ozeanische Dichtefeld spielt für den Durchstrom durch den Archipel eine wichtige Rolle, ermöglicht eine geeignete barokline Schichtung doch erst geostrophische Transporte über die f/H -Isolinien, die wegen des verschwindenden Beta-Effektes in hohen Breiten mit den Isobathen annähernd übereinstimmen. Zudem ist barokline Kompensation mit einem Verschwinden des Einflusses der Archipel-Geometrie auf die Strömung in der Tiefe verbunden: Die Zwischenwasser- und Tiefenzirkulation spürt nichts von veränderten Druckverhältnissen an der Oberfläche. Abb. VI.29 zeigt die Isohalinen in den obersten 200 m entlang eines Schnittes durch das Kanadische Becken (8°S im *rotierten Modellgitter*, s. Abb. VI.28) für die Experimente NARES und PARRY+NARES. Ein Absenken der Isohalinen, die mit den Isopyknen nahezu identisch sind, ist im zentralen Becken deutlich zu erkennen. An der Oberfläche befindet sich hier eine positive Auslenkung, das Drucksystem des antizyklonalen Beaufort-Wirbels (vgl. Abb. VI.28). Mit einer positiven Oberflächenauslenkung ist eine negative Auslenkung der darunter liegenden Isopyknen verbunden. In Abb. VI.29 äußert sich der in Experiment NARES vergleichsweise hohe Oberflächendruck unmittelbar nördlich des Archipels in tiefer liegenden Isohalinen. Unterschiede in barotropen Druckgradienten zwischen den Experimenten NARES und PARRY+NARES werden in der Tiefe folglich durch barokline Effekte kompensiert. Die heruntergedrückten Isohalinen erklären einen erheblichen Teil der Differenzen in den horizontalen Salzgehaltsverteilungen bezogen auf bestimmte Tiefen (Abb. VI.17; Abb. VI.20).

Wie kommen die Unterschiede in den Eisdickenfeldern zu Stande? Für die beträchtlichen Eisdicken-Differenzen in der Baffin-Bai sind sowohl dynamische als auch thermodynamische Prozesse verantwortlich. Am dünnsten ist das Baffin-Bai-Meereis in Experiment PARRY. Die Ursache für dieses Meereis-Defizit ist einerseits im geringen Zustrom polaren Eises durch den Kanadischen Archipel (vgl. Tab. VI.2), andererseits im Fehlen von Meereis bildender Ozeanfläche zu suchen. Abb. VI.6 weist die Nares-Straße als Eisbildungsgebiet mit einer Nettogefriertrate von $305 \text{ km}^3/\text{a}$

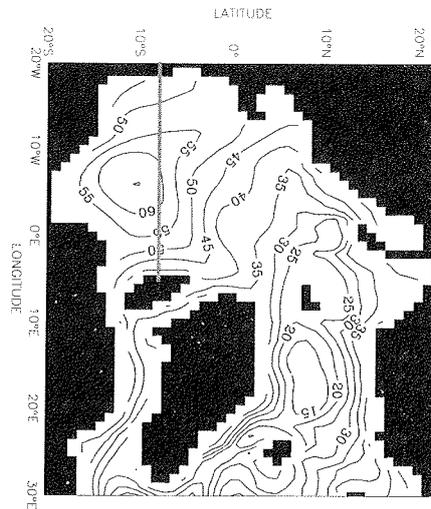


Abb. VI.28: Jahresmittel der Oberflächenauslenkung in Experiment PARRY+NARES (Konturintervall: 0.05 m). Die durchgezogene Linie markiert die Lage des in Abb. VI.29 dargestellten Schnittes.

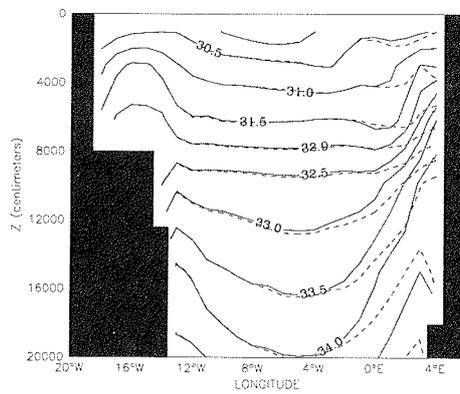


Abb. VI.29: Jahresmittel des Salzgehalts in den obersten 200 m eines Schnittes durch das Kanadische Becken (8°S im rotierten Modellgitter, s. Abb. VI.28); Ostsibirische Küste links, Kanadische Inseln rechts (Konturintervall: 0.5 psu). Durchgezogen: Experiment PARRY+NARES. Gestrichelt: Experiment NARES.

aus. Rund 70% dieses Eises wird südlich der in Abb. VI.25 gezogenen Grenzlinie des Nordpolarmeeres produziert und in den errechneten Eisexportraten (Tab. VI.2) daher nicht berücksichtigt. Das hier gebildete Meereis wird über die Baffin-Bai nach Süden transportiert. Im Gegensatz zur Nares-Straße ist der Bereich des Parry-Kanals kein Produktionsgebiet für Eis; hier lässt sich eine Nettoschmelze von $29 \text{ km}^3/\text{a}$ errechnen.

Besonders dickes Eis findet man in Experiment NARES in der Nares-Straße und südlich davon in der zentralen Baffin-Bai (Abb. VI.11a). Hierfür ist das Eisdriftfeld verantwortlich. Verglichen mit der Drift aus Experiment PARRY+NARES sind die südwardigen Eisgeschwindigkeiten in der Nares-Straße erhöht, während die südwärts gerichtete Drift in der zentralen Baffin-Bai abgeschwächt ist. Im Differenzen-Plot (Abb. VI.11b) zeigt sich folglich eine Eisdrift-Konvergenz, die zu einer größeren Eisdicke in Experiment NARES führt. Aus verstärkten Eistransporten infolge erhöhter Eisgeschwindigkeiten entlang der Küste Grönlands resultiert das im Vergleich zu Experiment PARRY+NARES dickere Eis im EGC, welches sowohl in Experiment PARRY (Abb. VI.10a) als auch in Experiment NARES (Abb. VI.11a) vorzufinden ist. Ursächlich für die Differenzen in den Eisgeschwindigkeiten sind vorrangig Schubspannungen zwischen Eis und Ozean, die gemäß (IV.48) unmittelbar mit den geostrophischen Ozean-Geschwindigkeiten an der Oberfläche zusammenhängen.

VI.5 Schluss

Obwohl eine strenge Validierung des Meereis-Modells aufgrund des Mangels an Daten (insb. Eisdickenmessungen) und des 'artificialen' Antriebs nicht möglich ist, zeigt eine qualitative Betrachtung der Resultate, dass das vorliegende Modell in Verbindung mit dem 'typischen' Jahr eine realitätsnahe Eisbedeckung simuliert. Sowohl die jahreszeitliche Verlagerung der Eiskante als auch der Bedeckungsgrad in der zentralen Arktis werden zufrieden stellend reproduziert. Allerdings scheint das Meereis-Gesamtvolumen recht groß zu sein. Im Rahmen von Parameter-Sensitivitätsstudien (hier nicht gezeigt) wurde daher versucht, das Meereis-Gesamtvolumen durch Veränderung der Albedo-Werte und des Eishärte-Parameters P^* in (IV.43) zu verringern, um bei gleichem atmosphärischen Antrieb eine bessere Übereinstimmung mit Eisvolumenwerten aus anderen Modellstudien zu erreichen. Tatsächlich kann eine Erhöhung von P^* die Eisdicke über dem Kanada-Becken und der Ostsibirischen See verringern, doch führt dies zu unerwünscht hohen Eiskonzentrationen in der sommerlichen Kara- und Laptew-See. Die Wirkung von Scherspannungen, die nach (IV.40) mit P^* zunehmen, unterdrückt dabei den notwendigen Eisexport aus der Kara-See. Das Herabsetzen der Schnee- und Eis-Albedo-Werte kann die Eisdicke ebenfalls großräumig verringern, resultiert jedoch in einen zu starken Rückgang der sommerlichen Eisbedeckung insbesondere über dem südlichen Eurasischen Becken. Daher wurde entschieden, die Werte aus Tab. IV.3 und Tab. IV.4 für die nachfolgenden Studien beizubehalten, denn eine mangelhaft reproduzierte Eisausdehnung wäre gravierender als erhöhte Eisdicken in Gebieten, in denen das Eis ohnehin eine große Mächtigkeit besitzt.

Die hydrografischen Felder werden im tiefen Ozean nach 15 Integrationsjahren noch wesentlich von den Anfangswerten bestimmt, während das relativ starke Salzgehalts-*Restoring* das Dichtefeld an der Oberfläche in allen drei Experiment gleichermaßen prägt. Das großskalige Strömungsfeld, welches das Ozean-Modell aus der Dichteverteilung berechnet, stimmt mit Beobachtungen gut überein.

Die durchgeführten Experimente zeigen, wie wichtig die Öffnung des Kanadischen Archipels für die arktische Ozean-Meereis-Modellierung ist. Der Archipel stellt nicht nur ein zusätzliches Nettoeisbildungsgebiet dar, sondern auch eine direkte Verbindung zwischen dem Nordpolarmeer und der Baffin-Bai. Durch die Kanäle des Archipels exportiert das Nordpolarmeer Eis und Meerwasser. Damit verbunden ist ein Süßwasserexport in die Baffin-Bai. Ohne an dieser Stelle eine exakte Süßwasserbilanz aufzustellen (dies soll in Absatz VII.6 anhand eines prognostischen Ozean-Meereis-Modells geschehen), lässt sich der Süßwassertransport durch den Archipel grob abschätzen. Bei einem Meerwasser-Volumentransport von 1 Sv und einem Salzgehalt des exportierten Wassers von 32 psu (vgl. Abb. VI.13a) ergibt sich ein ozeanischer Süßwassertransport von fast 2700 km³/a. Dieser Wert ist zwei- bis dreimal höher als der von Steele et al. (1996) bzw. Aagaard & Carmack (1989) angegebene. Den Rechnungen von Steele et al. (op.cit.) und Aagaard & Carmack (op.cit.) liegen Salzgehalte von 33.3 psu bzw. 34.2 psu zu Grunde, so dass geringere Süßwasserexporte resultieren. Zusammen mit dem Eistransport produziert das vorliegende Modell einen jährlichen Gesamtsüßwassertransport von annähernd 3000 km³ durch den Kanadischen Archipel. Ebenso wie im Modell-Experiment von Goosse et al. (1997b) kann das Salzgehalts-*Restoring* für den unrealistisch hohen Wert verantwortlich gemacht werden. Integriert man den in Abb. VI.12 gezeigten mittleren *Restoring*-Fluss

über die Fläche des Nordpolarmeeres (Definition wie in Abb. VI.25), so ergibt sich ein virtueller Süßwassereintrag von $7244 \text{ km}^3/\text{a}$. Dieser Süßwassereintrag muss in erster Linie die im Modell fehlende Zufuhr von Fluss- und Pazifik-Wasser kompensieren. Aus Fluss- und Pazifik-Wasser-Zufuhr errechnen Aagaard & Carmack (1989) jedoch lediglich einen Süßwassergewinn für das Nordpolarmeer von rund $5000 \text{ km}^3/\text{a}$. Ein ähnlicher Wert lässt sich aus neueren Messdaten gewinnen (s. Absatz VII.6). Der Süßwassereintrag aus *Restoring*-Flüssen ist demzufolge mehr als $2000 \text{ km}^3/\text{a}$ zu hoch, so dass der extreme Süßwassertransport durch den Kanadischen Archipel kompensiert werden kann.

Die Volumentransporte durch den Archipel stimmen indes gut mit Literatur-Werten (vgl. Absatz VI.1) überein. Der Export liegt zwischen 0.7 Sv in Experiment NARES und 1.2 Sv in Experiment PARRY+NARES. Trotz seiner relativ groben Auflösung vermag das Ozean-Modell realistische Transporte zu reproduzieren. Zufrieden stellend sind ferner die vom Modell erzeugten Eistransporte. Trotz des 'Ausbaggers' der Kanäle sind die internen Eiskräfte stark genug, um einen allzu starken Eisstrom durch den Archipel zu verhindern.

Zum Abschluss dieses Kapitels soll entschieden werden, welche Form des Kanadischen Archipels für die Entwicklung eines prognostischen Ozean-Meereis-Modells im weiteren Verlauf der Arbeit verwendet werden soll. Unzureichend dargestellte Transporte haben in einem prognostischen Modell viel weitreichendere Folgen als in einem Modell, dessen Oberflächensalzgehalte durch *Restoring* nie wegdriften können. Folgende Kriterien sollen bei der Entscheidung berücksichtigt werden:

- Der Eistransport durch den Archipel soll im Modell möglichst klein sein.
- Der Kanadische Archipel soll als Eisbildungsgebiet fungieren.
- Es soll keine intraannuelle Variabilität der Meereis- und Ozeantransporte durch den Archipel verloren gehen.

Die Anordnung von Experiment NARES erfüllt die Kriterien am besten. Die Nachteile von Experiment PARRY+NARES liegen in den recht hohen ozeanischen und Meereis-Transporten durch den Archipel, die auf Kosten der Fram-Straßen-Transporte gehen. Das 'Ausbaggers' der Kanäle im großskaligen Modell macht sich hier – wenn auch nur schwach – negativ bemerkbar. Die Unzulänglichkeiten der Anordnung PARRY liegen in der fehlenden Eisbildungsregion der südlichen Nares-Straße sowie in recht schwachen jahreszeitlichen Schwankungen der ozeanischen Transporte (vgl. Abb. VI.26a). Als Maßstab hierfür können die Schwankungen in Experiment PARRY+NARES genommen werden, in welchem beide Kanäle des Archipels berücksichtigt werden und somit die gesamte intraannuelle Variabilität des Durchstroms enthalten ist.

Im weiteren Verlauf der Arbeit wird sich zeigen, dass die gewählte Darstellung mit der Nares-Straße als einzige Öffnung im Kanadischen Archipel für die prognostische Ozean-Meereis-Modellierung geeignet ist. Die hier beschriebenen Modellergebnisse werden für alle weiteren Experimente als Anfangsbedingung verwendet.

KAPITEL VII

PROGNOSTISCHE OZEAN-MEEREIS-MODELLIERUNG I: Einfluss arktischer Süßwasserquellen auf die Zirkulation

VII.1 Experiment N: Der erste Versuch

VII.1.1 Einleitung

Ein prognostisches Modell verzichtet auf unphysikalische *Restoring*-Terme. Hydrografische Felder können sich dann frei entwickeln ohne an eine vorgeschriebene Klimatologie gebunden zu sein. Die Modellierung erhält hierdurch eine andere Qualität. Das Fehlen von *Restoring*-Termen kann aber zu einem ungewollten Wegdriften der Hydrografie führen. Defizite des Modells oder der Antriebsdaten können hierfür verantwortlich sein.

Als erster, simpler Versuch eines prognostischen Ozean-Meereis-Modells soll das im vorhergehenden Kapitel verwendete Modell NARES ohne Oberflächen-*Restoring* integriert werden. Die starken *Restoring*-Flüsse, die zur Aufrechterhaltung der niedrigen Salzgehalte im Nordpolarmeer nötig waren (vgl. Abb. VI.12), lassen jedoch kaum auf eine realistische Simulation der Zirkulation im prognostischen Modell hoffen. Damit nicht bereits der Einstrom Atlantischen Wassers ins Nordpolarmeer zu salzig ist und somit die dortige Hydrografie beeinträchtigt, sollen zumindest die wichtigsten *atlantischen* Süßwasserquellen in das Modell implementiert werden. Der nachfolgende Absatz beschreibt diese Quellen, deren Süßwasser ebenso wie der Niederschlag als Volumenfluss über die Oberfläche des Ozeans eingeht.

Das Ozean-Meereis-Modell wird auf das letzte (15.) Jahr der Integration von Experiment NARES aufgesetzt, um anschließend 30 Jahre prognostisch integriert zu werden. Zum Antrieb wird erneut das 'typische Jahr' verwendet. Das Experiment soll im weiteren Verlauf der Arbeit als Experiment N (da als einzige externe Süßwasserquelle für das Nordpolarmeer lediglich Niederschlag vorhanden ist) bezeichnet werden.

VII.1.2 Atlantische Süßwasserquellen

Tab. VII.1 listet die in das Modell implementierten *atlantischen* Süßwasserquellen auf. Es handelt sich dabei um die wichtigsten Quellen für den im Modell-Gebiet enthaltenen Teil des Atlantischen Ozeans mit Abflüssen von über 200 km³/a. Der Süßwassereintrag dieser Quellen beträgt insgesamt rund $11 \cdot 10^3$ km³/a und stellt schätzungsweise über 90% des Gesamtabflusses in den Atlantik dar (vgl. Grabs et al. 1996). Die vom GRDC¹ bereitgestellten Abflussdaten für die in Tab. VII.1 genannten Flüsse stammen von den jeweils mündungsnahen hydrometrischen Stationen. Die Zeiträume der vorhandenen Daten sind für die einzelnen Flüsse verschieden und reichen zum Teil bis zum Anfang des 20. Jahrhunderts zurück (s. Grabs et al. 1996). In Tab. VII.1 sind aus den jeweils vorhandenen Zeiträumen gemittelte Werte angegeben und als solche (ohne Jahresgang) ins Modell implementiert.

Ein Problem im GRDC-Abflussdatensatz stellen die Messungen für den St.-Lorenz-Strom dar. Die verfügbaren Daten stammen von der Messstation Cornwall, die weit im Hinterland Kanadas liegt, so dass ein beträchtlicher Teil des St.-Lorenz-Abflusssystemes nicht berücksichtigt wird. Für das vorliegende Modell wird daher der von Baumgartner & Reichel (1975) angegebene Wert verwendet.

Der Süßwassereintrag von der Küste Norwegens basiert auf Daten von Egenberg (1993). Egenberg (op.cit.) teilt die Küste in fünf Sektionen ein und gibt für jeden Abschnitt den entsprechenden Abfluss an: Halden-Mandal 67 km³/a, Mandal-Bergen 62 km³/a, Bergen-Trondheimsfjorden 94 km³/a, Trondheimsfjorden-Tromsø 105 km³/a, Tromsø-Pasvik 52 km³/a. Diesen Angaben entsprechend ist der Süßwassereintrag im Modell implementiert.

Weitere wichtige Süßwasserquellen für den Atlantischen Ozean stellen die relativ salzarmen Wassermassen der Hudson-Bai und der Ostsee dar, die den Labrador-Strom bzw. den Norwegischen Küstenstrom (NCC) speisen. Die Flusswasserzufuhr in die Binnenmeere ist beträchtlich und es ist wichtig, dieses Süßwasser dem Atlantik im Modell zukommen zu lassen. Da die Binnenmeere im Modell nicht explizit enthalten sind, wird der gesamte Flusswassereintrag der Hudson-Bai (Prinsenbergs 1984) bzw. Ostsee (Bergström & Carlsson 1994) an der Hudson-Straße bzw. am Skagerrak eingebaut. Die Nettoniederschlagsrate ($P - E$) über den Binnenmeeren beträgt lediglich 10% des Flusswassereintrags und kann somit vernachlässigt werden (z.B. Omstedt & Rutgersson 2000).

VII.1.3 Ergebnisse

Abb. VII.1 zeigt die zeitliche Entwicklung des Salzgehaltsfeldes gemittelt über die obersten 80 m für den arktischen Raum in Experiment N. Dargestellt ist jeweils die Situation am 1. Januar im Abstand von 5 Jahren. Deutlich ist zu erkennen, wie das Nordpolarmeer salziger wird. Bereits im 15. Jahr besitzen die Wassermassen in den Ausstromgebieten des Nordpolarmees, d.h. im EGC und in der Nares-Straße, Salzgehalte von über 34 psu und haben somit ihren polaren Charakter verloren. Nach 20 Jahren sind weite Teile des arktischen Ozeans 3 psu salziger als zu Beginn des Experiments. In der kaum ventilierten Laptew-See wird der Salzgehalt sogar größer als 40 psu. Nach 30 Jahren sind die zentralen arktischen Becken mit einer fast einheitlichen Wassermasse (Salzgehalt zwischen 34.5 und 35.0 psu) gefüllt. Nahezu

¹The Global Runoff Data Centre – Weltdatenbank Abfluss, Bundesanstalt für Gewässerkunde, D-56068 Koblenz.

Fluss/Süßwasserquelle	Volumeneintrag (km ³ /a)	Referenz
Amazonas + Xingu	5742	GRDC
Kongo	1248	GRDC
Orinoco	967	GRDC
Hudson-Bai (Hudson-Straße)	710	Prinsenbergs (1984)
Ostsee (Skagerrak)	483	Bergström & Carlsson (1994)
Mississippi	458	GRDC
Norwegische Küste	380	Egenberg (1993)
St.-Lorenz-Strom	330	Baumgartner & Reichel (1975)
Tocantins	360	GRDC
Magdalena	220	GRDC

Tab. VII.1: Im Modell implementierte atlantische Süßwasserquellen (s. Erläuterungen im Text).

das gesamte Süßwasser ist ausgeströmt und wurde durch salzreiches Wasser aus dem Atlantischen Ozean ersetzt. Abb. VII.2 zeigt, wie der mittlere Salzgehalt des Nordpolarmeeres² im Laufe von 30 Jahren um mehr als 0.2 psu zunimmt. Damit verbunden ist ein Verschwinden der Halokline, wie Abb. VII.3 und Abb. VII.4 zeigen.

Bei fehlender Halokline kann warmes, salzreiches Atlantisches Wasser konvektiv an die Oberfläche gemischt werden. Diese Vermischung findet im Wesentlichen im Winter statt, wenn sich Meereis bildet und die Wassersäule durch Salzfreigabe instabil wird. Das Einmischen Atlantischen Wassers in die oberflächennahen Schichten ist mit einem Salzfluss zur Oberfläche hin verbunden, der das Verschwinden der salzarmen Schichten beschleunigt. Zudem gelangt Wärme an die Oberfläche, die der Eisbildung entgegenwirkt. Abb. VII.5 zeigt die winterlichen Ozean-Eis-Wärmeflüsse im 30. Integrationsjahr von Experiment N. Flüsse von mehr als 20 W/m² treten in Gebieten auf, in denen sie bei Anwesenheit einer Halokline weniger als 5 W/m² betragen würden (vgl. Absatz VII.4.2; Abb. VII.30). Die extremen Wärmeflüsse sind mit einer Abnahme des Eisvolumens verbunden. Wie Abb. VII.6 zeigt, reduziert sich das Eisvolumen im Laufe von 30 Jahren um fast 40%. Maximale Wärmeflüsse von mehr als 30 W/m² treten nördlich der Laptew-See auf. Die Eisdickenverteilung (Abb. VII.7a) spiegelt die hohen Wärmeflüsse wider und offenbart eine dramatische Abnahme der Eisbedeckung des Eurasischen Beckens. Abb. VII.7b zeigt das Jahresmittel der Eisgeschwindigkeit. Verglichen mit den *Restoring*-Läufen aus dem vorhergehenden Kapitel (Abb. VI.5b) ist in Experiment N ein schwächerer Beaufort-Wirbel mit veränderter Drift auf der transpolaren Route zu erkennen.

Deutlichere Veränderungen treten im ozeanischen Zirkulationsmuster zu Tage. Abb. VII.8a zeigt das Jahresmittel der Oberflächenzirkulation (0–80 m) im 30. Integrationsjahr von Experiment N. Das arktische Strömungssystem hat mit dem in Abb. VI.15 gezeigten nur wenig gemein. Der antizyklonale Beaufort-Wirbel im Kanadischen Becken ist kaum zu erkennen; eine TPD, die ohne Umwege Wassermassen von den sibirischen Schelfregionen zur Fram-Straße transportiert, existiert nicht. Der EGC wird in Experiment N kaum mehr mit polaren Wassermassen aus der

²Das Gebiet des Nordpolarmeeres ist gemäß Abb. VI.25 definiert.

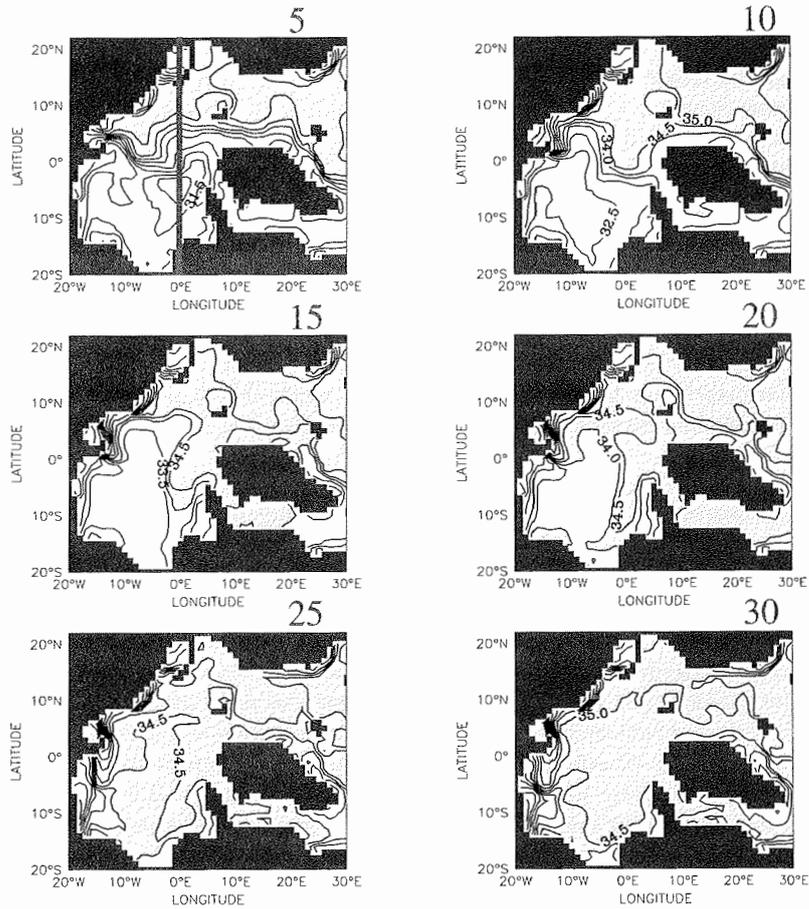


Abb. VII.1: Salzgehalt in Experiment N gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m (Konturintervall: 0.5 psu; Gebiete mit Salzgehalten über 34 psu sind dunkel markiert) zu Beginn des jeweils angegebenen Integrationsjahres. Die durchgezogene Linie (Abb. oben links) markiert die Lage des in Abb. VII.3 dargestellten Schnittes.

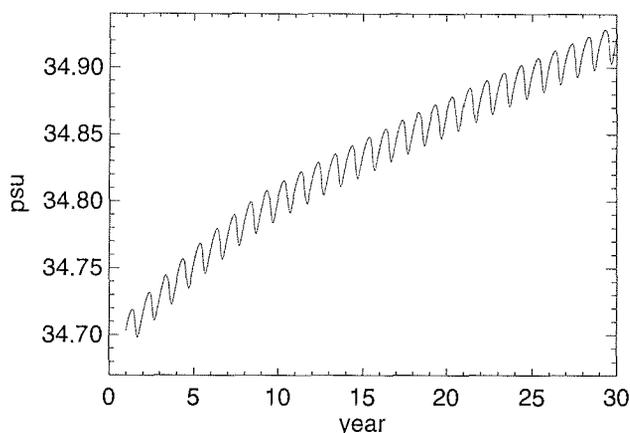


Abb. VII.2: Zeitliche Entwicklung des mittleren Salzgehalts im Nordpolarmeer in Experiment N. Dem positiven Trend sind jahreszeitliche Schwankungen (im Wesentlichen aufgrund von Meereisschmelz-/gefrierprozessen) überlagert.

Fram-Straße gespeist. Auf dem Weg von Spitzbergen zur Dänemark-Straße zweigt ein JMC (*Jan Mayen Current*; vgl. Abb. III.3) nach Osten hin ab, so dass sich nunmehr zwei zyklonale Wirbel im Europäischen Nordmeer bilden. Der EGC verliert in Experiment N die Eigenschaften eines dichtegetriebenen Küstenstroms, ist weit südlich der Fram-Straße aufgrund des Windantriebs aber noch immer recht kräftig. Ferner sind in Experiment N die südwardigen Ströme in der Baffin-Bai zusammengebrochen, so dass der Westgrönland-Strom weit nach Norden vordringen kann. Das Strömungsmuster im Tiefenbereich 80–254 m (Abb. VII.8b) ist mit der Oberflächenzirkulation fast identisch. Selbst in größeren Tiefen spiegelt die Struktur des Zirkulationsmusters jene der Oberfläche wider (Abb. VII.9). Der Einstrom warmen Atlantischen Wassers durch die Fram-Straße verschwindet in allen Tiefen. Die fast vollständig fehlende Schichtung ist mit einem barotropen Strömungssystem verbunden. Das vertikal integrierte Strömungsfeld im Nordpolarmeer zeigt Abb. VII.10. Die Pseudostromfunktion gemäß (VI.1) ist in Abb. VII.11 dargestellt. Ein extrem starker zyklonaler Wirbel bestimmt die Zirkulation im östlichen Teil des Eurasischen Beckens, während ein antizyklonaler Wirbel den westlichen Teil beherrscht. Ein Vergleich mit Experiment NARES bzw. PARRY+NARES (Abb. VI.24) macht deutlich, wie stark der Einfluss des Salzgehalts- bzw. Dichtefeldes auf die barotrope Zirkulation in der Arktis ist.

VII.1.4 Diskussion

Die Resultate zeigen, wie gravierend ein fehlender Süßwassereintrag für die Zirkulation im Nordmeer ist. Insbesondere die Dynamik in der Fram-Straße und somit der Wassermassen-Austausch zwischen dem Nordpolarmeer und dem Europäischen Nordmeer scheinen entscheidend von der Dichteverteilung abzuhängen. Das Fehlen eines warmen Atlantischen Einstroms und einer arktischen Halokline haben beträchtliche Folgen für den ozeanischen Wärmehaushalt. Ersteres wirkt einem Ab-

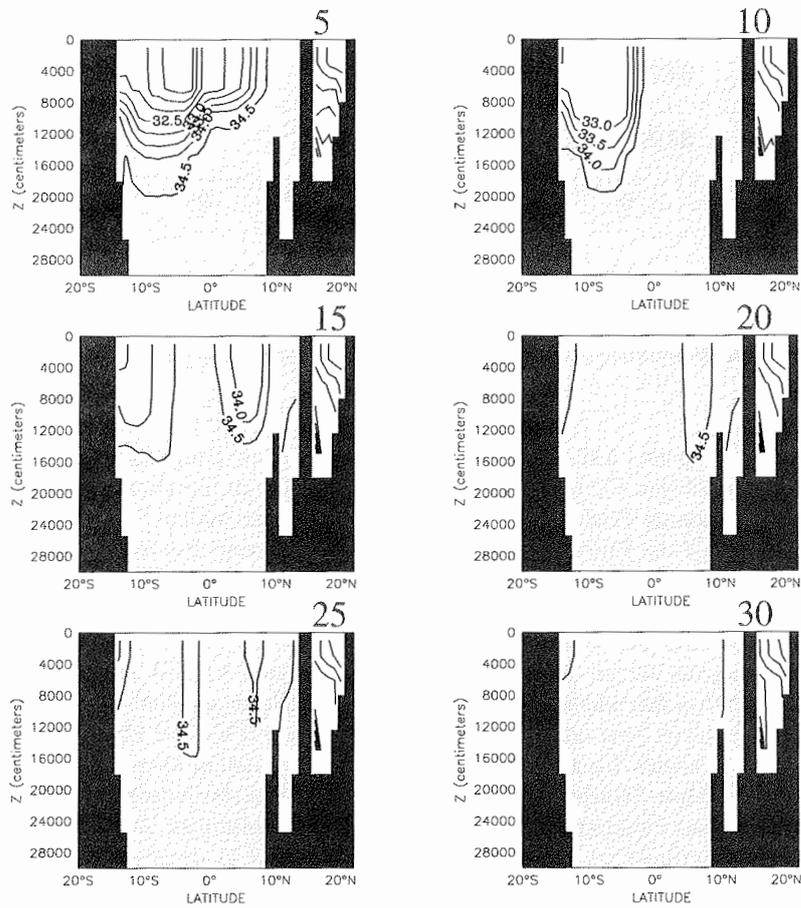


Abb. VII.3: Salzgehalt in den obersten 300 m eines Schnittes durch das Nordpolarmeer (Null-Meridian im rotierten Modellgitter, s. Abb. VII.1; Kanada links, Kara-See rechts) zu Beginn des jeweils angegebenen Integrationsjahres in Experiment N (Konturintervall: 0.5 psu; Gebiete mit Salzgehalten über 34 psu sind dunkel markiert).

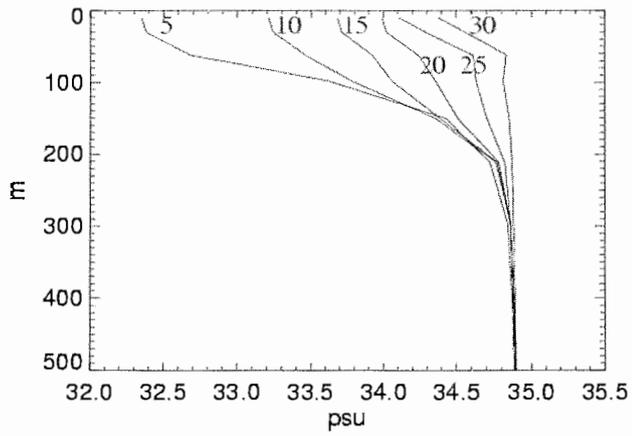


Abb. VII.4: Tiefenprofile des horizontal gemittelten Salzgehalts im Nordpolarmeer (das Gebiet des Nordpolarmeeres ist gemäß Abb. VI.25 definiert) zu Beginn des jeweils angegebenen Integrationsjahres in Experiment N.



Abb. VII.5: Eis-Ozean-Wärmefluss gemittelt über die Winterperiode (Dez.-Feb.) des letzten Integrationsjahres von Experiment N (Konturintervall: 5.0 W/m^2 ; min. Kontur: -30.0 W/m^2).

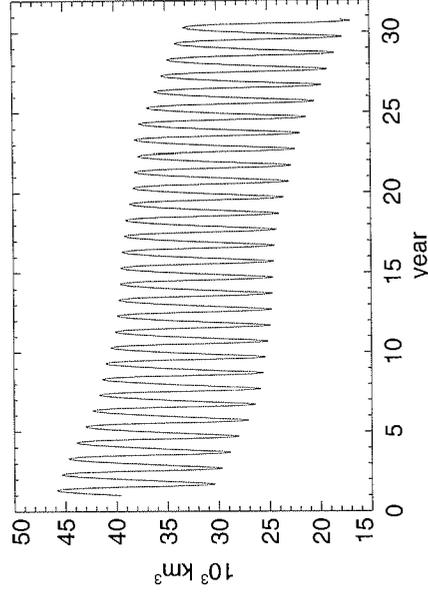


Abb. VII.6: Zeitliche Entwicklung des Meereis-Gesamtvolumens in Experiment N.

schmelzen der Meereisdecke zwar entgegen, kann eine Abnahme des Eisvolumens um rund 40% innerhalb von drei Jahrzehnten jedoch nicht verhindern.

Der erste Versuch eines prognostischen Ozean-Meereis-Modells kann als gescheitert betrachtet werden. Es genügt offenbar nicht, einfach das Salzgehalts-*Restoring* aus dem Modell zu entfernen, will man über mehrere Jahrzehnte integrieren. Die Verweildauer von Süfwasser in der Halokline des Nordpolarmeeres ist hierfür zu gering (vgl. Absatz III.1.4). Süfwasser verlässt das Nordpolarmeer nach Aagaard & Carmack (1989) hauptsächlich durch die Fram-Straße und den Kanadischen Archipel. Balanciert wird der Süfwasserexport nur zum Teil durch Niederschläge über dem Nordpolarmeer. Der Eintrag von Fluss- und Pazifikwasser ist nach Aagaard & Carmack (op.cit.) weitaus wichtiger. Diese Süfwasserquellen sind in Experiment N nicht vorhanden und müssen im Folgenden implementiert werden.

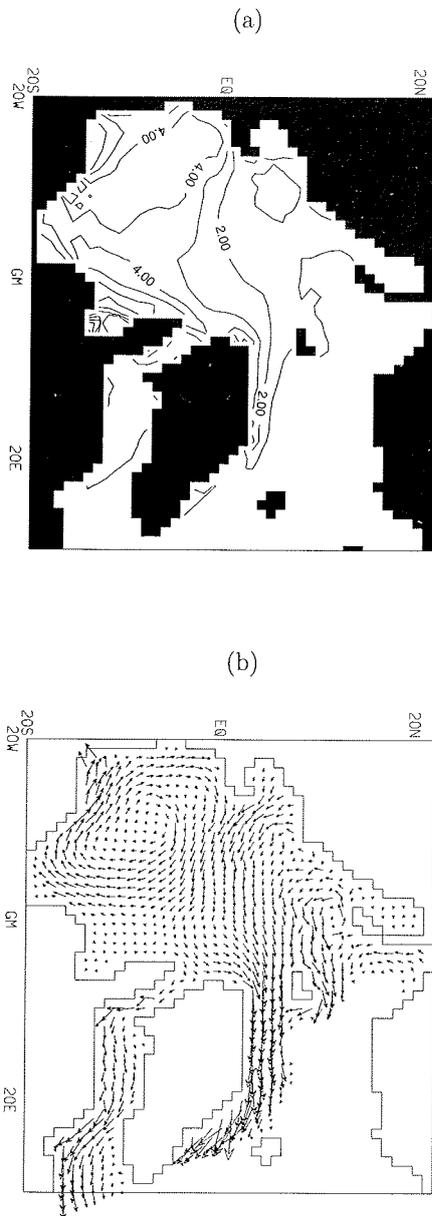


Abb. VII.7: (a) Jahresmittel der Eisdicke im 30. Integrationsjahr von Experiment N (Konturintervall: 1.0 m). (b) Jahresmittel der Eisgeschwindigkeit (max. Vektor: 13.2 cm/s).

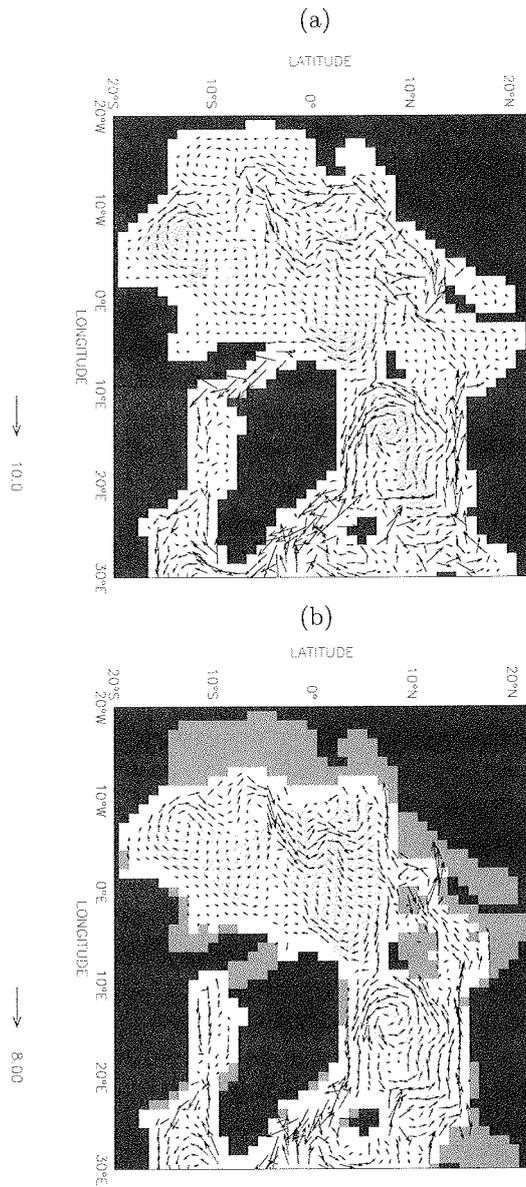


Abb. VII.8: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes im 30. Integrationsjahr von Experiment N: (a) Gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m, (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s).

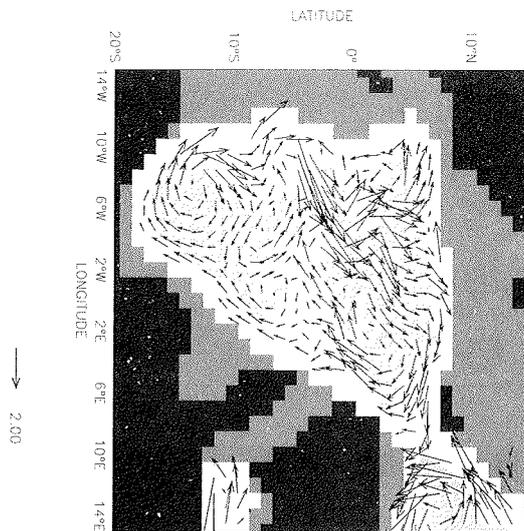


Abb. VII.9: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes in Experiment N im Nordpolarmeer gemittelt über den Tiefenbereich 254–620 m (angegebene Geschwindigkeit in cm/s).

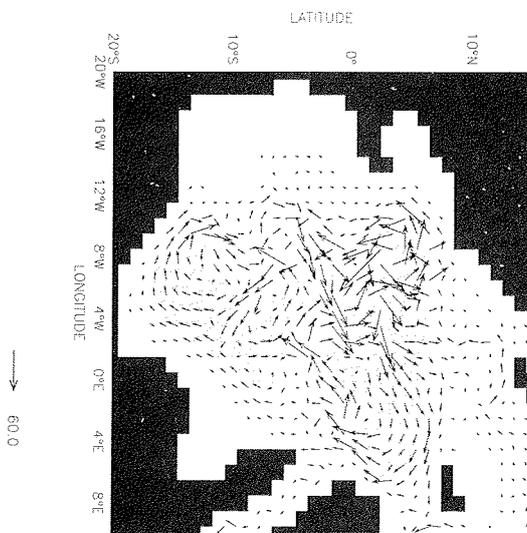


Abb. VII.10: Jahresmittel des vertikal integrierten Strömungsfeldes im 30. Integrationsjahr von Experiment N (angegebener Transport in m^2/s).

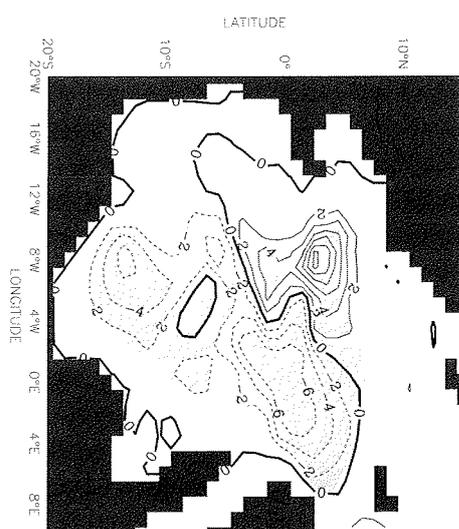


Abb. VII.11: Jahresmittel der Pseudoströmfunction nach (VI.1) in Experiment N (Konturintervall: 2.0 Sv).

VII.2 Experiment NF: Arktische Flüsse

VII.2.1 Einbau arktischer Flüsse in das Modell

Arktische Flüsse mit einem jährlichen Süßwasserabfluss von über 30 km^3 sollen im vorliegenden Modell neben den in Abschnitt VII.1.2 beschriebenen atlantischen Flüssen explizit berücksichtigt werden. Abb. VII.12 zeigt die geografische Lage der arktischen Flüsse und ihre jeweilige Abflussrate. Die Herkunft der Daten ist Tab. VII.2 zu entnehmen.

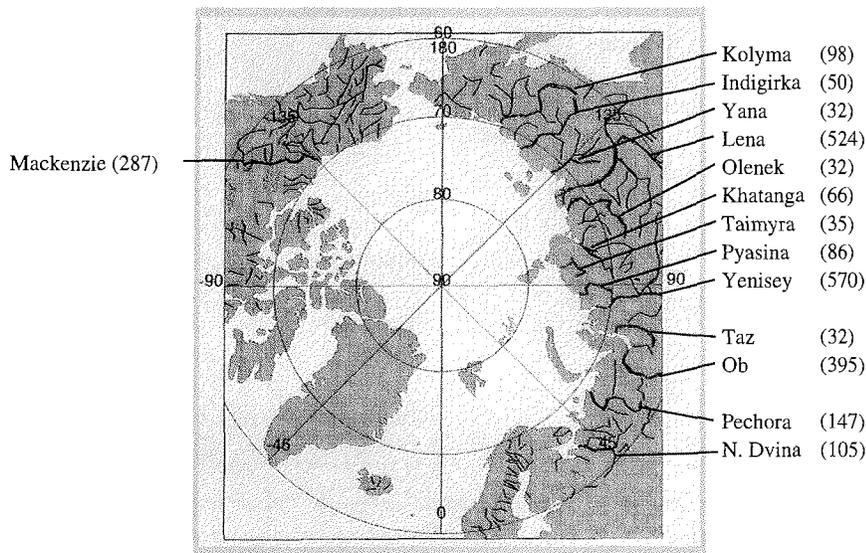


Abb. VII.12: Geografischer Überblick über die im Modell implementierten arktischen Flüsse mit ihrer jeweiligen Abflussrate (in km^3/a).

Wie im Fall der atlantischen Flüsse stammen die vom GRDC bereitgestellten Abflussdaten von den jeweils mündungsnahsten hydrometrischen Stationen (Tab. VII.2). Die Zeiträume der verfügbaren Daten sind auch für die arktischen Flüsse sehr unterschiedlich. Zum Einbau des Flusswassereintrags in das vorliegende Modell werden monatliche Mittelwerte für jeden Fluss über den jeweils verfügbaren Datenzeitraum errechnet.³ Ein 'typischer' Jahresgang des Abflusses wird somit für den Modellantrieb erstellt. Die Flüsse Khatanga, Pjassina und Taimyra (keine kontinuierlichen hydrometrischen Messungen) sind bislang nicht in den Datenbanken des GRDC vorhanden. Der monatliche Süßwassereintrag der Flüsse Taimyra und Pjassina wird deshalb dem Atlas von Treshnikov (1985) entnommen, während Daten für den Fluss Khatanga von Becker (1995) übernommen werden.

Abb. VII.13 zeigt Abflussdiagramme der 14 implementierten arktischen Flüsse, von denen einige zu den größten der Welt zählen. So beträgt der Eintrag der "vier

³Nur 'vollständige' Jahre (d.h. Jahre ohne Datenlücken) werden in die Rechnungen einbezogen.

Fluss	Daten-Quelle	Station	Zeitraum der verfügb. Daten
Mackenzie	GRDC	Arctic Red River	1972–1992
Kolyma	GRDC	Kolmskaya	1978–1994
Indigirka	GRDC	Vorontsovo	1937–1994
Yana (Jana)	GRDC	Ubilenaya	1978–1994
Lena	GRDC	Kusur	1935–1994
Olenek (Olenjek)	GRDC	7.5 km downstream of River Pur	1965–1984
Khatanga (Chatanga)	Becker (1995)	Khatanga	1961–1987
Taimyra	Treshnikov (1985)	–	–
Pyasina (Pjassina)	Treshnikov (1985)	–	–
Yenisey (Jenissei)	GRDC	Igarka	1936–1995
Taz (Tas)	GRDC	Sidorovsk	1978–1994
Ob	GRDC	Salekhard	1930–1994
Pechora (Petschora)	GRDC	Oksino	1989–1993
Northern Dvina (Nördl. Dwina)	GRDC	Ust-Pinega	1881–1993

Tab. VII.2: Im Modell implementierte arktische Flüsse und Herkunft ihrer Abflussdaten. Die Datensätze sind innerhalb der angegebenen Zeiträume teilweise lückenhaft. Anmerkungen zur Datenqualität finden sich in GRDC (1995).

Großen" (Mackenzie, Lena, Jenissei und Ob) rund $1800 \text{ km}^3/\text{a}$ bei einem Einzugsgebiet von insgesamt 10^7 km^2 . Allen arktischen Flüssen gemein ist ein ausgeprägter Jahresgang. Während sich der winterliche Ausstrom auf ein Minimum reduziert (kleinere Flüsse können sogar vollständig zufrieren), werden im arktischen Sommer (Mai–Juli) nach der Frühjahrsschmelze Maximalwerte erreicht. Wie Abb. VII.13 zeigt, findet bei allen sibirischen Flüssen östlich von 90°O mehr als 85% des Jahresgesamtausstroms in den Monaten Mai–September statt. Mit höheren winterlichen Abflusswerten ist der Jahresgang der westsibirischen und osteuropäischen Flüsse etwas weniger stark ausgeprägt. Plitkin (1978) führt dies auf das weniger kontinentale Klima und die veränderte Rolle der Böden für die Hydrologie zurück. Hinzu kommt, dass die Größe der Einzugsgebiete der westsibirischen Flüsse Ob und Jenissei⁴ den Abfluss reguliert. Ähnliches gilt auch für den kanadischen Mackenzie, dessen Abfluss zudem durch die großen Seen (Großer Bärensee, Großer Sklavensee, Athabascasee), die ihn speisen, reguliert wird. Der Bau von Staudämmen seit den 50er Jahren (O. F. Vasiliev 1997, pers. Mitteilung) hat den Jahresgang sibirischer Flüsse nur ge-

⁴Das Einzugsgebiet des Ob reicht bis 46°N in den Süden.

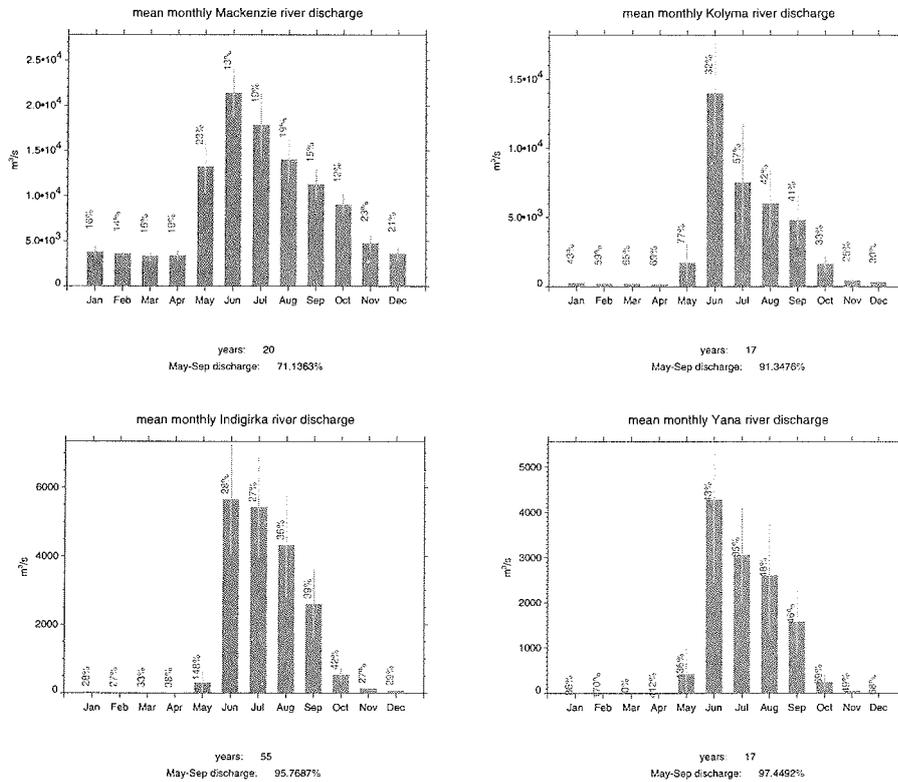


Abb. VII.13: Monatliche Werte des Süßwassereintrags der im Modell implementierten arktischen Flüsse gemittelt über den jeweils angegebenen Zeitraum. Die schmalen Balken zeigen die Standardabweichung des Abflusses für den jeweiligen Monat an. Interannuelle Variabilität ist definiert als der Quotient aus Standardabweichung und Mittelwert und als Prozentwert an den entsprechenden Balken geschrieben. Ferner ist der Abfluss in den Monaten Mai bis September im Verhältnis zum jährlichen Gesamteintrag angegeben. Nur vollständige Jahre (d.h. Jahre ohne Datenlücken) wurden in die Statistik einbezogen.

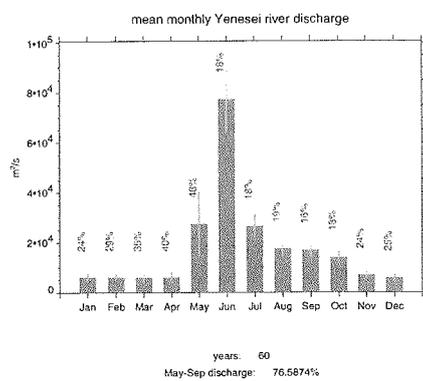
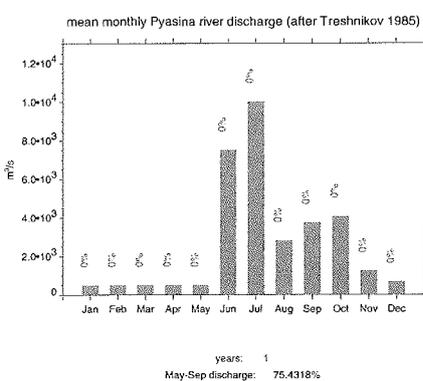
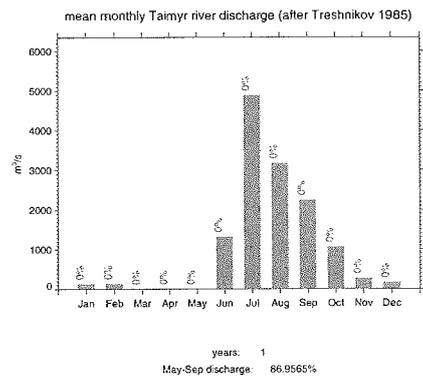
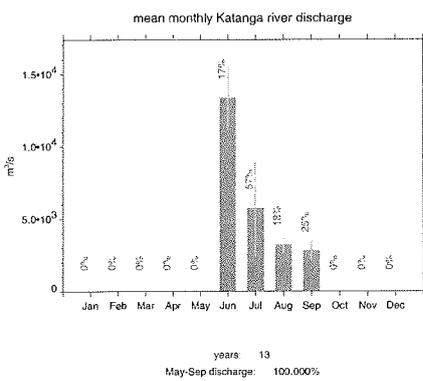
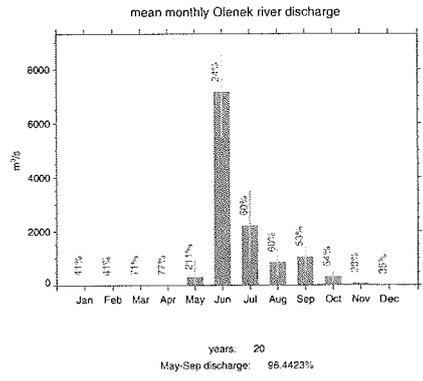
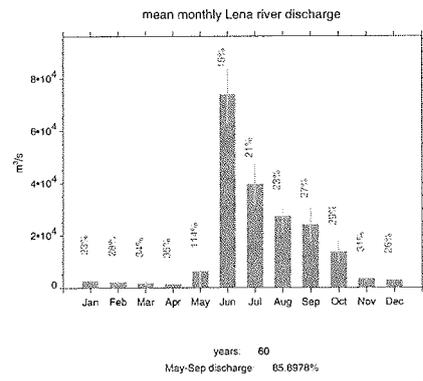


Abb. VII.13: Fortsetzung.

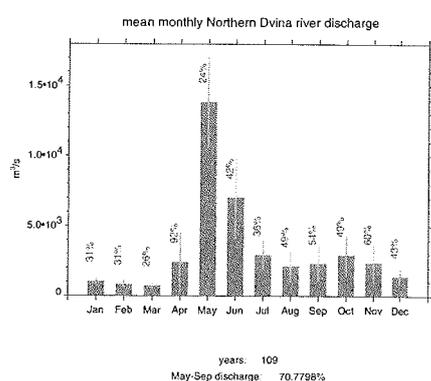
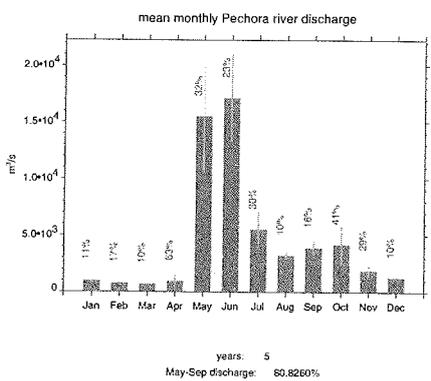
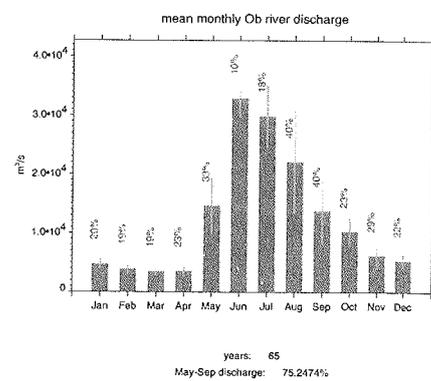
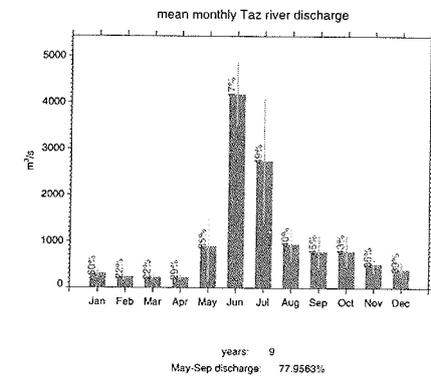


Abb. VII.13: Fortsetzung.

ringförmig modifiziert (Becker 1995). Insgesamt ist der Einfluss des Menschen auf die Dynamik arktischer Flüsse noch immer gering (Vuglinsky 1997; Shiklomanov et al. 2000). Hinsichtlich der Variabilität des kontinentalen Abflusses über längere Zeiträume sei auf die Arbeiten von Cattle (1985), Becker (1995), Shiklomanov et al. (2000) und Peterson et al. (2002) verwiesen.

Neben dem Eintrag von Süßwasser bringen arktische Flüsse auch Wärme ins Nordpolarmeer. Genaue Zahlen hierzu sind nicht bekannt, es kann aber davon ausgegangen werden, dass die Wärmezufuhr für die großskalige Dynamik von Ozean und Meereis keine Rolle spielt. Der Wärmeeintrag großer Flüsse beschleunigt lediglich die Frühjahrsschmelze des Eises im Mündungsbereich (Bareiss et al. 1999). Dennoch soll im vorliegenden Modell dem Wasser arktischer Flüsse beim Einstrom in den Ozean eine Temperatur gemäß (IV.22) zugeschrieben werden: Von (Mitte) Oktober bis (Mitte) Mai wird die Temperatur des Flusswassers auf den Gefrierpunkt (0°C) gesetzt; im Juni steigt sie auf 2.5°C und erreicht von (Mitte) Juli bis (Mitte) August ihren Maximalwert von 5°C , bevor sie im September wieder auf 2.5°C zurückfällt.

VII.2.2 Ergebnisse

Wie in Experiment N wird auch in Experiment NF (Niederschlag und Flusswasser als externe Süßwasserquellen für das Nordpolarmeer) das Ozean-Meereis-Modell auf das letzte Jahr der Integration von Experiment NARES aufgesetzt und 30 Jahre mit dem 'typischen Jahr' als Antrieb prognostisch integriert.

Der Salzgehalt der obersten 254 m ist in Abb. VII.14 im Jahresmittel dargestellt. Ein Vergleich mit Experiment N hinsichtlich der obersten 80 m (Abb. VII.1) offenbart die wichtige Rolle des Flusswassers für die Salzgehaltsverteilung in der Arktis. Im zentralen Nordpolarmeer beträgt der Salzgehalt in den obersten 80 m rund 33 psu (Abb. VII.14a). Wesentlich geringer sind die Werte in den Schelfregionen nahe der Flussmündungen. In der Kara-See sowie in der Ostsibirischen See liegen die mittleren Salzgehalte deutlich unter 32 psu, während der Salzgehalt in der Laptev-See sogar weniger als 30 psu beträgt. Eine Zunge salzarmen Wassers erstreckt sich über die zentrale Arktis von den sibirischen Schelfen in Richtung des Nordpols und weist auf die Existenz einer TPD hin. Abb. VII.14b zeigt die Salzgehaltsverteilung im Tiefenbereich 80–254 m. Ein Salzgehaltsminimum im Kanadischen Becken bleibt aufrechterhalten (vgl. Abb. VI.12b).

Der Süßwassereintrag der arktischen Flüsse ist über weite Bereiche des Nordpolarmeeres in der Lage, eine stabile Schichtung zu erzeugen und Wärmeflüsse ins Eis zu unterdrücken. Infolgedessen bleibt die Meereisdecke stabil und besitzt im 30. Jahr der Integration (Abb. VII.15a) eine ähnliche Verteilung wie zu Beginn (Abb. VI.5). Gleiches gilt für die Eisdrift (Abb. VII.15b). Zudem werden in Experiment NF Teile des arktischen Zirkulationssystems zumindest in ihren Grundzügen reproduziert. Das Jahresmittel der Oberflächenzirkulation (0–80 m) ist in Abb. VII.16a dargestellt. Ein antizyklonales Strömungsmuster dominiert im Kanadischen Becken und im Eurasischen Becken ist eine TPD zu erkennen. Der antizyklonale Wirbel im Kanadischen Becken ist auch in größeren Tiefen noch vorhanden (Abb. VII.16b; Abb. VII.17), doch erzeugt die durch den Flusswassereintrag induzierte Schichtung auch barokline Strömungskomponenten.

VII.2.3 Diskussion

Der Einbau arktischer Flüsse als Süßwasserquellen in das gekoppelte Ozean-Meereis-Modell hat – verglichen mit Experiment N – zu fundamentalen Verbesserungen der Simulation geführt. Dabei ist deutlich geworden, dass mit einer realistischeren Salzgehaltsverteilung unmittelbar ein wirklichkeitsgetreueres Strömungsfeld im Nordpolarmeer verbunden ist. Richtet man das Augenmerk auf die arktischen Schelfmeere, so lässt sich feststellen, dass der explizit dargestellte Einstrom von Flusswasser wesentlich geringere Salzgehalte produziert als das einfache Oberflächen-*Restoring* in Experiment NARES bzw. PARRY+NARES (vgl. Absatz VI.3.2). Diese niedrigen Salzgehalte in küstennahen Regionen stehen in Einklang mit Messungen (z.B. Bauch et al. 2000).

Dennoch sind in den Resultaten von Experiment NF auch deutliche Mängel erkennbar. Oberflächensalzgehalte in der zentralen Arktis sind 1–2 psu größer als beobachtete Werte und die 34-psu-Isohaline reicht weit bis ins Eurasische Becken. Zudem ist das polare Wasser des EGC zu salzig (Abb. VII.14a). Im Strömungsfeld (Abb. VII.16) fällt auf, dass die Wassermassen der TPD das Nordpolarmeer fast vollständig durch den Kanadischen Archipel verlassen, während der Ausstrom durch die westliche Fram-Straße schwach ist. Auch im östlichen Teil der Straße wird die Zirkulation nicht zufrieden stellend simuliert, da ein Einstrom Atlantischen Wassers fehlt (Abb. VII.16; Abb. VII.17).

Die Süßwasserzufuhr von Flüssen ins Nordpolarmeer beträgt in Experiment NF $2459 \text{ km}^3/\text{a}$. Zusammen mit dem Niederschlag über dem arktischen Ozean ($1895 \text{ km}^3/\text{a}$; s. Absatz VII.6.2) beträgt der Süßwassereintrag $4354 \text{ km}^3/\text{a}$. Im folgenden Experiment soll untersucht werden, wie sich der Einstrom von Pazifik-Wasser durch die Bering-Straße als weitere Süßwasserquelle auf die Hydrografie und Zirkulation im Nordpolarmeer auswirkt und ob er zu einer weiteren Verbesserung der Modellergebnisse führt.

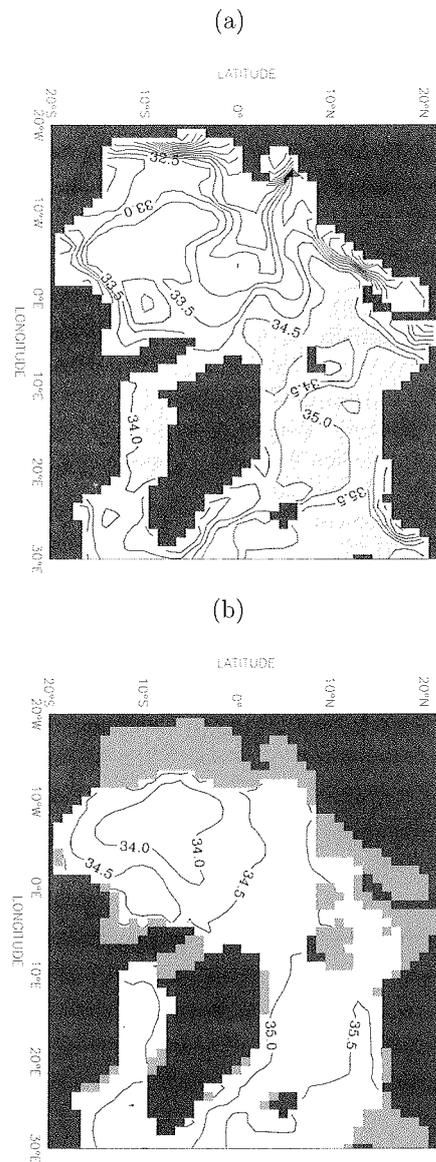


Abb. VII.14: Jahresmittel des Salzgehalts im 30. Integrationsjahr von Experiment NF: (a) Gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m (Konturintervall: 0.5 psu; Gebiete mit Salzgehalten über 34 psu sind dunkel markiert), (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m (Konturintervall: 0.5 psu).

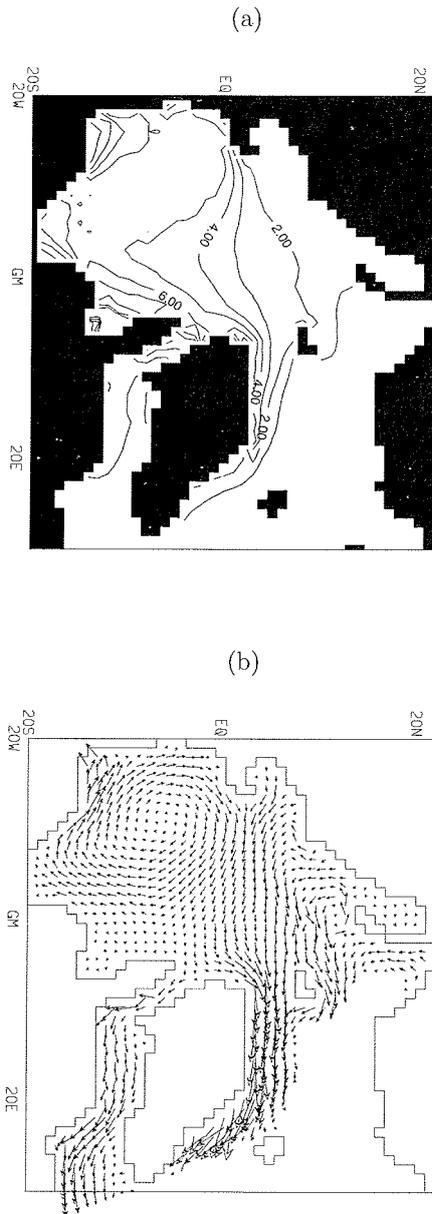


Abb. VII.15: (a) Jahresmittel der Eisdicke im 30. Integrationsjahr von Experiment NF (Konturintervall: 1.0 m). (b) Jahresmittel der Eisgeschwindigkeit (max. Vektor: 13.6 cm/s).

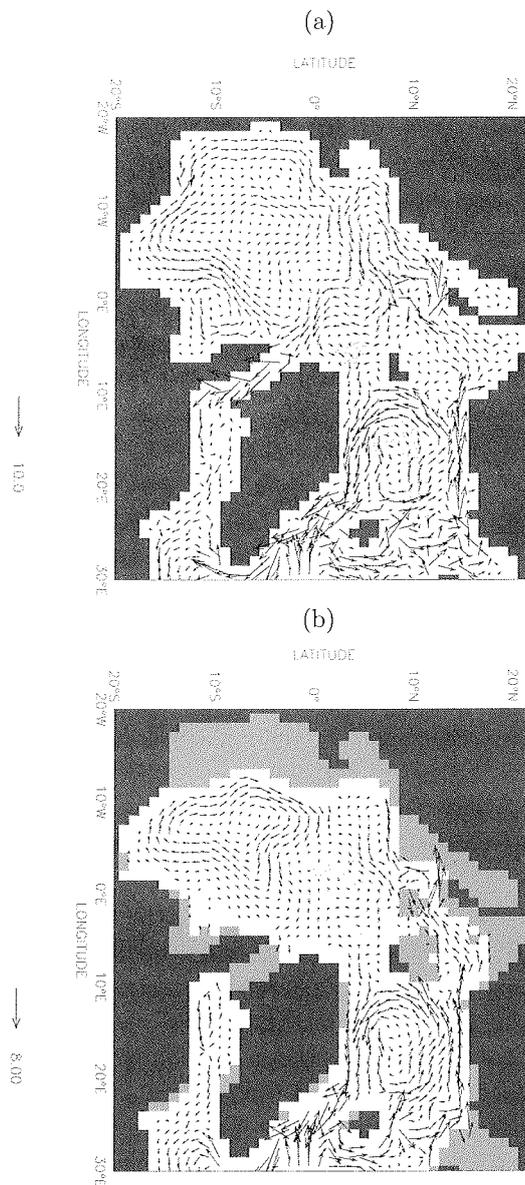


Abb. VII.16: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes im 30. Integrationsjahr von Experiment NF: (a) Gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m, (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s).

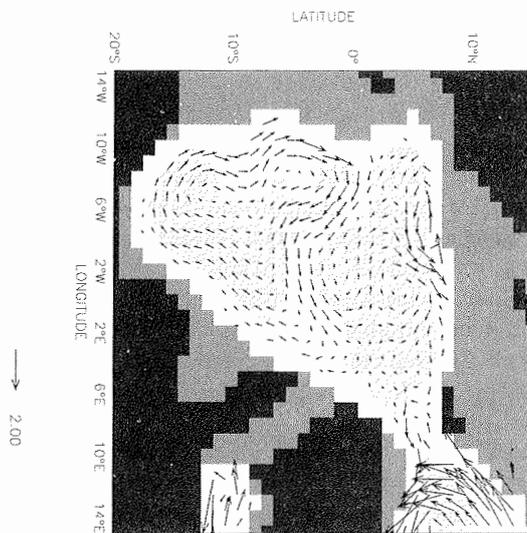


Abb. VII.17: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes in Experiment NF im Nordpolarmeer gemittelt über den Tiefenbereich 254–620 m (angegebene Geschwindigkeit in cm/s).

VII.3 Experiment NFP: Einstrom durch die Bering-Straße

VII.3.1 Pazifik-Wasser: Temperatur, Salzgehalt, Volumentransport

Direkte Strömungsmessungen von Roach et al. (1995) in der Bering-Straße zeigen, dass der mittlere Volumentransport Pazifischen Wassers ins Nordpolarmeer rund 0.83 Sv beträgt. Aus einer Zeitreihe von 4 Jahren berechnen die Autoren monatliche Mittelwerte und geben somit ein 'typisches Jahr' für den Einstrom an (Abb. VII.18a). Der Jahresgang unterliegt starken Schwankungen mit winterlichen Minima (Dezember und März) von 0.3 Sv und einem Sommermaximum (Juli) von 1.3 Sv. Auch Temperatur und Salzgehalt des Pazifik-Wassers variieren beträchtlich auf saisonaler Zeitskala. Während das in die Arktis einströmende Wasser im Winter (Dezember bis Mai) Gefrierpunkttemperaturen besitzt, steigen im Sommer die Temperaturen um mehrere Grad Celsius an. Aus den in Roach et al. (op.cit.) gezeigten Zeitserien und von Becker (1995) veröffentlichten älteren Messergebnissen kann ein charakteristischer Jahresgang für die Temperatur konstruiert werden (Abb. VII.18b). Die saisonale Variabilität des Salzgehalts ist gekennzeichnet durch ein Maximum in März/April und spätsommerliche (September/Okttober) Minimalwerte. Die Amplitude saisonaler Schwankungen beträgt rund 1 psu, der Mittelwert ca. 32.5 psu. Mit diesen, im Vergleich zum Atlantik-Wasser geringen Salzgehalten sind mit dem Einbau eines Bering-Straßen-Einstroms ins Ozean-Modell nicht nur Volumen- und Wärmeflüsse verbunden, sondern auch beträchtliche Süßwassertransporte. Roach et al. (op.cit.) führen eine Harmonische Analyse der von ihnen gemessenen Salzgehaltszeitreihen durch, anhand derer sich ein idealisierter Jahresgang erstellen lässt (Abb. VII.18c).

Der Einstrom von Pazifik-Wasser wird wie der Eintrag von Flüssen über die Oberflächenrandbedingung (IV.20)–(IV.22) implementiert. Dieser einfache Ansatz ermöglicht ohne große Schwierigkeiten ein 'Öffnen' der Bering-Straße im vorliegenden Modell und lässt sich durch die geringe Tiefe der Meerenge von nur ca. 50 m rechtfertigen (die obersten Gitterboxen des Ozean-Modells sind 20 m tief). Volumentransport, Einstrom-Temperatur und Salzgehalt werden gemäß Abb. VII.18 implementiert.

VII.3.2 Ergebnisse

Aufgesetzt auf das letzte Jahr der Integration von Experiment NARES wird Experiment NFP (Niederschlag, Flusswasser und Pazifik-Wasser als externe Süßwasserquellen für das Nordpolarmeer) 30 Jahre integriert. Abb. VII.19 zeigt den mittleren Salzgehalt in den obersten 254 m im letzten Jahr der Integration. Im Vergleich zu Experiment NF sind Salzgehalte in der zentralen Arktis um rund 0.5–1.0 psu reduziert. In den obersten 80 m hat sich die 34-psu-Isohaline im westlichen Teil des Eurasischen Beckens deutlich zurückgezogen, während sie im östlichen Teil leicht nach Osten und Norden vorgedrungen ist. Im Europäischen Nordmeer markiert sie den EGC (Abb. VII.19a). Ein scharfer Gradient im Salzgehalt zieht sich von der Laptev-See bis zur Fram-Straße und ist eng mit dem Pfad der TPD verknüpft. Beim Vergleich der Oberflächenströmungen von Experiment NFP (Abb. VII.20a)

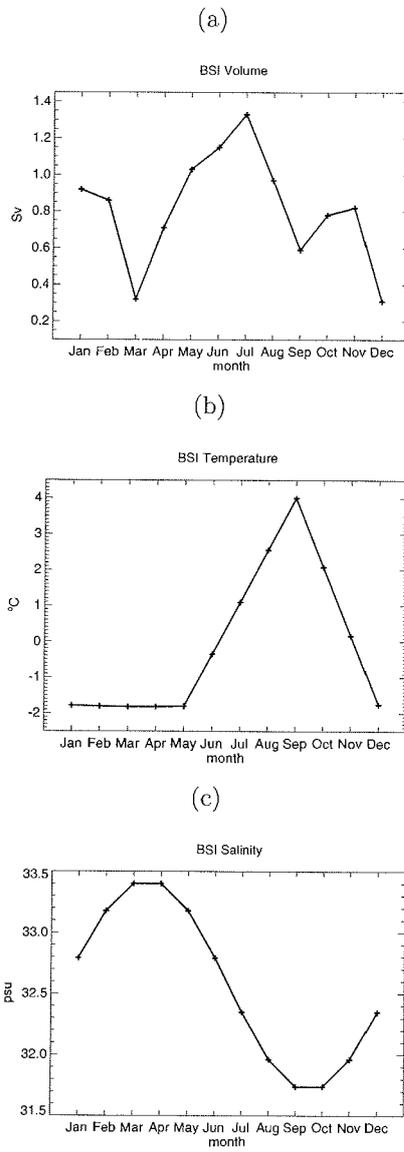


Abb. VII.18: Monatliche Werte von (a) Volumenfluss, (b) Temperatur und (c) Salzgehalt des im prognostischen Modell implementierten Einstroms durch die Bering-Straße.

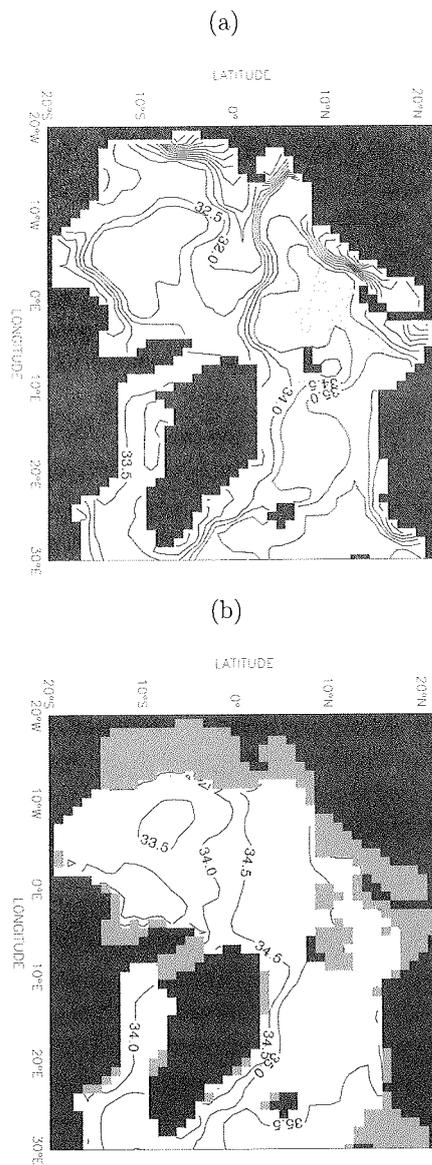


Abb. VII.19: Jahresmittel des Salzgehalts in Experiment NFP: (a) Gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m (Konturintervall: 0.5 psu; Gebiete mit Salzgehalten über 34 psu sind dunkel markiert), (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m (Konturintervall: 0.5 psu).

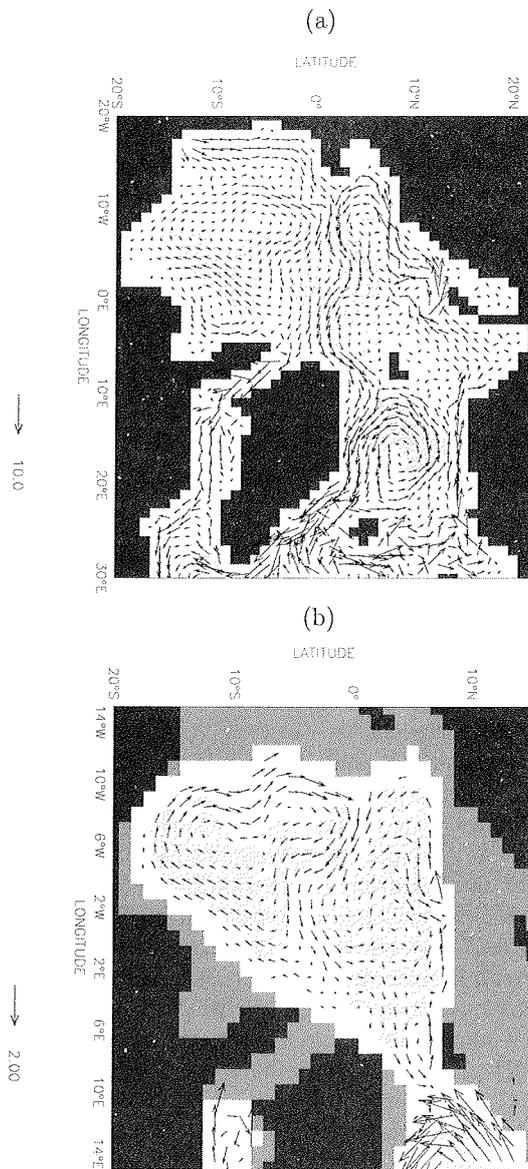


Abb. VII.20: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes in Experiment NFP: (a) Gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m, (b) gemittelt über den Tiefenbereich 254–620 m (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s).

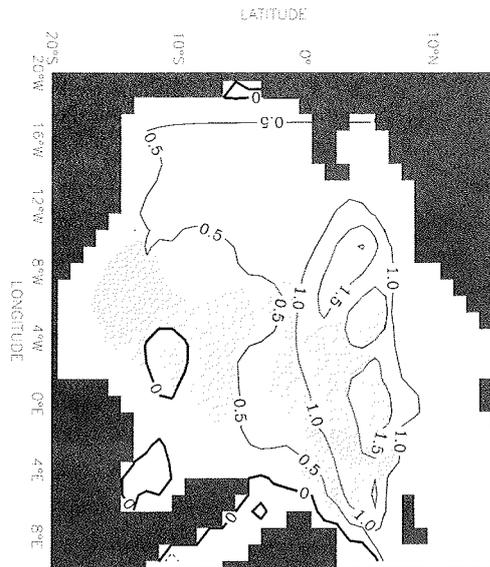


Abb. VII.21: Differenz Experiment NFP – Experiment NF: Jahresmittel der Pseudostromfunktion nach (VI.1) (Konturintervall: 0.5 Sv).

mit denen von Experiment NF (Abb. VII.16a) springen Unterschiede der TPD ins Auge. Die Berücksichtigung des Bering-Straßen-Einstroms führt zu einer deutlichen Verstärkung des Ausstroms durch die Fram-Straße. In Tiefen unterhalb 250 m zeigt sich in Experiment NFP ein ausgeprägter Einstrom Atlantischen Wassers durch die östliche Fram-Straße entlang des Barents-See-Kontinentalhanges (Abb. VII.20b), der in Abwesenheit eines Bering-Straßen-Einstroms in dieser Form nicht vorhanden ist (Abb. VII.17). Die Unterschiede in den Strömungsfeldern von Experiment NFP und Experiment NF werden durch die Darstellung der Pseudostromfunktion zusammengefasst (Abb. VII.21). Der Einstrom von Pazifik-Wasser durch die Bering-Straße führt zu einer Verstärkung der zyklonalen Zirkulation im Eurasischen Becken, die mit einer Intensivierung des Wassermassenaustauschs zwischen Nordpolarmeer und Europäischem Nordmeer im Bereich der Fram-Straße einhergeht.

Die Einführung eines passiven Tracers zur Markierung des Bering-Straßen-Einstroms ermöglicht die Identifizierung von Ausbreitungspfaden Pazifischen Wassers im Modell. Abb. VII.22 zeigt die Verteilung von Pazifik-Wasser im 30. Jahr der Integration⁵. Die höchsten Konzentrationen von über 95% erstrecken sich von der Tschuktschen-See bis zum westlichen Rand der Ostsibirischen See. Mit der TPD wird Pazifik-Wasser in Richtung Grönland transportiert, doch sorgen Vermischungsprozesse rasch für eine Abreicherung der Konzentration, so dass im Bereich des Nordpols Werte von rund 60% in den obersten 80 m zu finden sind (Abb. VII.22a). Mit zunehmender Tiefe nimmt der Pazifik-Wasser-Anteil ab (Abb. VII.22b).

Der von Jones et al. (1998) mittels Nitrat-/Phosphat-Messungen gefundene ostwärtige Pfad Pazifischen Wassers entlang der nordamerikanischen Küste wird im Modell nicht reproduziert; lediglich das antizyklonale Ausbreitungsmuster ist

⁵Gestartet wird die Integration mit Pazifik-Wasser-Konzentrationen von 0%.

präsent (vgl. Absatz III.2.1). Dies kann auf die fehlende interannuelle Variabilität in den atmosphärischen Antriebsfeldern zurückgeführt werden (Maslowski et al. 2000) und/oder auf eine unzureichende Gitterauflösung, die eine Simulation des möglicherweise sehr schmalen Randstroms entlang der amerikanischen Küste nicht erlaubt. Man beachte aber, dass auch die antizyklonale Ausbreitung von Pazifik-Wasser recht hohe Konzentrationen im Bereich des Kanadischen Archipels erzeugen kann.

Der Einstrom durch die Bering-Straße übt einen erheblichen Einfluss auf die arktische Meereisdecke aus. In unmittelbarer Nähe der Straße ist der Einstrom relativ warmen Pazifik-Wassers mit einer Erhöhung der Ozean-Eis-Wärmeflüsse von 30 W/m^2 im Jahresmittel verbunden (Abb. VII.23a). Dies führt zu beträchtlichen Eisdickenabnahmen in der Tschuktschen-See (Abb. VII.23b). Im Vergleich zu Experiment NF zeigt sich zudem eine weiträumige Reduzierung der Eisdicke in der Ostsibirischen See von rund 0.5 m. Ursächlich für diese großräumige Eisabnahme ist die Advektion von – im Vergleich zu Experiment NF – dünnerem Eis aus der Tschuktschen-See.

VII.3.3 Diskussion

Die Ergebnisse von Experiment NFP deuten darauf hin, dass der Einstrom salzarmen Pazifik-Wassers durch die Bering-Straße einen wesentlichen Einfluss auf die Zirkulation im Nordmeer ausübt. Für das vorliegende Modell bedeutet die ‘Öffnung’ der Bering-Straße eine entscheidende Verbesserung des resultierenden Strömungsmusters und der hydrografischen Felder.

Obwohl mit rund 50% in der Nares-Straße höhere Konzentrationen von Pazifik-Wasser modelliert werden als in der westlichen Fram-Straße ($\sim 30\%$ in den obersten 80 m), bedeutet dies keineswegs, dass der Bering-Straßen-Einstrom den Volumentransport durch den Archipel verstärkt. Tatsächlich wird der Durchstrom durch den Archipel kaum modifiziert; vielmehr wird die Volumenbilanz des Nordpolarmeeres dadurch aufrechterhalten, indem der Volumeneintrag von 0.83 Sv durch einen entsprechend erhöhten Ausstrom durch die Fram-Straße kompensiert wird (mehr dazu in Absatz VII.5). Dabei wird nicht nur die Zufuhr polaren Wassers in den EGC verstärkt, sondern auch der Einstrom von Atlantik-Wasser im Osten der Straße, so dass Experiment NFP eine wesentlich realistischere Zirkulation liefert als Experiment NF. Der Bering-Straßen-Einstrom spielt somit eine wichtige Rolle für den Wassermassenaustausch zwischen Nordpolarmeer und Europäischem Nordmeer.

Auch wenn ein etwas verändertes Zirkulationsmuster im Eurasischen Becken mit einem Rückzug der Halokline im östlichen Teil des Beckens verbunden ist, so führt der Eintrag von Pazifik-Wasser insgesamt zu einer Abnahme des Salzgehalts im arktischen Ozean. Verantwortlich ist hierfür die Zufuhr von Süßwasser: Aus den in Abb. VII.18 gezeigten Daten lässt sich ein Süßwassereintrag von $1771 \text{ km}^3/\text{a}$ bzgl. eines Referenz-Salzgehalts von 35.0 psu errechnen (s. Absatz VII.6).

Ferner stellt die Eisdickenabnahme im Bereich der Tschuktschen- und Ostsibirischen See ein wichtiges Resultat von Experiment NFP dar. Die Meereis-Modellierung in dieser Region kann demnach erheblich verbessert werden, wenn die Zufuhr warmen Pazifik-Wassers berücksichtigt wird. Die Vernachlässigung des Bering-Straßen-Einstroms vermag zumindest einen Teil der zu starken sommerlichen Eisdeckungen über den ostsibirischen Schelfen zu erklären, die in einigen Modellstudien negativ in Erscheinung treten (vgl. Kreyscher 1998; Zhang et al. 1999).

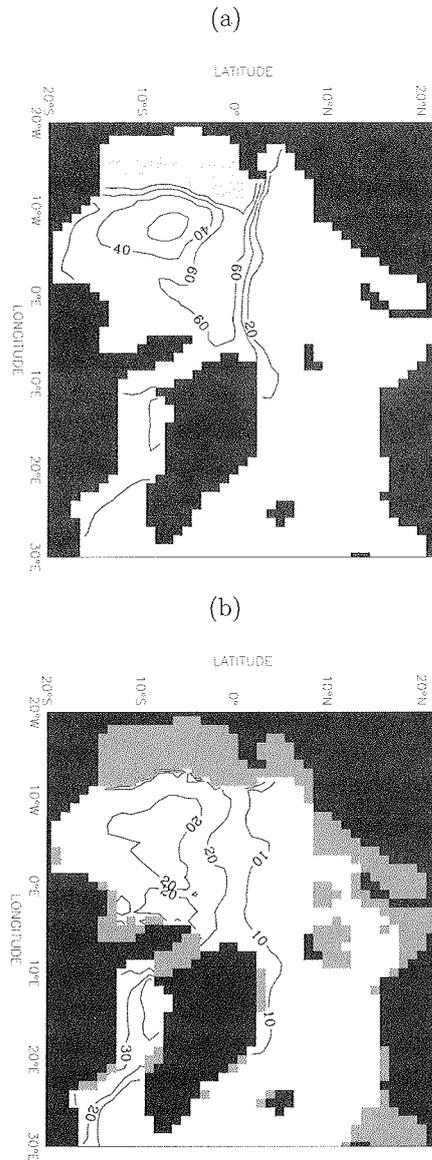


Abb. VII.22: Jahresmittel der Pazifik-Wasser-Konzentration in Experiment NFP nach 30 Jahren Integration: (a) Gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m (Konturintervall: 20%; Gebiete mit Werten über 95% sind dunkel markiert), (b) gemittelt über den Tiefenbereich 80–254 m (Konturintervall: 10%).

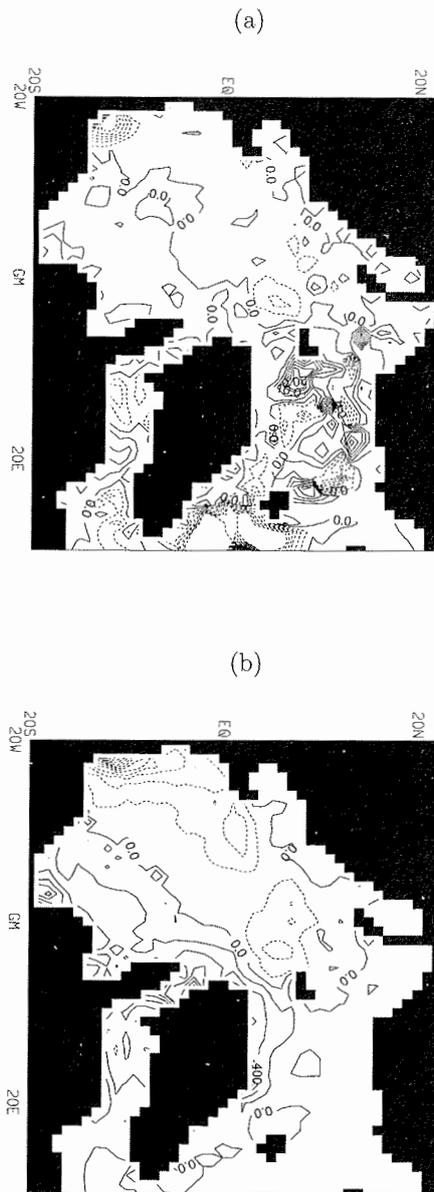


Abb. VII.23: Differenz Experiment NFP – Experiment NF: (a) Jahresmittel der Eis-Ozean-Wärmeflüsse (Konturintervall: 5.0 W/m^2), (b) Jahresmittel der Eisdicke (Konturintervall: 0.2 m). Konturlinien negativer Werte sind gestrichelt.

Trotz der Implementierung eines Pazifik-Wasser-Einstroms sind die modellierten Oberflächensalzgehalte in der zentralen Arktis höher als beobachtete Werte (vgl. Abb. VI.13). Das Gleiche gilt für das polare Wasser im EGC. Hier ist der modellierte Salzgehalt rund 1 psu zu hoch. Es ist nahe liegend, dass noch fehlende Süßwasserquellen im Modell für einige der Diskrepanzen verantwortlich sind. Im folgenden Abschnitt soll daher diskutiert und untersucht werden, welche weiteren Quellen existieren und wie bedeutsam deren Einfluss für die arktische Hydrografie ist.

VII.4 Experiment NFPD: Diffuser Abfluss

VII.4.1 Weitere Süßwasserquellen für das Nordpolarmeer

Für einen großen Teil des kontinentalen Süßwasserabflusses ins Nordpolarmeer liegen keine direkten Messdaten vor. Der wichtigste Grund hierfür ist die geografische Lage der hydrometrischen Stationen. Aufgrund technischer⁶ und logistischer Probleme befinden sich die Stationen in der Regel weit im Hinterland. Somit wird der Abfluss großer Flüsse zwischen Messstation und Küste ebenso wenig erfasst wie der Eintrag zahlreicher kleinerer Flüsse entlang der nordamerikanischen und sibirischen Küsten. Der Kanadische Archipel und Grönland sind im Hinblick auf Abflussmengen ebenso *Terra incognita* wie die sibirischen Inseln.

Abb. VII.24 offenbart die beträchtliche Größe des arktischen Einzugsgebietes, dass nicht von kontinuierlichen hydrometrischen Messungen erfasst wird. Verschiedene Methoden (Wasserbilanz-Berechnungen, Verwendung von Stromkarten, Betrachtung hydrologischer Analogien, usw.) wurden angewandt, um den Anteil dieses Gebietes am Wasserkreislauf der Arktis abzuschätzen (z.B. Plitkin 1978; AANII 1990; Vuglinsky 1997). Basierend auf diesen Berechnungen soll der arktische Süßwasser-eintrag im Modell um den 'diffusen' Anteil⁷ erhöht werden. Hierzu wird *allen* Gitterzellen entlang der Küstenlinie des Nordpolarmeeres während der Sommermonate ein zusätzlicher Einstrom von Flusswasser zugeschrieben. Auf die Küsten-Gitterboxen der Sektion Barents-See/Kara-See/Laptew-See werden $520 \text{ km}^3/\text{a}$ gleichmäßig verteilt. Die geringen Niederschläge in Ostsibirien, über den Inseln des Kanadischen Archipels sowie in Nordgrönland wären allerdings nicht konsistent mit einem zusätzlichen Abfluss in dieser Größenordnung (Abb. VII.25). Entlang der Küstensektion Ostsibirische See/Tschuktschen-See/Nordamerika/Nordgrönland wird den Gitterzellen daher nur ein Gesamtvolumen von $180 \text{ km}^3/\text{a}$ Süßwasser hinzugefügt. Der diffuse Süßwasserfluss wird gleichmäßig über die Monate Juni–September verteilt; er verschwindet vollständig in den anderen Monaten. Dieser einfache, aber klar definierte Ansatz lässt sich leicht in den Modell-Code einbauen und gegebenenfalls auch auf andere Ozean-Modelle anwenden. Tab. VII.3 zeigt, dass die implementierten Süßwassereinträge in guter Übereinstimmung mit Abschätzungen aus der Literatur sind. Die gesamte Süßwasserzufuhr von den Kontinenten ins Nordpolarmeer beträgt in der vorliegenden Studie somit $3159 \text{ km}^3/\text{a}$ ($2459 \text{ km}^3/\text{a}$ direkt und $700 \text{ km}^3/\text{a}$ diffus). Dieser Wert liegt nahe dem häufig zitierten Wert von $3300 \text{ km}^3/\text{a}$ basierend auf früheren Angaben von Aagaard & Carmack (1989; s.a. Prowse & Flegg 2000).

VII.4.2 Ergebnisse und Diskussion

Den vorhergehenden Experimenten analog wird das Modell in Experiment NFPD (Niederschlag, Flusswasser, Pazifik-Wasser, Diffuser Süßwassereintrag) 30 Jahre in-

⁶Gezeiten, Wind und Eis machen Durchfluss- und Wasserstandsmessungen in der Nähe arktischer Flussmündungen oft unmöglich (z.B. Carmack 2000).

⁷Die hydrometrisch nicht direkt gemessene Süßwasserzufuhr wird häufig als 'diffus' bezeichnet, da die Orte der Süßwassereinträge nicht exakt bestimmt sind. Prinzipiell kann die diffuse Süßwasserzufuhr auch das Kalben von Eisbergen bzw. Eisinseln, die Freisetzung von Wasser durch Permafrost-Erosion und submarine Grundwassereinträge beinhalten. Diese Prozesse sind in Bezug auf das Nordpolarmeer jedoch vernachlässigbar ($< 100 \text{ km}^3/\text{a}$) verglichen mit den Süßwassereinträgen durch Flüsse (Zektser & Dzhamalov 1988; Becker 1995).

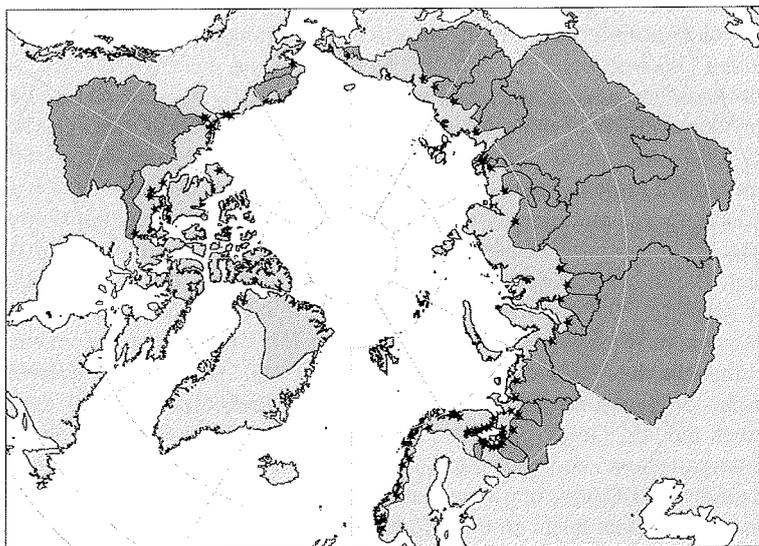


Abb. VII.24: *Hydrologisches Einzugsgebiet des arktischen Ozeans und Lage der mündungsnahesten hydrometrischen Stationen. Kontinuierliche Langzeitmessungen des Abflusses existieren lediglich für die dunkel markierten Becken (IAPO 1998).*

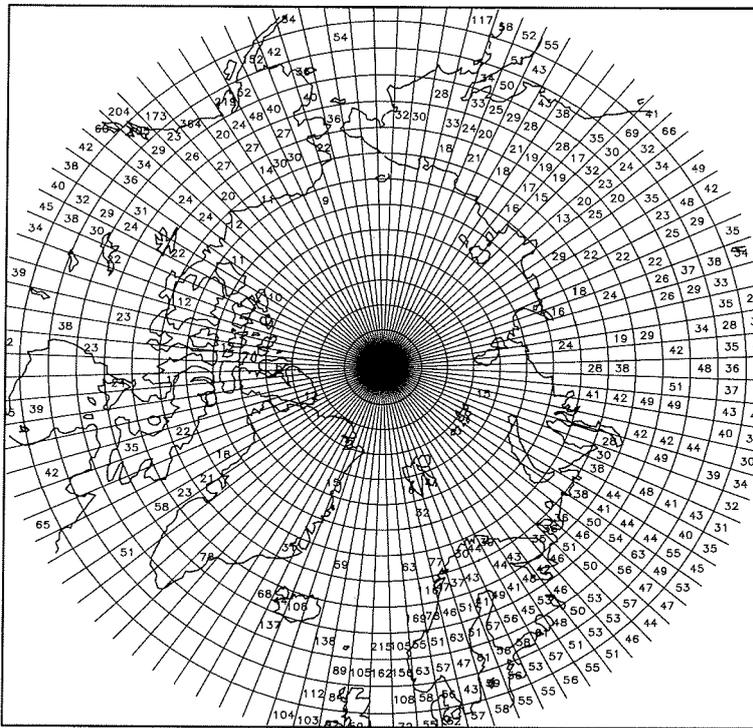


Abb. VII.25: Beobachtete mittlere Niederschläge über dem arktischen Festland für den Zeitraum 1979–1993 (in mm/Monat). Die Daten wurden von Mike Hulme (Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich) zusammengestellt (Hulme 1994).

Küstenabschnitt	vorlieg. Modell (direkt+diffus)	Plitkin (1978)	AANII (1990)	Barry et al. (1996)	Gordeev et al. (1996)
Barents-See	452	–	–	478	463
Kara-See	1310	1316	1347	1347	1478
Laptew-See	797	763	–	767	745
Ostsib./Tschuk.-See	195	283	–	292	270
Nordamerika	382	–	–	420	–
Nordgrönland	23	–	–	18	–

Tab. VII.3: *Gesamter Süßwasserfluss von den Kontinenten ins Nordpolarmeer in der vorliegenden Modellstudie im Vergleich zu Angaben aus der Literatur, in denen Beiträge von nicht hydrometrisch erfassten Flüssen abgeschätzt wurden. Die Angaben von Barry et al. (1996) basieren im Wesentlichen auf älteren Daten von Treshnikov (1985); der Wert für Nordgrönland bezieht sich dabei lediglich auf die Lincoln-See. Alle Werte in km³/a.*

tegiert. Der Vergleich mit den Ergebnissen aus Experiment NFP zeigt nur geringe Unterschiede hinsichtlich Hydrografie und Dynamik des arktischen Ozeans. Im Oberflächensalzgehalt sind signifikante Unterschiede (~ 1 psu) lediglich im Bereich der Fram-Straße sowie in den westlichen sibirischen Schelfmeeren (Kara-See, Laptew-See) zu erkennen (Abb. VII.26). Entsprechend gering sind die Differenzen in den Strömungsfeldern (Abb. VII.27). Betont werden soll hier jedoch die erhöhte Oberflächengeschwindigkeit des EGC im Zusammenhang mit den verringerten Salzgehalten in der Fram-Straße. Dies deutet darauf hin, dass durch Süßwassereintrag induzierte Dichtegradienten eine wichtige Rolle für den Antrieb des EGC spielen (vgl. Absatz III.2.3).

Aufgrund der Wirkung von Ozean-Eis-Schubspannungen sind Differenzen in der Eisdrift mit denen im Oberflächenströmungsfeld nahezu identisch (deshalb hier nicht gezeigt). Insbesondere verstärkt sich die südwärts gerichtete Drift durch die Fram-Straße. Zudem hat der diffuse Eintrag von Süßwasser einen Effekt auf die Meereisdicke aufgrund einer erhöhten Stabilität der Dichteschichtung im Nordpolarmeer. Dieser Effekt ist jedoch nur schwach und äußert sich in Eisdickendifferenzen im Dezimeterbereich (Abb. VII.28).

Beginnend mit dem 'mislungenen' Experiment N in Absatz (VII.1) wurde das prognostische Ozean-Meereis-Modell durch Einführung arktischer Süßwasserquellen sukzessiv verbessert. Während extreme Ozean-Eis-Wärmefflüsse in Experiment N (Abb. VII.5) noch zu einer rapiden Abnahme des Eisvolumens führen, kann die arktische Halokline in Experiment NFPD hinreichend stabilisiert werden, um die Eisdecke aufrechtzuerhalten (Abb. VII.29). Die winterlichen Wärmefflüsse von Experiment NFPD sind in Abb. VII.30 dargestellt. Ein Vergleich mit Abb. VII.5 offenbart wesentliche Reduzierungen nördlich der Laptew-See sowie im zentralen Nordpolarmeer. Die resultierende Eisdickenverteilung ist in Abb. VII.31a dargestellt. Verglichen mit Experiment N (Abb. VII.15b) zeigt die Eisdrift in Experiment NFPD einen veränderten Beaufort-Wirbel, dessen westlicher Ausläufer direkter in die TPD übergeht (Abb. VII.31b). Die schrittweisen Modellverbesserungen spiegeln sich am deutlichsten in der Zunahme der Salzgehaltsschichtung wider. Abb. 32 zeigt die vertikalen Salzgehaltsprofile gemittelt über das Nordpolarmeer in den Experimenten

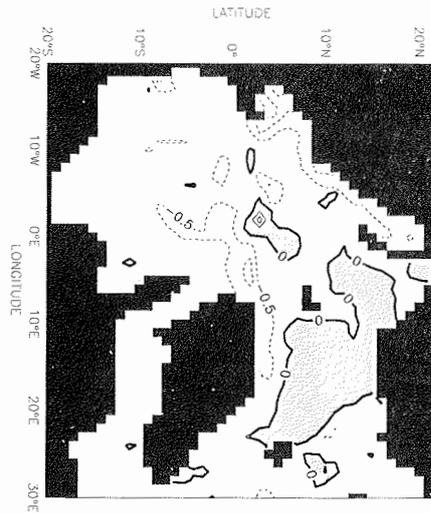


Abb. VII.26: Differenz Experiment NFPD – Experiment NFP: Jahresmittel des Salzgehalts in den obersten 80 m (Konturintervall: 0.5 psu; Gebiete mit positiven Differenzen sind dunkel markiert).

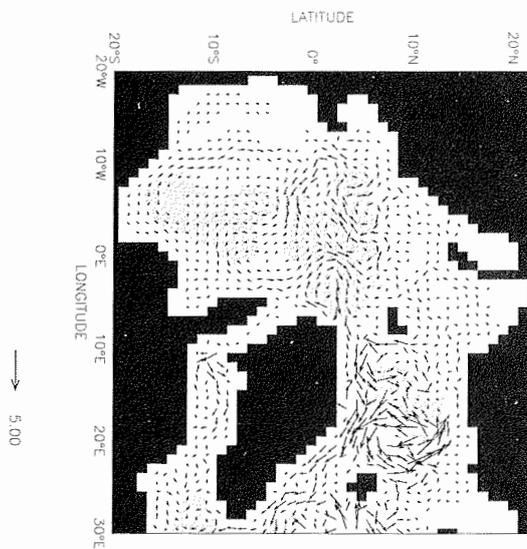


Abb. VII.27: Differenz Experiment NFPD – Experiment NFP: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes in den obersten 80 m (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s).

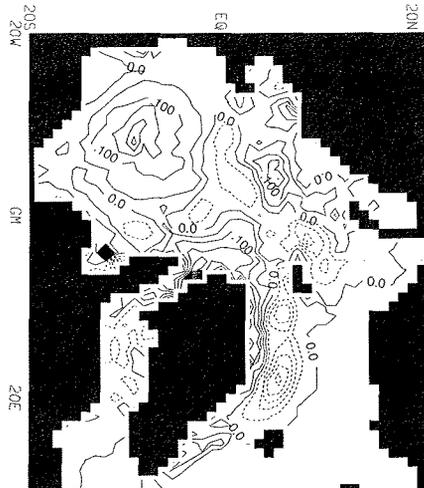


Abb. VII.28: *Differenz Experiment NFPD – Experiment NFP: Jahresmittel der Eisdicke (Konturintervall: 0.05 m). Konturlinien negativer Werte sind gestrichelt.*

N, NF, NFP und NFPD. Während in Experiment N die Schichtung fast vollständig verschwindet, so dass Wärme aus der Tiefe nahezu ungehindert an die Oberfläche gemischt werden kann, verstärkt sich in den anderen Experimenten die arktische Halokline mit zunehmenden Süßwassereinträgen.

Als zentrale Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen Abb. VII.33–VII.36 horizontale Salzgehalts-, Geschwindigkeits- und Transportfelder im 30. Integrationsjahr von Experiment NFPD. In Polnähe beträgt der mittlere Salzgehalt in den obersten 80 m 31.5–32.5 psu (Abb. VII.33). Vergleicht man die Salzgehaltsverteilung von Experiment NFPD mit jener aus Experiment PARRY+NARES (Abb. VI.13a), welche aufgrund des starken Oberflächen-*Restorings* weitgehend an Beobachtungsdaten gekoppelt ist, so zeigt sich, dass die Lage der 34-psu-Isohaline vom prognostischen Modell ausgezeichnet simuliert wird. Ein wesentlicher Vorteil in Experiment NFPD sind die realistisch niedrigen Salzgehalte der sibirischen Schelfmeere, die ohne explizite Flusswassereinträge in Experiment PARRY+NARES nicht reproduziert werden können. Einen Schwachpunkt stellt in Experiment NFPD jedoch die Salzgehaltsverteilung im Kanadischen Becken dar, die durch ein Maximum im Zentrum des Beaufort-Wirbels gekennzeichnet ist. Mit ~ 32.5 psu sind die prognostisch modellierten Salzgehalte 1–2 psu höher als beobachtete Werte. Ähnlich hohe oberflächensalzgehalte im Beaufort-Wirbel werden auch von anderen prognostischen Ozean-Meereis-Modellen produziert (Steele et al. 2001). Eine Erklärung für diese Diskrepanz steht noch aus und kann auch in der vorliegenden Arbeit nicht geliefert werden. Mögliche Süßwasserquellen für den Beaufort-Wirbel, die in Modellen bzw. Antriebsfeldern nicht berücksichtigt oder unterschätzt werden, könnten gegeben sein durch

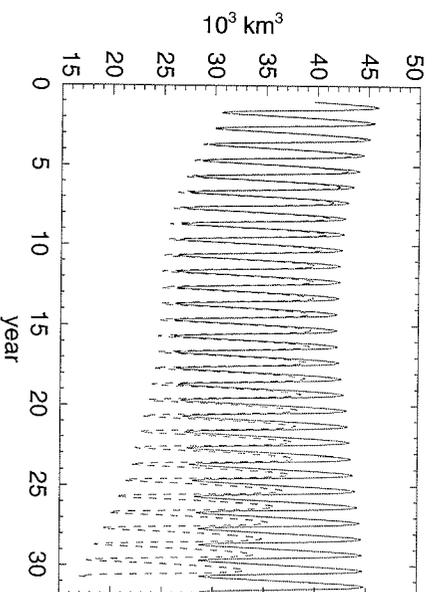


Abb. VII.29: Zeitliche Entwicklung des Meereis-Gesamtvolumens in Experiment NFPD. Zum Vergleich ist die entsprechende Kurve für Experiment N gestrichelt eingetragen.

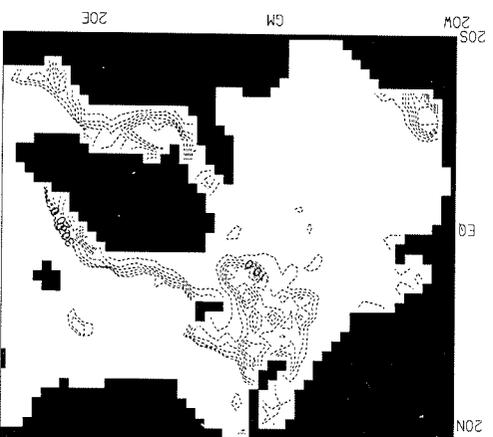


Abb. VII.30: Eis-Ozean-Wärmefluss gemittelt über die Winterperiode (Dez.-Feb.) des letzten Integrationsjahres von Experiment NFPD (Konturintervall: 5.0 W/m^2 ; min. Kontur: -30.0 W/m^2).

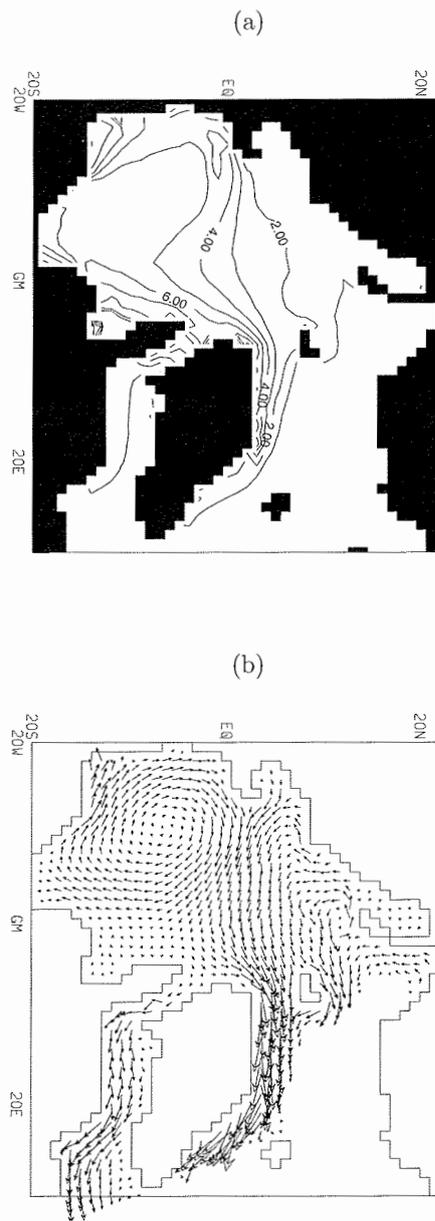


Abb. VII.31: (a) Jahresmittel der Eisdicke im 30. Integrationsjahr von Experiment NFPD (Konturintervall: 1.0 m). (b) Jahresmittel der Eisgeschwindigkeit (max. Vektor: 15.7 cm/s).

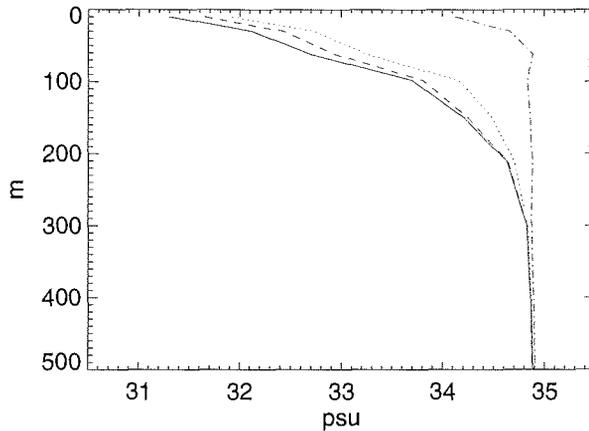


Abb. VII.32: Tiefenprofile des horizontal gemittelten Salzgehalts im Nordpolarmeer im jeweils 30. Integrationsjahr (Jahresmittelwerte) der Experimente N (strichpunktiert), NF (gepunktet), NFP (gestrichelt) und NFPD (durchgezogen).

- schmelzendes Meereis,
- höhere Nettoniederschläge,
- erhöhte Schneeschmelze nach Schneeverwehungen auf der Meereisdecke,
- Süßwassertransporte durch mesoskalige Wirbel (10–20 km Durchmesser) von der Tschuktschen-See her (vgl. Hunkins 1974).

Die Salzgehaltsverteilung übt beträchtlichen Einfluss auf die Oberflächenzirkulation aus. Das Salzgehaltsmaximum im Beaufort-Wirbel erzeugt eine barokline Strömungskomponente, die der antizyklonalen, windinduzierten Strömungsrichtung dynamisch entgegenwirkt (vgl. Zhang et al. 1998). Infolgedessen ist der Beaufort-Wirbel in Experiment NFPD (Abb. VII.34) etwas schwächer als in Experiment PARRY+NARES (Abb. VI.15a). Ein starker Salzgehaltsgradient im Eurasischen Becken, der sich von der Laptew-See bis zur Fram-Straße erstreckt, ist im prognostischen Modell hingegen mit einer kräftigen TPD verbunden, die in Experiment PARRY+NARES in dieser Form nicht simuliert werden kann. Ursächlich hierfür ist das Feld des *Restoring*-Salzgehalts, das aufgrund von Interpolationen und Mittelungen stark geglättet ist und somit die Bildung starker Salzgehaltsfronten im Ozean-Modell verhindert.

Nahe der Oberfläche unterliegen arktische Salzgehalte erheblichen jahreszeitlichen Schwankungen. Insbesondere führt das Schmelzen von Meereis im Sommer zur Bildung einer saisonalen Halokline (s. Absatz III.1.2). Diese Schwankungen können in einem Modell ohne Salzgehalts-*Restoring* ungedämpft simuliert werden. Abb. VII.35 zeigt die saisonalen Salzgehaltsveränderungen in den obersten 80 m des Nordmeeres. In der zentralen Arktis zeigen sich Schwankungen von ~ 0.5 psu. Weitaus größer sind die Variationen in den arktischen Schelfregionen, wo sich neben den Meereiseffekten auch die ausgeprägte Saisonalität der Flusswassereinträge bemerkbar macht.

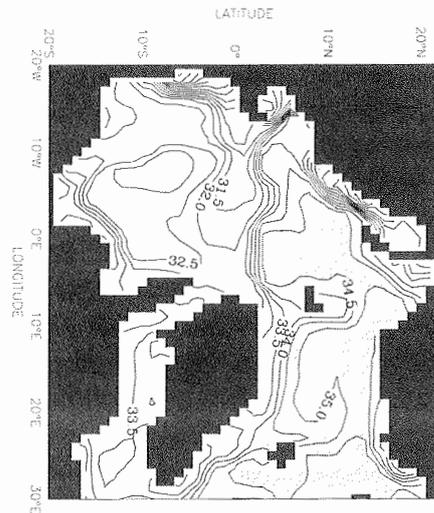


Abb. VII.33: Jahresmittel des Salzgehalts in Experiment NFPD gemittelt über die obersten 80 m (Konturintervall: 0.5 psu; Gebiete mit Salzgehalten über 34 psu sind dunkel markiert).

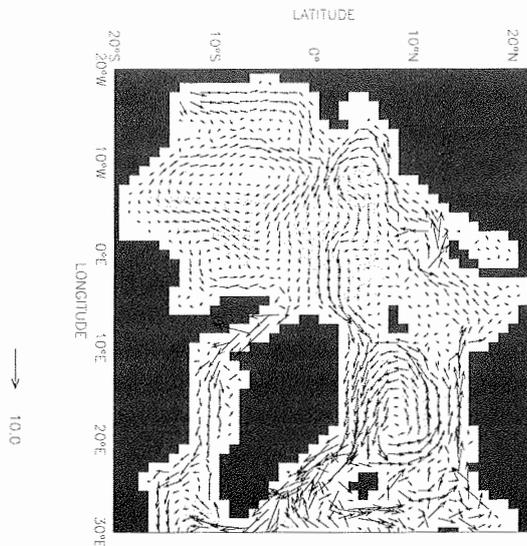


Abb. VII.34: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes in Experiment NFPD gemittelt über die obersten 80 m (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s).

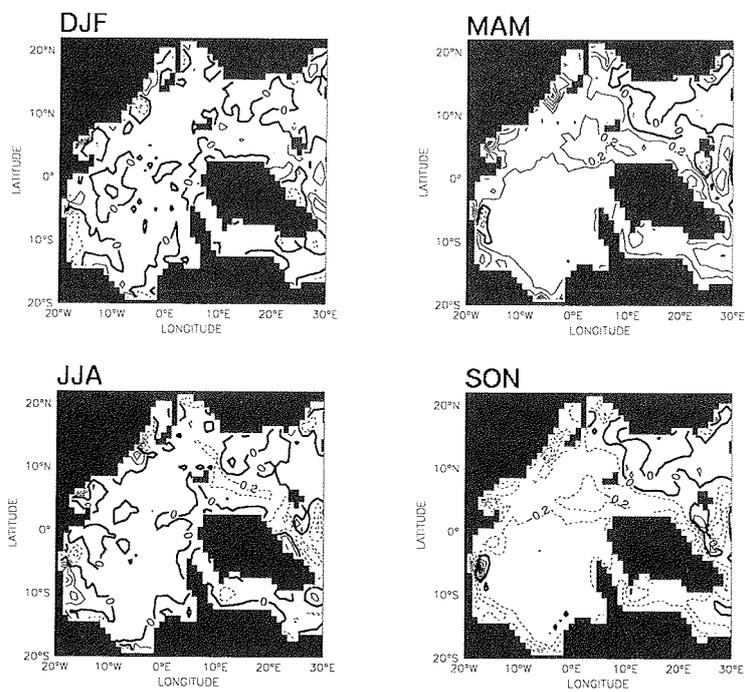


Abb. VII.35: Saisonalität der Salzgehalte in Experiment NFPD gemittelt über die obersten 80 m. Gezeigt sind Abweichungen der jahreszeitlichen Mittelwerte für Dezember–Februar (DJF), März–Mai (MAM), Juni–August (JJA) und September–November (SON) vom Jahresmittelwert (Konturintervall: 0.2 psu).

Die Pseudostromfunktion von Experiment NFPD zeigt im Nordpolarmeer mit jeweils 3 Sv zwei ungefähr gleich starke Wirbel mit entgegengesetztem Drehsinn (Abb. VII.36). Antizyklone Zirkulation prägt das Kanadische Becken, während ein zyklonales Muster im eurasischen Teil vorherrscht. Abb. VII.36 offenbart zudem, dass die barotrope Komponente der Zirkulation nicht unerheblich von der Topografie gesteuert wird.

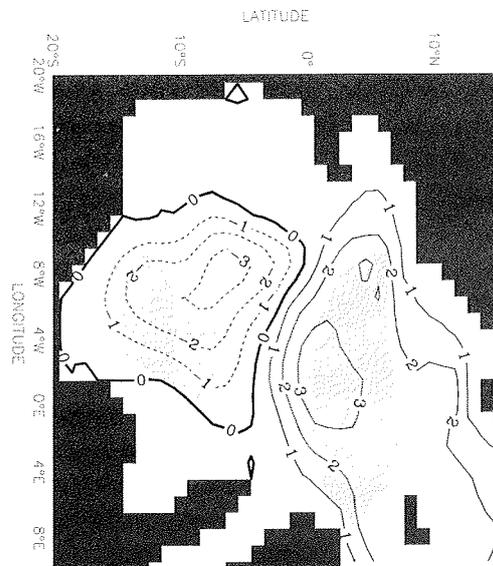


Abb. VII.36: Jahresmittel der Pseudostromfunktion nach (VI.1) in Experiment NFPD (Konturintervall: 1.0 Sv). Negative Werte kennzeichnen Strömung im Uhrzeigersinn.

In den folgenden Abschnitten sollen die hier vorgestellten Experimente hinsichtlich der arktischen Volumen- und Süßwasserbilanzen, der Flusswasserausbreitung und des großskaligen Einflusses auf die Atlantische THC untersucht werden.

VII.5 Volumenbilanz des Nordpolarmeeres

Die vorhergehenden Abschnitte konnten deutlich machen, wie stark die modellierten Geschwindigkeitsfelder und Volumen-Transporte von den implementierten Süßwasserquellen abhängen. Es lohnt sich daher eine Zusammenfassung der Volumenbilanzen des Nordpolarmeeres in den verschiedenen Experimenten.

Abb. VII.37 zeigt die ozeanischen Nettogesamttransporte durch die verschiedenen Ein- und Ausgänge des Nordpolarmeeres (s. Abb. VI.25) im jeweils letzten Integrationsjahr der Experimente NF, NFP und NFPD. Konsistent zu den in Abschnitt VI.3.3 präsentierten Ergebnissen (Abb. VI.26) lassen sich maximale Transporte in Wintermonaten erkennen. Ferner zeigt sich, dass die Zuführung von Volumen durch die Bering-Straße in den Experimenten NFP und NFPD durch einen entsprechend erhöhten Ausstrom durch die Fram-Straße kompensiert wird. Differenzen hinsichtlich der Gesamttransporte durch den Kanadischen Archipel oder die Barents-See sind dabei stets klein (Tab. VII.4).

Abb. VII.38 verdeutlicht den unmittelbaren Zusammenhang zwischen Bering-Straßen-Einstrom und Fram-Straßen-Export. Die schnelle Antwort der Strömung in der Fram-Straße auf Änderungen im Bering-Straßen-Einstrom steht in Einklang mit der hohen Ausbreitungsgeschwindigkeit modellierter barotroper Schwerewellen (vgl. Absatz IV.1.2). Transporte durch die Bering-Straße sind demzufolge eine potenzielle Quelle für Variabilität der ozeanischen Dynamik in der Fram-Straße. Überlagert sind hochfrequente Fluktuationen, die primär aus dem Windantrieb resultieren, und in nicht gefilterten Zeitreihen als starkes Rauschen in Erscheinung treten (Abb. VII.39).

Ein Vergleich der prognostisch modellierten Volumenflüsse mit denen aus Experiment NARES zeigt kaum Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellversionen hinsichtlich des Transports durch die Nares-Straße. Mit rund 0.8 Sv stehen die simulierten Transporte in Einklang mit Literatur-Werten (Rudels 1986; Melling 2000). Der Einstrom Atlantischen Wassers über die Barents-See ist zwar in allen prognostischen Experimenten rund 1 Sv geringer als in Experiment NARES, dennoch sind Transporte von ~ 1.5 Sv vergleichbar mit Angaben, die auf Beobachtungen basieren. Diese Angaben schwanken zwischen 1 und 3 Sv (z.B. Rudels 1987; Blindheim 1989; Pfirman et al. 1994; Pavlov 1998). Invers-Rechnungen von Mauritzen (1996b) deuten auf einen Einstrom von ~ 1.6 Sv. Der Netto-Ausstrom durch die Fram-Straße in den Experimenten NFP und NFPD ist mit 1.6 Sv bzw. 1.5 Sv sowohl vergleichbar mit Experiment NARES (1.9 Sv) als auch mit Abschätzungen von ~ 1.1 Sv aus der Literatur (Rudels 1987, 1998).

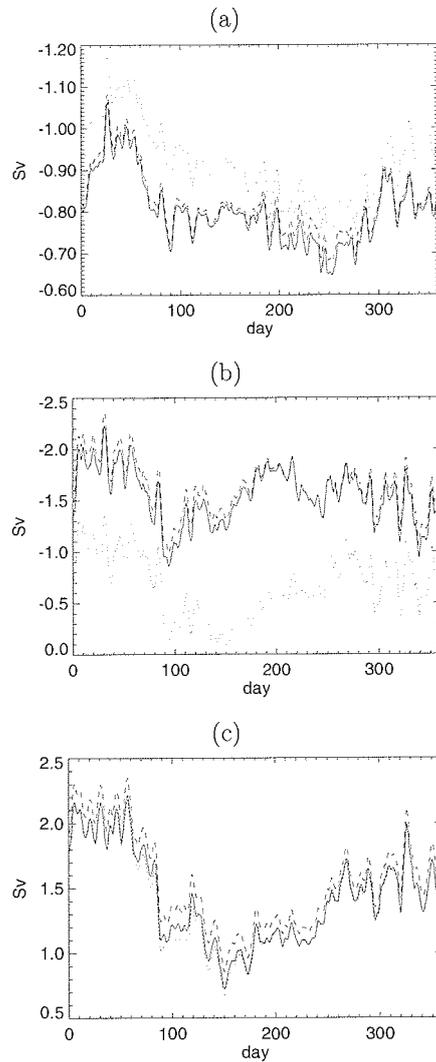


Abb. VII.37: Ozeanische Volumentransporte durch (a) den Kanadischen Archipel, (b) die Fram-Straße und (c) die Barents-See (geglättet mit einem 30-Tage-Boxcar-Filter). Durchgezogen: Experiment NFPD. Gestrichelt: Experiment NFP. Gepunktet: Experiment NF. Negative Werte kennzeichnen Transporte aus dem Nordpolarmeer heraus.

Einstrom	N	NF	NFP	NFPD
$P - E$ und Flusswassereintrag	< 0.1	0.1	0.1	0.1
Bering-Straße	0.0	0.0	0.8	0.8
Barents-See	1.3	1.4	1.6	1.4
Fram-Straße	-0.7	-0.7	-1.6	-1.5
Kanadischer Archipel	-0.7	-0.9	-0.8	-0.8

Tab. VII.4: Volumenbilanz des Nordpolarmeeres (vgl. Abb. VI.25) in den Experimenten N, NF, NFP und NFPD. Die angegebenen Volumenflüsse (in Sv) beziehen sich auf das jeweils letzte Integrationsjahr der Experimente. Positive Werte bedeuten Netto-Einstrom, negative Werte Netto-Export.

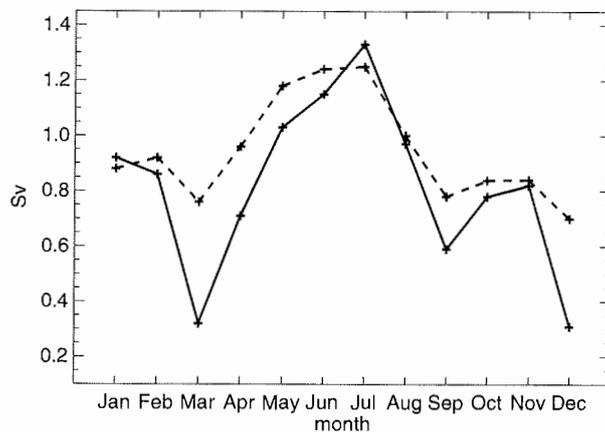


Abb. VII.38: Zusammenhang zwischen monatlichem Bering-Straßen-Einstrom und Fram-Straßen-Export. Durchgezogen: Einstrom durch die Bering-Straße. Gestrichelt: Differenz des Fram-Straßen-Exports zwischen den Experimenten NFP und NF.

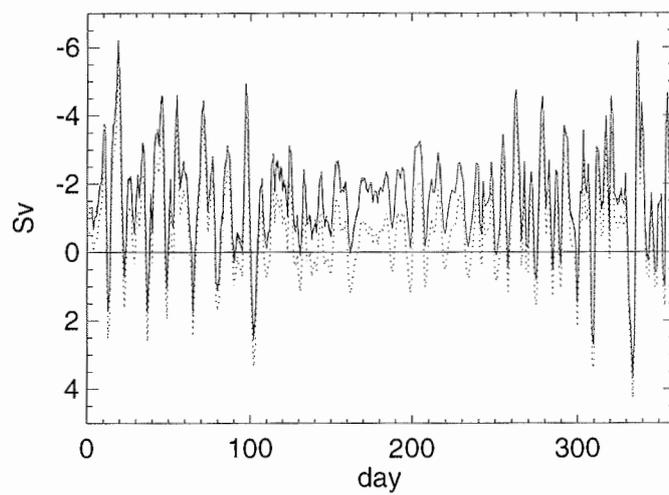


Abb. VII.39: *Täglicher Gesamt-Volumentransport durch die Fram-Straße im jeweils letzten Integrationsjahr. Durchgezogen: Experiment NFPD. Gestrichelt: Experiment NFP. Gepunktet: Experiment NF. Negative Werte kennzeichnen Transporte aus dem Nordpolarmeer heraus.*

VII.6 Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres

VII.6.1 Berechnung ozeanischer Süßwassertransporte

Atlantisches Wasser mit relativ hohem Salzgehalt strömt durch die östliche Fram-Straße und über die Barents-See ins Nordpolarmeer ein. Im Nordpolarmeer wird dieses Wasser durch die Beimengung von Süßwasser ‘verdünnt’, so dass die als Wasser und Eis ausströmenden Endprodukte eine insgesamt geringere Salzkonzentration aufweisen als das ursprüngliche Atlantik-Wasser. Auf diese Weise kann sich im Nordpolarmeer eine ausgeglichene Süßwasserbilanz einstellen.

Die Vermischung von Atlantik-Wasser mit Salzgehalt S_{Atl} und Süßwasser mit Salzgehalt 0 führt zu einem Salzgehalt $S = C_{Atl} \cdot S_{Atl} + C_S \cdot 0$, wobei C_{Atl} und C_S die Konzentrationen von Atlantik-Wasser bzw. Süßwasser im betrachteten Volumen Meerwasser bezeichnen. Mit $C_{Atl} + C_S = 1$ folgt unmittelbar

$$C_S = \frac{S_{Atl} - S}{S_{Atl}}. \quad (\text{VII.1})$$

Die Evaluation der Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres erfolgt also durch Berechnung von Differenzen zwischen lokalen Salzgehalten und einem Referenz-Salzgehalt $S_{ref} = S_{Atl}$. Sowohl im Modell (s. Abb. VI.13, Abb. VII.19 und Abb. VII.33) als auch im realen arktischen Ozean (z.B. EWG 1997; Engedahl et al. 1997) liegen die maximalen Salzgehaltswerte für den atlantischen Einstrom bei rund 35 psu. Es ist daher sinnvoll $S_{ref} = 35$ psu anzusetzen.⁸ Negative Süßwasser-Konzentrationen im Nordpolarmeer treten dann nicht auf. Es ist wichtig zu erkennen, dass die Wahl des Referenz-Salzgehalts von entscheidender Bedeutung ist, wenn man die Speicherung von Süßwasser im Meer mit der Zufuhr von Flusswasser in direkten Zusammenhang bringen will. Aus diesem Grund wird in jüngeren Arbeiten (z.B. Rudels & Friedrich 2000; Schlosser et al. 2002) $S_{ref} = 35$ psu verwendet. In den ‘klassischen’ Arbeiten von Aagaard & Carmack (1989) und Steele et al. (1996) wird hingegen ein Referenz-Salzgehalt von 34.8 psu zur Berechnung von Süßwassertransporten angesetzt, was ungefähr dem mittleren Salzgehalt im arktischen Ozean entspricht. Ein Vergleich verschiedener Arbeiten im Hinblick auf Süßwassertransporte oder -speicherung kann sich daher schwierig gestalten und erfordert gegebenenfalls Umrechnungen unter Verwendung gleicher Referenz-Salzgehalte (s. Absatz VII.6.2).

Zonale (bzgl. des rotierten Modellgitters) ozeanische Süßwassertransporte durch bestimmte Sektionen werden gemäß

$$\mathcal{F}_S = \int_{\text{Sektion}} \int_{-H}^0 C_S u dz a d\phi = \int_{\text{Sektion}} \int_{-H}^0 \left(\frac{S_{ref} - S}{S_{ref}} \right) u dz a d\phi \quad (\text{VII.2})$$

berechnet.⁹ Süßwasserexporte durch den Kanadischen Archipel, die Fram-Straße und die Barents-See sind in Abb. VII.40 für das jeweils letzte Integrationsjahr der Experimente NF, NFP und NFPD dargestellt. Obwohl der Volumenfluss durch den

⁸Das durch die Bering-Straße einströmende Pazifik-Wasser kann dann ebenfalls als Mischprodukt von ‘Salzwasser’ mit Salzgehalt $S_{ref} = 35$ psu und Süßwasser mit Salzgehalt 0 aufgefasst werden.

⁹Für eine möglichst exakte Auswertung der Modellergebnisse wird an Stelle der diagnostischen Berechnung des Produkts $S \cdot u$ in (VII.2) die Advektion des Salzgehalts zu jedem Zeitschritt direkt der FCT-Routine des Modell-Codes entnommen. Da das Modell keine explizite Diffusion enthält, entsprechen advective Transporte den Gesamttransporten.

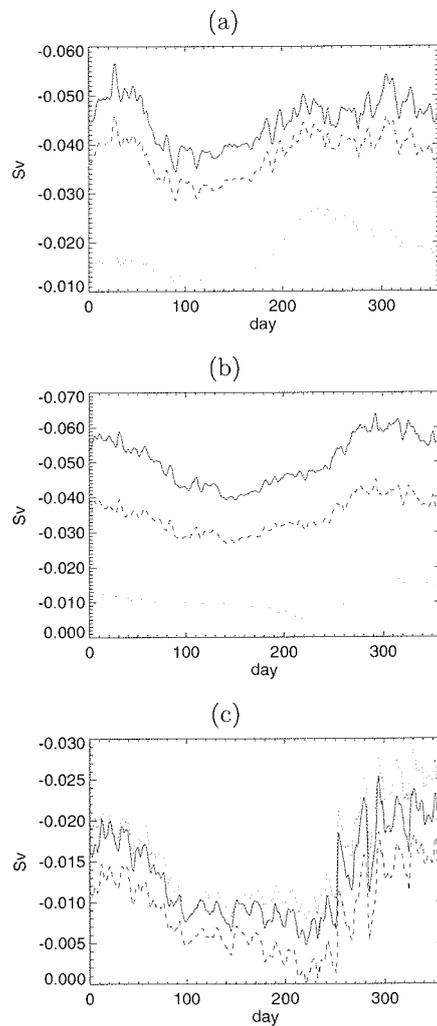


Abb. VII.40: Ozeanische Süßwassertransporte durch (a) den Kanadischen Archipel, (b) die Fram-Straße und (c) die Barents-See (geglättet mit einem 30-Tage-Boxcar-Filter) im jeweils letzten Integrationsjahr. Durchgezogen: Experiment NFPD. Gestrichelt: Experiment NFP. Gepunktet: Experiment NF. Negative Werte kennzeichnen Transporte aus dem Nordpolarmeer heraus.

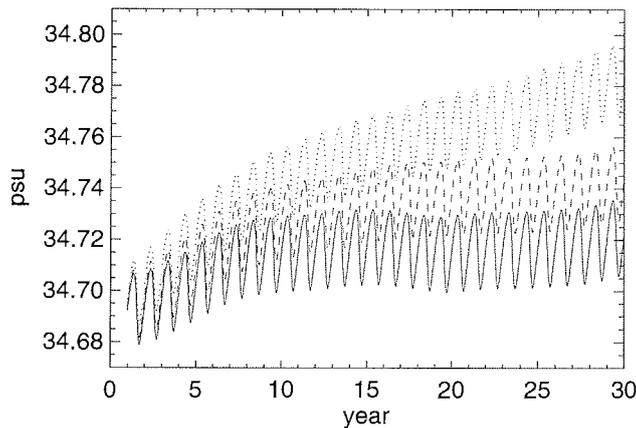


Abb. VII.41: Zeitliche Entwicklung des mittleren Salzgehalts im Nordpolarmeer. Durchgezogen: Experiment NFPD. Gestrichelt: Experiment NFP. Gepunktet: Experiment NF.

Kanadischen Archipel in Experiment NF größer ist als in NFP und NFPD (Abb. VII.37; Tab. VII.4), ist der ozeanische Süßwassertransport aufgrund eines höheren Salzgehalts um einen Faktor 2-3 geringer als in den beiden anderen Experimenten (Abb. VII.40a). In Experiment NFPD sorgen die relativ niedrigen Salzgehalte im Kanadischen Archipel und in der Fram-Straße (Abb. VII.40b) dafür, dass die Süßwasserexporte höher sind als in Experiment NFP – trotz ähnlicher Volumentransporte. Insgesamt lässt sich beim Vergleich von Abb. VII.40 mit Abb. VII.37 feststellen, dass die Saisonalität ozeanischer Süßwassertransporte infolge intraannueller Variabilität in den Salzgehaltsverteilungen andere Charakteristiken aufweist als die jahreszeitlichen Schwankungen der Volumentransporte.

VII.6.2 Eine vollständige Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres basierend auf Experiment NFPD

Abb. VII.41 zeigt die Entwicklungen des mittleren Salzgehalts im Nordpolarmeer über den Integrationszeitraum der Experimente NF, NFP und NFPD. Deutliche Salzdrift ist in den Experimenten NF und NFP auch nach 30 Jahren noch zu erkennen, während sich der Salzhaushalt des Nordpolarmeeres in Experiment NFPD näherungsweise eingependelt hat. Aufgrund dieses Quasi-Gleichgewichtes kann eine Analyse der arktischen Süßwasserbilanz vorgenommen werden¹⁰. Da in Experiment NFPD keine *Restoring*-Flüsse den Salzhaushalt beeinträchtigen, ist das Süßwasserbudget dynamisch konsistent und geschlossen, so dass die Einträge durch Niederschläge, Flüsse und Pazifik-Wasser in guter Näherung vollständig durch Meereis- und ozeanische Exporte balanciert werden.

Tab. VII.5 zeigt die Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres basierend auf Experiment NFPD. Vernachlässigt werden in dieser Aufstellung Eistransporte durch die Bering-Straße (offener Rand im Meereis-Modell) sowie der Export von Schnee auf

¹⁰Man beachte, dass in Experiment NFPD auch das Meereisvolumen ein Quasi-Gleichgewicht am Ende der Integrationsperiode erreicht (vgl. Abb. VII.29).

Quellen/Senken	Experiment NFPD	Aagaard & Carmack
$P - E$	1895 - 508 = 1387	900
Flusswasser	3159	3300
Bering-Straße	1771	1800
Barents-See		
Meereis	-316	-
Wasser	-417	270
Fram-Straße		
Meereis	-2952	-2880
Wasser	-1572	-1330
Kanadischer Archipel		
Meereis	-180	-140
Wasser	-1393	-1220
Netto	-513	700

Tab. VII.5: Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres basierend auf Experiment NFPD (gemittelt über das letzte Integrationsjahr) und den Angaben von Aagaard & Carmack (1989). Der Referenz-Salzgehalt beträgt 35.0 psu; für Meereis wird ein Salzgehalt von 3.0 psu angesetzt. Positive Werte bedeuten Netto-Import, negative Werte Netto-Export von Süßwasser (vgl. Abb. VI.25 für die Definition der Passagen). Alle Angaben sind in km^3/a .

dem sich bewegenden Meereis (beide Werte sind kleiner als $50 \text{ km}^3/\text{a}$). Die Summierung aller Beiträge zur Bilanz ergibt einen Restwert von rund $-500 \text{ km}^3/\text{a}$, was bei einem Volumen des Nordpolarmeeres von $1.3 \cdot 10^7 \text{ km}^3$ einer Zunahme des mittleren Salzgehalts von ca. 10^{-3} psu/a entspricht. Neben ozeanischen und Meereis-Süßwasserexporten ist Verdunstung eine wichtige Senke in der Bilanz. Abb. VII.42 zeigt die jährlichen Verdunstungsraten im Nordpolarmeer. Da Evaporation durch Meereis verhindert wird, sind signifikante Werte nur dort zu finden, wo sich die Eisdecke im Sommer zurückzieht, d.h. im Wesentlichen über den Schelfgebieten.

Zusätzlich zu den Modellergebnisse sind in Tab. VII.5 die von Aagaard & Carmack (1989) abgeschätzten Beiträge zur arktischen Süßwasserbilanz angegeben. Dabei ist zu beachten, dass Aagaard & Carmack (op.cit.) in ihrer Originalarbeit einen Referenz-Salzgehalt von 34.8 psu verwenden und für den Salzgehalt von Meereis 4 psu annehmen. Dank der ausführlichen Darstellung ihrer Berechnungen ist es jedoch möglich, sämtliche Werte für einen anderen Referenz-Salzgehalt (hier: $S_{\text{ref}} = 35 \text{ psu}$) und einen anderen Meereis-Salzgehalt (hier: 3 psu) neu zu evaluieren. Tab. VII.5 erlaubt somit den direkten Vergleich von Modell-Resultaten mit den auf Beobachtungen basierenden Werten. Dieser Vergleich zeigt erstaunliche Übereinstimmungen und verstärkt somit das Vertrauen sowohl in das Modell als auch in die 'klassischen', auch heute noch viel zitierten Abschätzungen von Aagaard & Carmack (op.cit.). Sämtliche Werte sollten dabei im Sinne einer Klimatologie verstanden werden, da keine Angaben hinsichtlich interannueller Variabilität gemacht werden (können).

Der deutlichste Unterschied zwischen Modell und Daten zeigt sich im Süßwassertransport durch die Barents-See. Die Berücksichtigung des salzarmen Norwegischen Küstenstroms (NCC) führt in den Abschätzungen von Aagaard & Carmack (op.cit.) zu einem Süßwasserimport ins Nordpolarmeer. Dieser schmale Küstenstrom



Abb. VII.43: Jahresmittel der Schneedicke in Experiment NFPD (Konturintervall: 0.05 m). Integriert über das in Abb. VI.25 dargestellte Gebiet des Nordpolarmeeres ergibt sich ein Schneevolumen von 1258 km^3 , was aufgrund der geringen Dichte des Schnees (300 kg/m^3) einem Süßwasservolumen von lediglich ca. 370 km^3 entspricht.

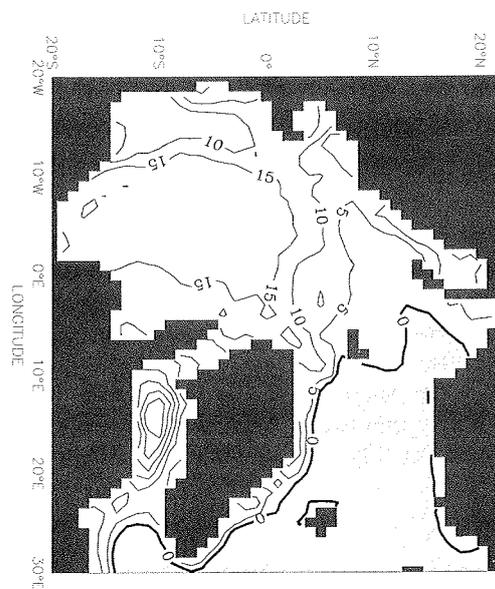


Abb. VII.44: Speicherung von Süßwasser im Nordpolarmeer gemäß (VII.3) berechnet über das letzte Integrationsjahr von Experiment NFPD (Konturintervall: 5.0 m).

Abb. VII.44 zeigt die Speicherung von Süßwasser im Nordpolarmeer gemäß

$$\mathcal{H}_S = \int_{-H}^0 C_S dz = \int_{-H}^0 \left(\frac{S_{\text{ref}} - S}{S_{\text{ref}}} \right) dz \quad (\text{VII.3})$$

in Experiment NFPD. Konsistent mit den Darstellungen von Aagaard & Carmack (1989) und Steele et al. (1996) wird auch in Experiment NFPD mehr Süßwasser im westlichen Teil des arktischen Ozeans (Kanadisches Becken) gespeichert als im östlichen (Eurasisches Becken). Der Süßwassergehalt im östlichen Nordpolarmeer kann direkt mit auf Beobachtungen basierenden Angaben von Rudels & Friedrich (2000) und Schlosser et al. (2002) verglichen werden, da beide Arbeiten einen Referenz-Salzgehalt von 35.0 psu verwenden. Mit 3–11 m Süßwasser in der Wassersäule offenbart dieser Vergleich eine bemerkenswerte Übereinstimmung der Daten mit den vorliegenden Modellergebnissen.

Integriert über das gesamte Nordpolarmeer liefert Experiment NFPD ein Süßwasservolumen von $101 \cdot 10^3 \text{ km}^3$. Der weitaus größte Teil (77%) befindet sich in den obersten 300 m.¹¹ Addiert man $27 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ Süßwasser hinzu, das als Meereis im Nordpolarmeer gespeichert wird (vgl. Abb. VII.31a)¹², so ergibt sich ein Gesamtvolumen von rund $130 \cdot 10^3 \text{ km}^3$. Aus dem Verhältnis von Süßwasserspeicherung und -eintrag lässt sich eine mittlere Verweildauer von Süßwasser im Nordpolarmeer errechnen. Mit einem Süßwassereintrag von $6800 \text{ km}^3/\text{a}$ (Niederschlag, Flusswasser und Pazifik-Wasser) beträgt diese mittlere Verweildauer in Experiment NFPD 19 Jahre. Eine mittlere Verweildauer von 15 Jahren ergibt sich, wenn man lediglich die obersten 300 m des Ozeans zusammen mit dem Meereis als Süßwasserspeicher berücksichtigt. Diese Werte stehen in guter Übereinstimmung mit den Abschätzungen von Rudels & Friedrich (op.cit.).

¹¹Dabei ist zu beachten, dass der tiefe Ozean aufgrund der begrenzten Integrationszeit noch weitgehend von den Anfangsbedingungen geprägt ist.

¹²Das Meereis-Gesamtvolumen im Nordpolarmeer (Grenzen gemäß Abb. VI.25) beträgt in Experiment NFPD rund $33 \cdot 10^3 \text{ km}^3$. Unter Berücksichtigung der relativ geringen Dichte von Meereis (910 kg/m^3) und eines Salzgehalts von 3 psu ergibt sich das o.a. Süßwasser-Äquivalent.

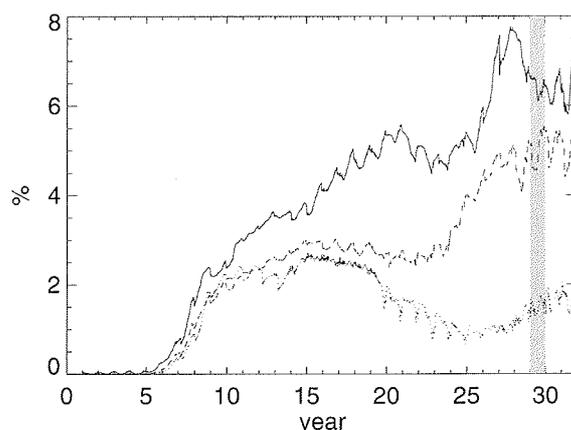


Abb. VII.45: Zeitliche Entwicklung der Oberflächenkonzentration arktischen Flusswassers in der westlichen Fram-Straße. Durchgezogen: Experiment NFPD. Gestrichelt: Experiment NFP. Gepunktet: Experiment NF. Das 30. Integrationsjahr ist durch einen grauen Balken markiert.

VII.7 Ausbreitung und Speicherung von Flusswasser im Nordpolarmeer

VII.7.1 Flusswasser-Konzentrationen in den Experimenten NF, NFP und NFPD

Gemäß (IV.24) wird ein passiver Tracer ins Ozean-Modell implementiert, der das Wasser arktischer Flüsse (s. Tab. VII.2) mit dem Wert 1 (bzw. 100%) markiert¹³. Gestartet werden die Experimente NF, NFP und NFPD mit Flusswasser-Konzentrationen von 0%. Abb. VII.45 zeigt die zeitliche Entwicklung der Flusswasser-Konzentration in einem Gitterpunkt an der Oberfläche in der westlichen Fram-Straße für die Experimente NF, NFP und NFPD. Der Großteil dieses Flusswassers stammt von den sibirischen Schelfen. In allen Experimenten sind erste Spuren in der Fram-Straße nach 5–6 Jahren detektierbar, was einer unteren Abschätzung der 'Reisedauer' sibirischen Flusswassers über die TPD entspricht.¹⁴ Dennoch pendeln sich die Konzentrationen nicht vor 30 Jahren ein. Für Abb. VII.45 wurden die Experimente noch einige Jahre weiter integriert. Es zeigt sich jedoch, dass die Änderungen in den oberen Schichten des arktischen Ozeans nach 30 Jahren nur noch gering (Experiment NF) bzw. vernachlässigbar (Experiment NFPD) sind.

Die deutlichen Unterschiede zwischen den Flusswasser-Konzentrationen der verschiedenen Experimente spiegeln sich auch in Abb. VII.46 wider. Der schwache Ausstrom durch die Fram-Straße in Experiment NF (Abb. VII.16) ist der Grund für

¹³Neben den in Tab. VII.2 genannten arktischen Flüssen wird auch der diffuse Abfluss ins Nordpolarmeer markiert.

¹⁴Die in Abb. VII.45 in Experiment NFPD anfänglichen kleinen Abweichungen von null rühren vom diffusen Süßwassereintrag Grönlands her.

die niedrigen Flusswassergehalte im gesamten Bereich des EGC (Abb. VII.46a). Die verstärkte Dynamik des EGC in Experiment NFP (Abb. VII.46b) und insbesondere in Experiment NFPD (Abb. VII.46c) führt zu deutlich erhöhten Konzentrationen an arktischen Fluss- bzw. Schelfwassermassen in der Fram-Straße und im Europäischen Nordmeer. Der reduzierte Wassermassenaustausch zwischen Nordpolarmeer und Europäischem Nordmeer in Experiment NF lässt das zugeführte Flusswasser im östlichen Eurasischen Becken regelrecht akkumulieren.

Realistischer ist die Zirkulation in Experiment NFPD. Die Flusswasser-Verteilung in den oberen Schichten (Abb. VII.46c) zeigt wesentliche Übereinstimmungen mit der in Abb. III.6 gezeigten Simulation von Karcher & Oberhuber (2002). Die höchsten Flusswasser-Konzentrationen sind erwartungsgemäß in den sibirischen Schelfmeeren zu finden. Verschwindend geringe Konzentrationen finden sich in der von Atlantik-Wasser dominierten westlichen Barents-See sowie in der mit Pazifik-Wasser gefüllten Tschuktschen-See. Die Pfade der TPD sind durch hohe Konzentrationen deutlich zu erkennen. Große Mengen Flusswasser werden mit der TPD von den sibirischen Schelfen zur Fram- und Nares-Straße transportiert, wo sie schließlich das Nordpolarmeer verlassen. Die Modell-Simulationen reproduzieren weitgehend Flusswasser-Verteilungsmuster, die anhand Messungen stabiler Sauerstoff-Isotope abgeleitet wurden (vgl. III.2.1).

VII.7.2 Speicherung von Flusswasser in Experiment NFPD

Durch vertikale Integration über die Flusswasser-Konzentration kann das Flusswasser-Inventar im arktischen Ozean berechnet werden. Abb. VII.47a zeigt das Inventar im letzten Jahr von Experiment NFPD integriert über die gesamte Ozeantiefe und Abb. VII.47b das Inventar in den obersten 300 m. Integriert über das gesamte Nordpolarmeer (s. Abb. VI.25) ergibt sich im ersten Fall ein Gesamt-Flusswasservolumen von $53 \cdot 10^3 \text{ km}^3$, im zweiten Fall ein Volumen von $46 \cdot 10^3 \text{ km}^3$, d.h. 86% des Flusswassers wird in den obersten 300 m gespeichert. Dabei ist allerdings zu beachten, dass unterhalb der Halokline nach 30 Integrationsjahren ein Gleichgewicht noch weit entfernt ist. Das Flusswasser-Inventar in den oberen 300 m kann verglichen werden mit Abschätzungen, die auf der Verteilung von Sauerstoff-Isotopen im Nordpolarmeer basieren (Schlosser et al. 1994; Bauch et al. 1995; Stein 1996; Frank 1996; Schlosser et al. 2000; Schlosser et al. 2002). Solche Abschätzungen liefern für das Eurasische Becken eine mittlere Schichtdicke von 7.5 m und für den Bereich der TPD 10–14 m. Die vom Modell simulierten Inventare liegen rund 25% unter den Isotopen-Werten. Dabei ist unklar, ob diese Diskrepanz aus Unzulänglichkeiten seitens des Modells oder der Isotopen-Methode resultiert. Beispielsweise ist eine Unterscheidung zwischen Flusswasser und direkten Niederschlägen über dem Ozean durch Sauerstoff-Isotope nicht möglich.

Aus einer Flusswasserspeicherung von $46 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ und einem Gesamt-Flusswassereintrag von $3159 \text{ km}^3/\text{a}$ lässt sich eine mittlere Verweildauer von 14.5 a für Flusswasser in den obersten 300 m des Nordpolarmeeres errechnen. Dieser Wert ist konsistent mit den Berechnungen aus Abschnitt VII.6.3 und Werten aus der Literatur (s. Abschnitt III.1.4).

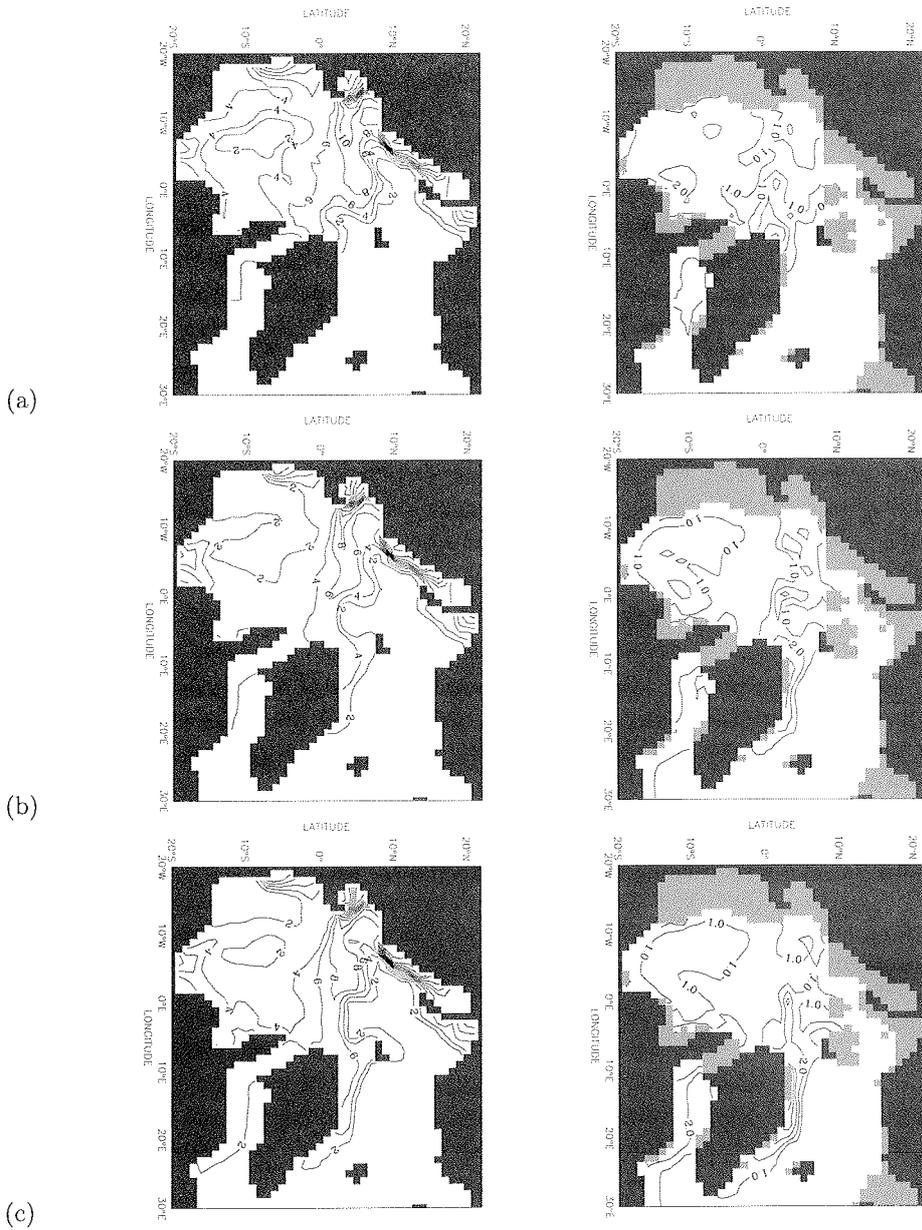


Abb. VII.46: Jahresmittel der Flusswasser-Konzentration arktischer Flüsse im jeweils 30. Integrationsjahr von (a) Experiment NF, (b) Experiment NFP und (c) Experiment NFPD. Linke Spalte: Gemittelt über 0–80 m (Konturintervall: 2%; Gebiete mit Werten über 10% sind dunkel markiert). Rechte Spalte: Gemittelt über 80–254 m (Konturintervall: 1%).

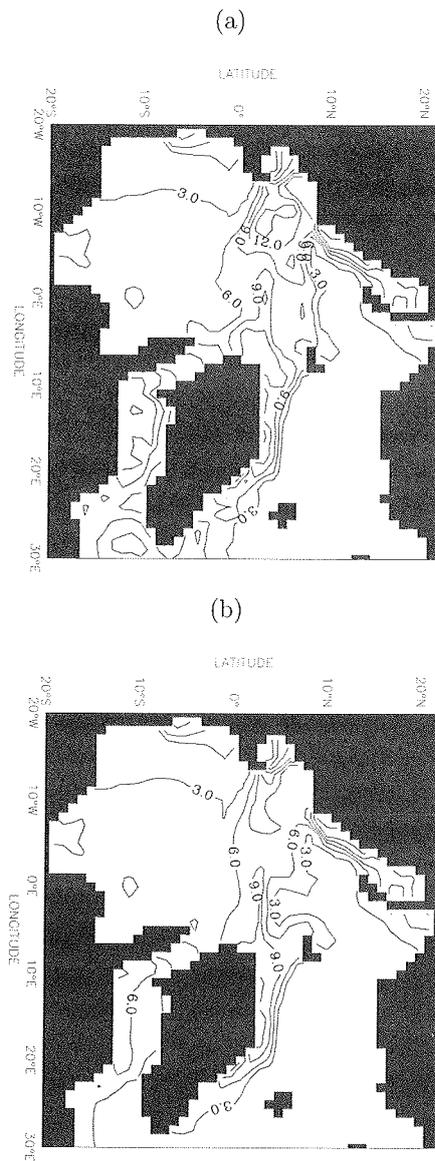


Abb. VII.47: Speicherung arktischen Flusswassers (Inventar) im Nordpolarmeer berechnet über das letzte Integrationsjahr von Experiment NFPD: (a) Integriert über die gesamte Tiefe, (b) integriert über den Tiefenbereich 0–300 m (Konturintervall: 3.0 m).

auf die MOC zu beobachten (Gerdes & Köberle 1995; Prange & Gerdes 1999). Obwohl also keinesfalls davon ausgegangen werden kann, dass die THC ein Gleichgewicht erreicht hätte, können bereits Trends abgelesen werden. Abb. VII.49a zeigt die nordatlantische MOC aus Experiment NFPD. Mit einem maximalen Volumenfluss von 10 Sv ist die Zirkulation von NADW deutlich schwächer als die häufig zitierten 15–20 Sv (z.B. Tomczak & Godfrey 1994; Ganachaud & Wunsch 2000). Dies mag vornehmlich an der begrenzten Geometrie des Ozean-Modells liegen: Wichtige Auftriebsgebiete des Tiefenwassers im Indik, Pazifik sowie im südlichen Ozean fehlen. Andererseits könnte aber auch die Einführung expliziter vertikaler Diffusion ins Ozean-Modell zu einer Verstärkung der MOC führen (z.B. Bryan 1987; Prange et al. 2003).

Das Fehlen des diffusen arktischen Süßwasserabflusses von $700 \text{ km}^3/\text{a}$ in Experiment NFP führt zu insgesamt leicht erhöhter Tiefenwasserbildung und somit geringfügig verstärkter (0.5–1 Sv) MOC (Abb. VII.49b). Den Effekt des Pazifik-Wasser-Einstroms durch die Bering-Straße auf die großskalige Zirkulation im Nordatlantik zeigt Abb. VII.49c. Das ‘Öffnen’ der Bering-Straße in Experiment NFP führt aufgrund der erhöhten Süßwasserzufuhr im Vergleich zu Experiment NF zu einer Abschwächung der MOC um ca. 2 Sv. Schließlich zeigt Abb. VII.49d, wie sich die THC bei vollständigem Fehlen von Fluss- und Pazifik-Wasser in Experiment N drastisch intensiviert. Bereits nach 30 Jahren Integration ist die MOC 5 Sv stärker und reicht deutlich tiefer als in Experiment NFPD. Ursächlich hierfür ist das Verschwinden der Schichtung im arktischen Ozean (vgl. Absatz VII.1.3), das extensive Konvektion und die Bildung von besonders dichten Wassermassen im Nordmeer ermöglicht. Es ist wahrscheinlich, dass sich die MOC bei längerer Integrationszeit in Experiment N noch deutlich verstärkt.

Qualitativ bestätigen die hier vorgestellten Ergebnisse frühere Modell-Resultate von Prange & Gerdes (1999): eine Erhöhung des Süßwassereintrags ins Nordmeer führt zu einer Abschwächung der konvektiven Aktivität und somit der THC. Bemerkenswert ist allerdings die quantitative Übereinstimmung des Einflusses der Bering-Straße mit einer Modellstudie von Hasumi (2002). Hasumi (op.cit.) untersucht die Rolle des Bering-Straßen-Durchstroms mittels eines prognostischen globalen Ozean-Modells (2.8° horizontale Auflösung). Dabei wird der Durchstrom als Funktion der Meeresspiegel-Differenz zwischen arktischem Ozean und der Bering-See parameterisiert. Konsistent mit der vorliegenden Studie zeigt das globale Modell eine Abschwächung der THC um fast 20% nach Öffnen der Passage. Wesentlich schwächer ist der Effekt des Bering-Straßen-Durchstroms im globalen Modell von Goosse et al. (1997a), in welchem der Pazifik-Wasser-Durchstrom die MOC nur um 6% reduziert. Sogar noch etwas geringer ist der Einfluss der Bering-Straße im Modell von Reason & Power (1994). Der Grund für die geringe Sensitivität der THC in den Modellen von Goosse et al. (op.cit.) und Reason & Power (op.cit.) liegt wahrscheinlich in der Formulierung der Randbedingungen: *Restoring*-Flüsse bezüglich des Oberflächensalzgehalts stabilisieren in beiden Modellen die Zirkulation.

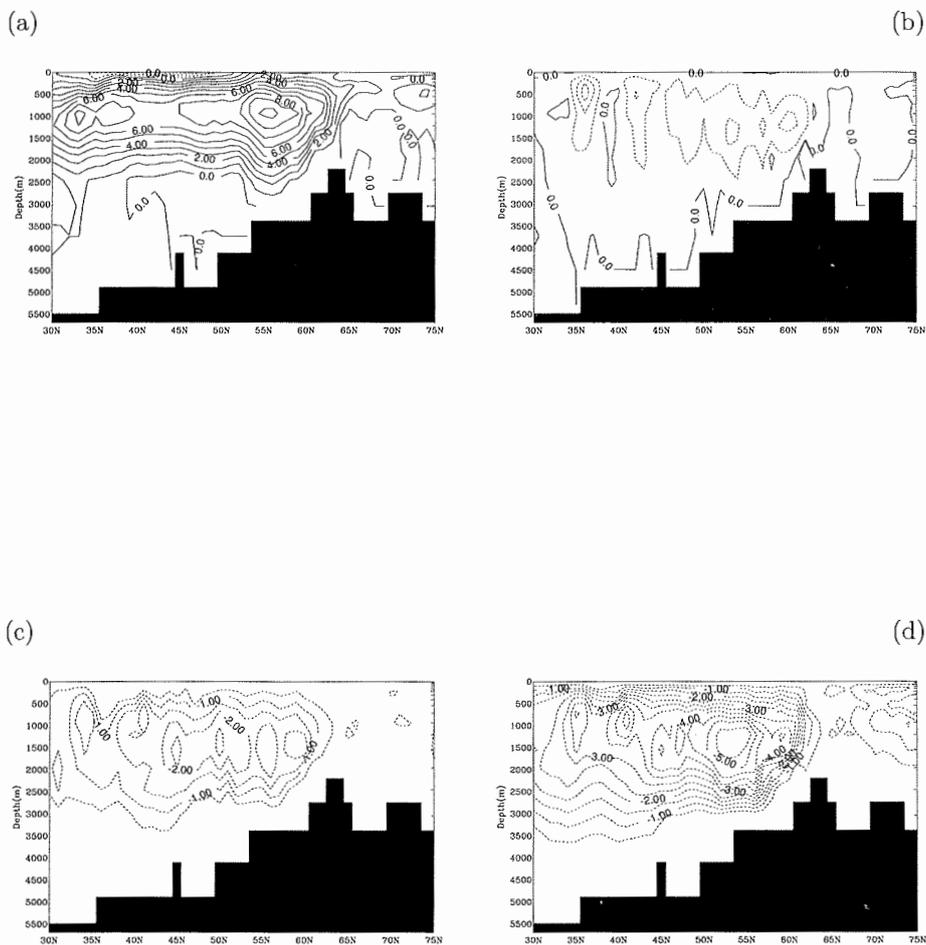


Abb. VII.49: Meridionale Stromfunktion im Nordatlantik (MOC) gemittelt über die letzten 3 Jahre der jeweiligen Integrationsperiode: (a) Experiment NFPD (Konturintervall: 1 Sv), (b) Differenz Experiment NFPD – Experiment NFP (Konturintervall: 0.5 Sv), (c) Differenz Experiment NFP – Experiment NF (Konturintervall: 0.5 Sv), (d) Differenz Experiment NFPD – Experiment N (Konturintervall: 0.5 Sv). Positive Werte entsprechen einer Rotation im Uhrzeigersinn bzgl. der Ebene des Blattes. Die Achsenbeschriftungen beziehen sich in dieser Abbildung auf die geografischen Koordinaten.

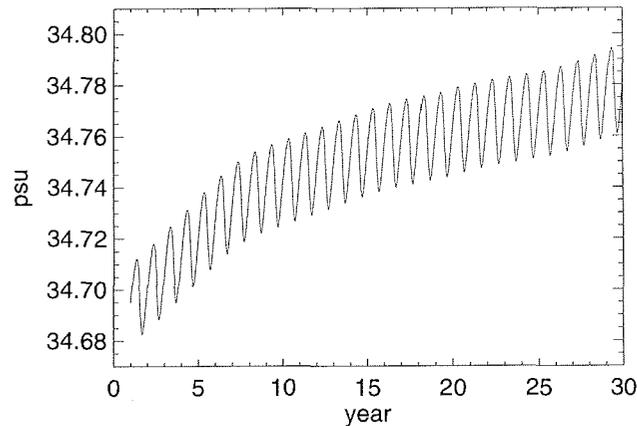


Abb. VII.50: Zeitliche Entwicklung des mittleren Salzgehalts im Nordpolarmeer in Experiment FPD.

VII.9 Experiment FPD: Direkter Niederschlag

VII.9.1 Niederschläge über dem Nordpolarmeer

Zum Abschluss dieses Kapitels soll der Einfluss von direktem Niederschlag über dem Nordpolarmeer untersucht werden. Gemäß Tab. VII.5 entsprechen Niederschläge über dem Nordpolarmeer einer Süßwasserzufuhr von $1895 \text{ km}^3/\text{a}$ bzw. 60% des Flusswassereintrags. Niederschläge fallen entweder direkt aus der Atmosphäre in den Ozean oder werden auf saisonaler Zeitskala als Schneeaufgabe auf dem Meereis gespeichert, um im Frühjahr als Schmelzwasser dem Meerwasser beigemischt zu werden. In Experiment FPD (Flusswasser, Pazifik-Wasser, Diffuser Süßwassereintrag) soll im Folgenden der Niederschlag über dem Nordpolarmeer auf null gesetzt werden. Außerhalb der Nordpolarmeer-Region (definiert gemäß Abb. VI.25) bleiben die Niederschläge unverändert.

VII.9.2 Ergebnisse

Abb. VII.50 zeigt die Entwicklung des mittleren Salzgehalts im Nordpolarmeer über den Integrationszeitraum von Experiment FPD. Der Anstieg im Salzgehalt ist ähnlich stark wie in Experiment NF (Abb. VII.41). Der arktische Süßwassereintrag durch Niederschlag und Flüsse beträgt in Experiment NF $4354 \text{ km}^3/\text{a}$ und ist somit von gleicher Größenordnung wie in Experiment FPD ($4930 \text{ km}^3/\text{a}$).

Im Oberflächensalzgehalt zeigen sich beträchtliche Unterschiede im Vergleich zu Experiment NFPD (Abb. VII.51). So sind die Niederschläge in Experiment NFPD mit einer großflächigen Salzgehaltsreduzierung in der Größenordnung 1 psu im Nordpolarmeer verbunden. Komplexer ist das Bild jedoch nördlich der Barents-See, wo Unterschiede in der Oberflächenzirkulation (Abb. VII.52a) für anomal hohe Salzgehalte in Experiment NFPD sorgen. Die markantesten Differenzen in der Oberflächenzirkulation zwischen Experiment NFPD und Experiment FPD offenbart Abb. VII.52a im Beaufort-Wirbel sowie im EGC. In beiden Fällen führt eine Abnah-

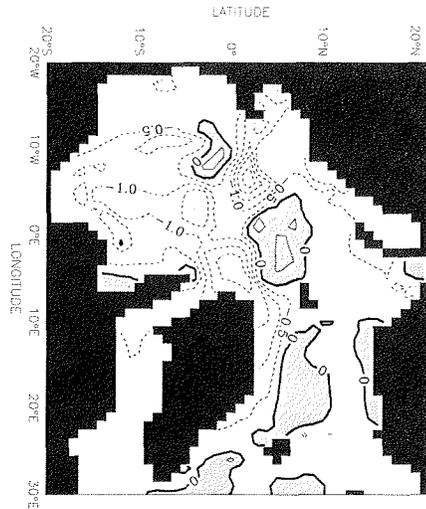


Abb. VII.51: Differenz Experiment NFPD – Experiment FPD: Mittlerer Salzgehalt in den obersten 80 m im jeweils 30. Integrationsjahr (Konturintervall: 0.5 psu; Gebiete mit positiven Differenzen sind dunkel markiert).

me der Salzgehalte zu einer Verstärkung der Oberflächenströmung. Im absoluten Strömungsfeld von Experiment FPD, dargestellt in Abb. VII.52b, zeigt sich das Verschwinden eines geschlossenen antizyklonalen Beaufort-Wirbels sowie das ‘Abreißen’ des EGC von der TPD. Die TPD führt ihre Wassermassen im Wesentlichen zum Kanadischen Archipel hin, so dass sich der Ausstrom durch die Fram-Straße drastisch reduziert. Dies beeinträchtigt unmittelbar die Verteilung arktischen Flusswassers im Europäischen Nordmeer (Abb. VII.53), da sich mit dem veränderten Pfad der TPD die Zufuhr sibirischer Schelfwassermassen in den EGC verringert (vgl. Abb. VII.46c).

Den Effekt arktischer Niederschläge auf die Meereisdecke zeigt Abb. VII.54a. Mit Niederschlägen ist das Eis über dem zentralen Kanadischen Becken mehr als 40 cm dicker als ohne Niederschläge. Dünnere Eisdicken sind in Experiment NFPD hingegen über dem westlichen Eurasischen Becken. Der Vergleich mit Abb. VII.51 offenbart einen nahezu direkten Zusammenhang zwischen Eisdicke und Oberflächensalzgehalten. Hohe Oberflächensalzgehalten sind mit geringer Schichtung, d.h. schwach ausgeprägter Halokline, und folglich erhöhten winterlichen Ozean-Eis-Wärmeflüssen verbunden (Abb. VII.54b). Diese Wärmeflüsse wirken der Eisbildung entgegen und beeinflussen somit unmittelbar das Eisdickenfeld. Obgleich Niederschläge auch über thermodynamische und Albedo-Effekte der Schneeeauflage die Eisdicke beeinflussen können (vgl. Weatherly & Walsh 1996), ist der Effekt auf die Ozean-Eis-Wärmeflüsse durch Verstärkung der ozeanischen Dichteschichtung in den vorliegenden Experimenten der dominierende Prozess.

Schließlich zeigt Abb. VII.55 den Einfluss arktischer Niederschläge auf die THC des Atlantischen Ozeans. Die Differenz zwischen den Experimenten NFPD und FPD ergibt eine Abnahme der MOC von ca. 2.5 Sv aufgrund des erhöhten Süßwasserein-

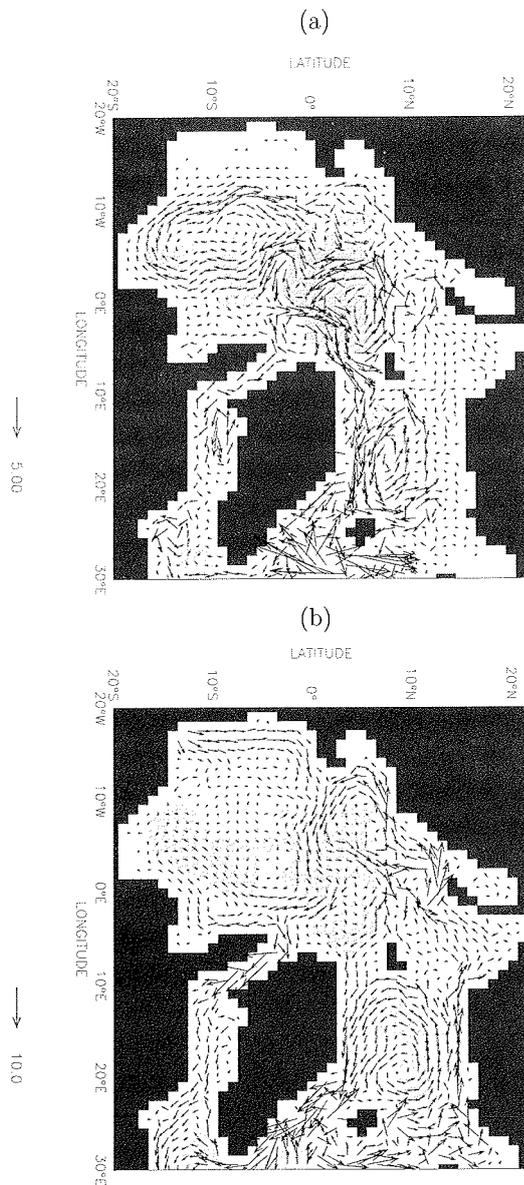


Abb. VII.52: Jahresmittel des ozeanischen Strömungsfeldes gemittelt über den Tiefenbereich 0–80 m: (a) Differenz Experiment NFPD – Experiment FPD, (b) Experiment FPD (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s).

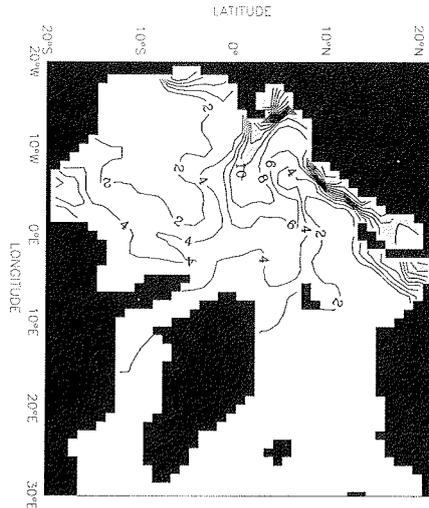


Abb. VII.53: Jahresmittel der Flusswasser-Konzentration arktischer Flüsse im 30. Integrationsjahr von Experiment FPD gemittelt über 0–80 m (Konturintervall: 2%; Gebiete mit Werten über 10% sind dunkel markiert).

trags von $1895 \text{ km}^3/\text{a}$ in Experiment NFPD. Diese Abschwächung ist vergleichbar mit der Differenz zwischen Experiment NFP und Experiment NF (Abb. VII.49c) – auch hier beträgt der Unterschied im Süßwassereintrag rund $1800 \text{ km}^3/\text{a}$.

VII.9.3 Diskussion

Obwohl Experiment N am Anfang dieses Kapitels gezeigt hat, dass Niederschläge über dem arktischen Ozean die Schichtung im Nordpolarmeer allein nicht aufrechterhalten können, offenbart der Vergleich von Experiment FPD mit Experiment NFPD dennoch eine wesentliche Rolle der Niederschläge für die Hydrografie und Zirkulation. Niederschläge über dem Nordpolarmeer sind von entscheidender Bedeutung für die Struktur des Beaufort-Wirbels, den Pfad der TPD und die Stärke des EGC. Der Beitrag von Niederschlägen zur Bildung einer arktischen Halokline ist insbesondere im zentralen Kanadischen Becken, wo der Einfluss von Flüssen nur gering ist, von enormer Bedeutung. Das Fehlen von Niederschlägen führt hier zu einer Zunahme des Oberflächensalzgehalts von über 1 psu. Wie in Absatz (VII.4.2) beschrieben, wirken solch hohe Salzgehalte der windinduzierten antizyklonalen Bewegung entgegen. Ähnliche Effekte beobachten Ranelli & Hibler (1991) in ihrem Ozean-Meereis-Modell. Nach 'Abschalten' des Niederschlags über dem arktischen Ozean verschwindet der Beaufort-Wirbel aus dem Muster der Oberflächenzirkulation nahezu vollständig. Hinreichend hohe Niederschläge über dem Nordpolarmeer scheinen folglich eine notwendige Bedingung für die Aufrechterhaltung des antizyklonalen Wirbels im Kanadischen Becken zu sein.

Der Effekt von Niederschlägen auf das Gesamt-Eisvolumen im Nordpolarmeer ist im vorliegenden Modell gering. So ist das Eisvolumen in Experiment FPD im Vergleich zu Experiment NFPD lediglich um $\sim 3\%$ reduziert. Eine wesentlich stärker-

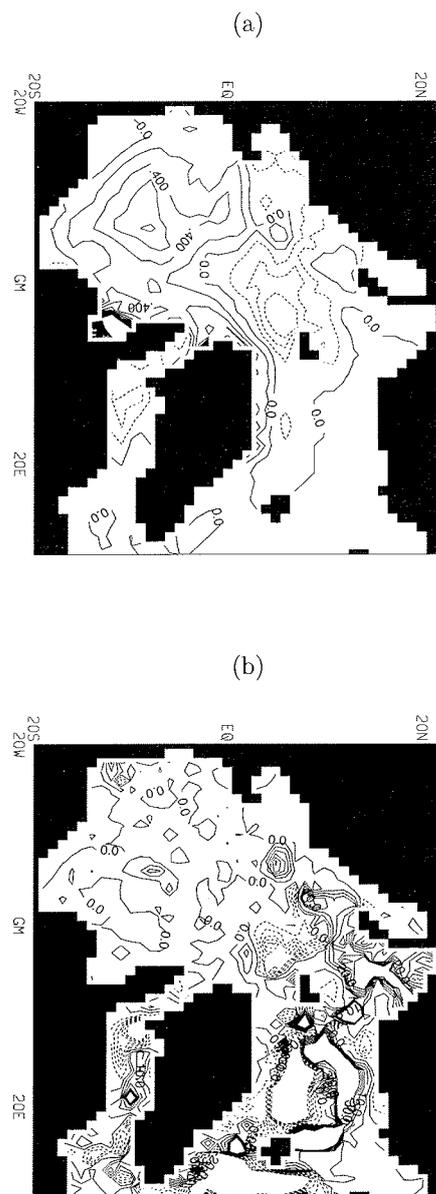


Abb. VII.54: *Differenz Experiment NFPD – Experiment FPD: (a) Jahresmittel der Eisdicke (Konturintervall: 0.2 m), (b) Eis-Ozean-Wärmefluss gemittelt über die Winterperiode Dez.-Feb. (Konturintervall: 5.0 W/m²; max./min. Kontur: 30.0/-30.0 W/m²).*

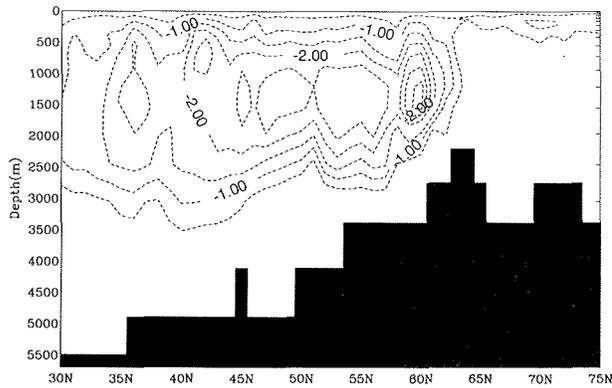


Abb. VII.55: *Differenz Experiment NFPD – Experiment FPD: Meridionale Stromfunktion im Nordatlantik (MOC) gemittelt über die letzten 3 Jahre der jeweiligen Integrationsperiode (Konturintervall: 0.5 Sv). Negative Werte entsprechen einer Rotation gegen den Uhrzeigersinn bzgl. der Ebene des Blattes. Die Achsenbeschriftungen beziehen sich in dieser Abbildung auf die geographischen Koordinaten.*

re Sensitivität des Meereisvolumens hinsichtlich Niederschlagsänderungen zeigt das Ozean-Meereis-Modell von Weatherly & Walsh (1996). Die Autoren geben an, dass in ihrem Modell das ‘Abschalten’ des Niederschlags eine Reduzierung des Eisvolumens um 35% (50%) innerhalb von 10 Jahren (20 Jahren) bewirkt.

KAPITEL VIII

PROGNOSTISCHE OZEAN-MEEREIS-MODELLIERUNG II: Einfluss der Oberflächenrandbedingung für Süßwasserflüsse

VIII.1 Darstellung von Süßwasserflüssen in Ozean-Modellen

Wie beeinflusst ein Süßwasserfluss $(-P+E-R)$ den Salzgehalt S_1 einer Oberflächen-gitterbox im prognostischen Ozean-Modell? Der Salzfluss durch die Oberfläche ist nach (IV.23) null. Aus Kontinuitätsgründen wird $(-P+E-R)$ jedoch durch eine Änderung der Oberflächenauslenkung η oder durch einen zusätzlichen Einstrom von einer benachbarten Gitterbox her kompensiert (bzw. durch einen zusätzlichen Ausstrom in eine benachbarte Gitterbox, falls $(-P+E-R) < 0$). Auf diese Weise induziert der Süßwasserfluss einen advektiven Transport $(-P+E-R)S$ durch die Fläche $z=0$ oder innerhalb des Ozeans. Dabei ist im ersten Fall nach (IV.23) $S=S_1$. Im zweiten Fall hängt der exakte Wert für S vom verwendeten Advektions-schemata und gegebenenfalls vom Vorzeichen von $(-P+E-R)$ ab. Im Allgemeinen gilt jedoch $S \approx S_1$. Die diskretisierte Salzerhaltungsgleichung für eine Oberflächen-gitterbox lässt sich dann durch

$$\dot{S}_1 = \text{Adv} + \text{Diff} + \frac{1}{\Delta z_1} (-P + E - R) S_1 \quad (\text{VIII.1})$$

approximieren. Dabei bezeichnet 'Adv' advektiven und 'Diff' expliziten diffusiven Austausch (im vorliegenden Modell null) mit den benachbarten Gitterboxen.

Bei der Formulierung von Ozean-Modellen wird häufig angenommen, dass $(-P+E-R)$ klein ist im Vergleich zu ozeanischen Volumentransporten und deshalb in der Kontinuitätsgleichung vernachlässigt werden kann. Der Süßwasserfluss $(-P+E-R)$ erscheint dann nur noch in der Salzgleichung (VIII.1) als 'virtueller Salzgehaltsfluss'

$$F_S = \frac{1}{\Delta z_1} (-P + E - R) S_1 \quad (\text{VIII.2})$$

für den halinen Antrieb des Ozeans. Leicht ist zu erkennen, dass eine solche Randbedingung ein unphysikalisches Feedback ins Modell einführt: das haline *Forcing* (VIII.2) ist abhängig vom lokalen Oberflächensalzgehalt S_1 . Aufgrund der Korrelation zwischen Oberflächensalzgehalten und Süßwasserflüssen führt Randbedingung (VIII.2) in der Regel zu einer raschen Zunahme des mittleren Salzgehalts (z.B. Huang 1993; Roulet & Madec 2000). Um diesen unerwünschten Effekt zu eliminieren, wird in vielen Modellen ein Referenz-Salzgehalt S_{ref} zur Darstellung des halinen Oberflächenflusses benutzt:

$$F_S = \frac{1}{\Delta z_1} (-P + E - R) S_{\text{ref}}. \quad (\text{VIII.3})$$

Die Wahl von S_{ref} bestimmt dabei die Stärke des *Forcings*. Eine sinnvolle Näherung kann (VIII.3) nur darstellen, wenn die lokalen Salzgehalte nicht allzu sehr vom Referenz-Salzgehalt abweichen, d.h. $S_1 \approx S_{\text{ref}}$.

Roulet & Madec (op.cit.) zeigen anhand eines globalen Ozean-Modells, dass die Verwendung einer Volumenfluss-Formulierung in der Nähe von Mündungen großer Flüsse deutlich niedrigere Oberflächensalzgehalte liefert als die Salzgehaltsfluss-Formulierung (VIII.2). In der Nähe der Amazonas-Mündung beträgt die Differenz nach 25 Integrationsjahren beispielsweise rund 1 psu. Diese Anomalie breitet sich langsam über den gesamten tropischen und subtropischen Nordatlantik aus. Wadley et al. (1996) und Tartinville et al. (2001) stellen Volumenfluss-Formulierungen der Randbedingung (VIII.3) gegenüber. Im Nordatlantik-Modell von Wadley et al. (op.cit.) liefert die Implementierung von Oberflächenvolumenflüssen eine deutliche Verbesserung der simulierten Dichte- und Strömungsfelder. Im grobauflösenden globalen Modell von Tartinville et al. (op.cit.) sind die Unterschiede hingegen relativ klein.

Aufgrund der herausragenden Bedeutung von Süßwasser für die Ozean-Meereis-Dynamik im Nordpolarmeer sollten Arktis-Modelle besonderen Wert auf eine adäquate Darstellung der halinen Randbedingungen legen. Tatsächlich berücksichtigt jedoch keines der in Tab. II.1 aufgeführten Nordmeer-Modelle die Volumeneinträge von Flüssen oder $(P-E)$. Inwieweit diese Näherung für die Modellierung des Nordpolarmeeres gerechtfertigt ist, soll in den folgenden Experimenten untersucht werden. Volumenflüsse durch $(-P + E - R)$ werden in den Experimenten S1 und SR35 vernachlässigt. Halines *Forcing* wird in Experiment S1 durch (VIII.2) beschrieben. Die Randbedingung (VIII.3) wird in Experiment SR35 implementiert, wobei $S_{\text{ref}} = 35$ psu gesetzt wird. In beiden Experimenten wird der volle Satz Süßwasserquellen wie in Experiment NFPD verwendet.

VIII.2 Ergebnisse

Wie in den vorhergehenden Läufen wird das Ozean-Meereis-Modell auch in den Experimenten S1 und SR35 auf Experiment NARES aufgesetzt und 30 Jahre mit dem 'typischen Jahr' als Antrieb prognostisch integriert. Um den Einfluss fehlender Volumenflüsse auf Hydrografie und Zirkulation im arktischen Ozean zu untersuchen, ist es sinnvoll, die Ergebnisse dieser Experimente mit den Resultaten aus Experiment NFPD direkt zu vergleichen. Abb. VIII.1 zeigt die Differenzen zwischen Experiment NFPD und Experiment S1 hinsichtlich Salzgehalt und Ozeanströmung in den obersten 80 m. In Experiment NFPD sind deutlich geringere Salzgehalte fast im gesamten Nordpolarmeer zu erkennen. Die Vernachlässigung von Oberflächenvolumenflüssen in Experiment S1 resultiert in einer Zunahme der Salzgehalte von rund 0.5 psu im Kanadischen Becken, 1 psu in der westlichen Fram-Straße sowie in der Kara-See und bis zu 3 psu in der Laptew-See (Abb. VIII.1a). Mit diesen Salzgehaltsdifferenzen sind signifikante Unterschiede in der Zirkulation verbunden (Abb. VIII.1b). Eine Absenkung der Oberflächensalzgehalte im zentralen Kanadischen Becken sowie in der Fram-Straße führt zu einer Beschleunigung des Beaufort-Wirbels und des EGC (vgl. Absatz VII.9.2). Zudem ändert sich der Pfad der TPD. Wesentlich geringer sind die Differenzen zwischen Experiment NFPD und SR35. Unterschiede im Salzgehalt sind nur an wenigen Orten größer als 0.5 psu (Abb. VIII.2a). Entsprechend klein sind die Differenzen im arktischen Zirkulationsmuster. Hier fällt in Experiment SR35 lediglich eine leichte Verschiebung der TPD nach Westen auf (Abb. VIII.2b).

Differenzen in den Eisdriftmustern sind mit denen in den Oberflächenströmungsfeldern nahezu identisch (nicht gezeigt). Unterschiede in den Eisdickenverteilungen sind klein; das gesamte Meereisvolumen ist in Experiment S1 lediglich 1.5% geringer als in Experiment NFPD.

Offensichtlich ist der Netto-Süßwassereintrag in Experiment S1 verglichen mit den Experimenten NFPD und SR35 reduziert. Dies verdeutlicht die Berechnung des mittleren Salzgehalts im Nordpolarmeer (Abb. VIII.3). Die starke zeitliche Salzgehaltsdrift in Experiment S1 ist das Ergebnis eines zu schwachen Süßwasser-*Forcings*. Diese Schlussfolgerung deckt sich mit der berechneten Süßwasserspeicherung im Nordpolarmeer. Abb. VIII.4 zeigt, dass das Süßwasser-Inventar in Experiment S1 im EGC und in der zentralen Arktis mehrere Meter geringer ist als in Experiment SR35. Ein Vergleich mit Abb. VII.44 offenbart hingegen, dass die Unterschiede zwischen Experiment SR35 und NFPD hinsichtlich der Speicherung von Süßwasser im Nordpolarmeer klein sind.

Die unterschiedlichen Strömungs- und Salzgehaltsfelder in den Experimenten S1 und SR35 gehen mit Differenzen in Volumen- und Süßwassertransporten einher. Abb. VIII.5 fasst die ozeanischen Nettogesamttransporte durch die verschiedenen Ein- und Ausgänge des Nordpolarmeeres (s. Abb. VI.25) im jeweils letzten Integrationsjahr der Experimente zusammen. Zum Vergleich sind zusätzlich die Ergebnisse aus Experiment NFPD dargestellt. Weder Experiment S1 noch Experiment SR35 kann den hohen sommerlichen Fram-Straßen-Volumenexport aus Experiment NFPD reproduzieren. Über das gesamte Jahr gemittelt ist der Ausstrom durch die Fram-Straße in Experiment S1 rund 0.3 Sv niedriger als in Experiment NFPD. Bemerkenswert ist ferner, dass der Einstrom durch die Barents-See in allen drei Experimenten nahezu identisch ist.

Süßwassertransporte gemäß (VII.2) sind in Abb. VIII.6 dargestellt. Die großen

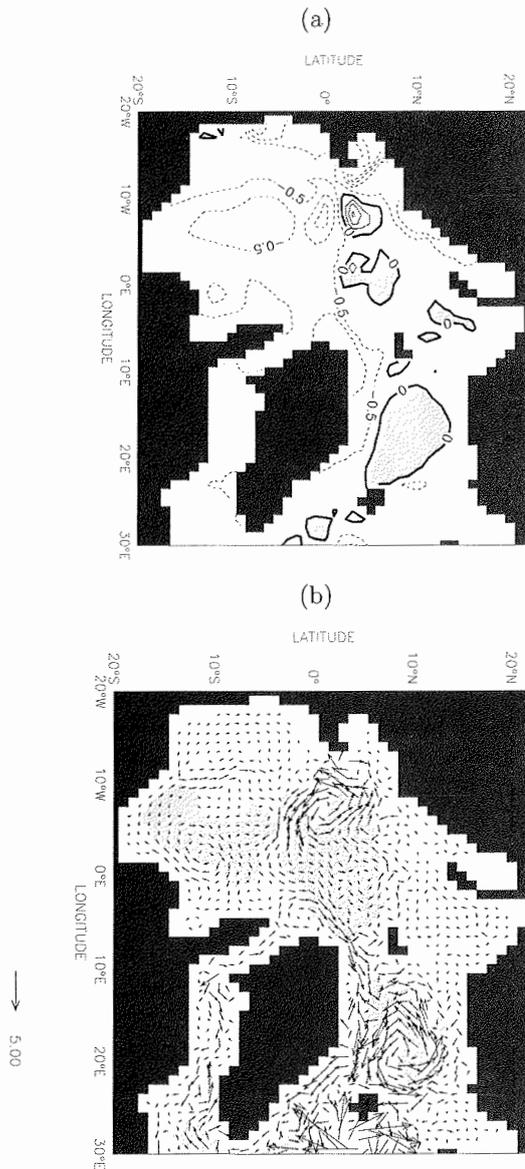


Abb. VIII.1: Differenz Experiment NFPD – Experiment S1 in den obersten 80 m im 30. Integrationsjahr: (a) Mittlerer Salzgehalt (Konturintervall: 0.5 psu), (b) ozeanisches Strömungsfeld (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s).

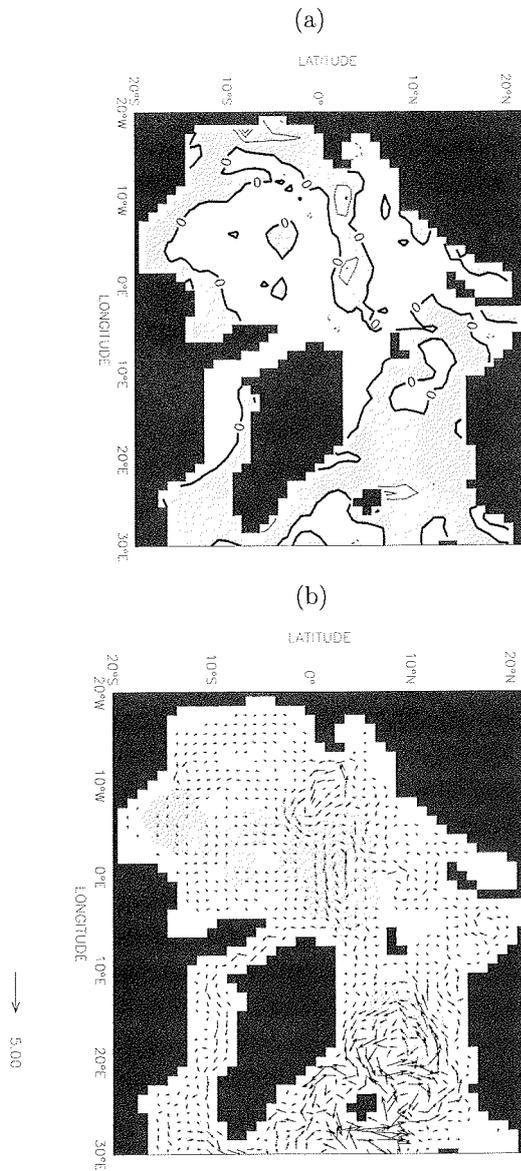


Abb. VIII.2: Differenz Experiment NFPD – Experiment SR35 in den obersten 80 m im 30. Integrationsjahr: (a) Mittlerer Salzgehalt (Konturintervall: 0.5 psu; Gebiete mit positiven Werten sind dunkel markiert), (b) ozeanisches Strömungsfeld (angegebene Geschwindigkeiten in cm/s).

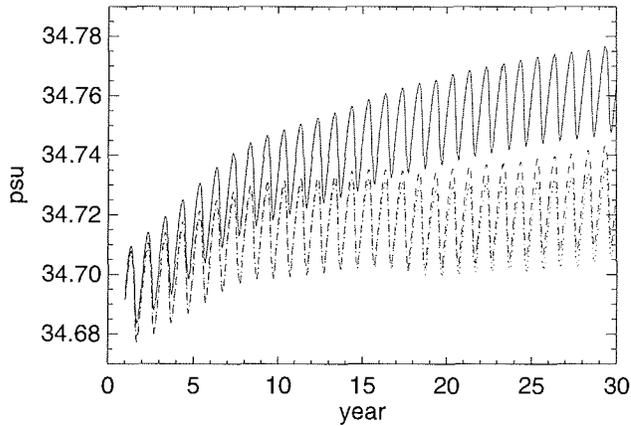


Abb. VIII.3: Zeitliche Entwicklung des mittleren Salzgehalts im Nordpolarmeer. Durchgezogen: Experiment S1. Gestrichelt: Experiment SR35. Gepunktet: Experiment NFPD.

Exporte durch den Kanadischen Archipel und die Fram-Straße werden in den Experimenten S1 und SR35 nicht simuliert. Insbesondere in der Fram-Straße führen relativ hohe Salzgehalte und eine schwache Strömung in Experiment S1 zu einem Süßwasserexport, der ca. $1000 \text{ km}^3/\text{a}$ niedriger ist als in Experiment NFPD.

Analog den Salzgehaltsfluss-Randbedingungen kann auch ein passiver Flusswasser-Tracer C unter Vernachlässigung des Volumeneintrags eingeführt werden; entsprechend (IV.24) lautet der virtuelle Fluss

$$F_C = \frac{1}{\Delta z_1} R(1 - C_1) - P C_1. \quad (\text{VIII.4})$$

Die resultierenden Flusswasser-Konzentrationen sind in Abb. VIII.7 für die Experimente S1 und SR35 gezeigt. Verglichen mit Experiment NFPD (Abb. VII.46c) sind die Konzentrationen in beiden Experimenten deutlich reduziert.

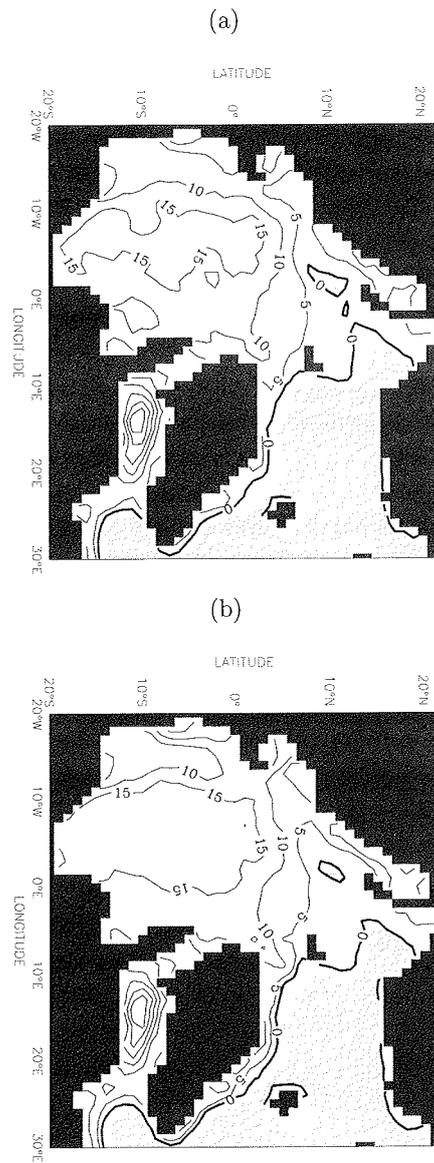


Abb. VIII.4: Speicherung von Süßwasser im Nordpolarmeer gemäß (VII.3) berechnet über das letzte Integrationsjahr von (a) Experiment S1 und (b) Experiment SR35 (Konturintervall: 5.0 m).

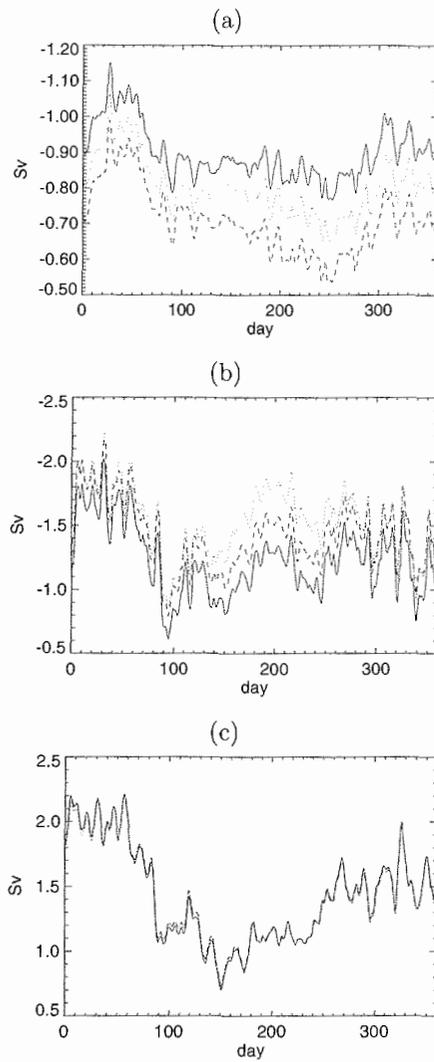


Abb. VIII.5: Ozeanische Volumentransporte durch (a) den Kanadischen Archipel, (b) die Fram-Straße und (c) die Barents-See (geglättet mit einem 30-Tage-Boxcar-Filter). Durchgezogen: Experiment S1. Gestrichelt: Experiment SR35. Gepunktet: Experiment NFPD. Negative Werte kennzeichnen Transporte aus dem Nordpolarmeer heraus.

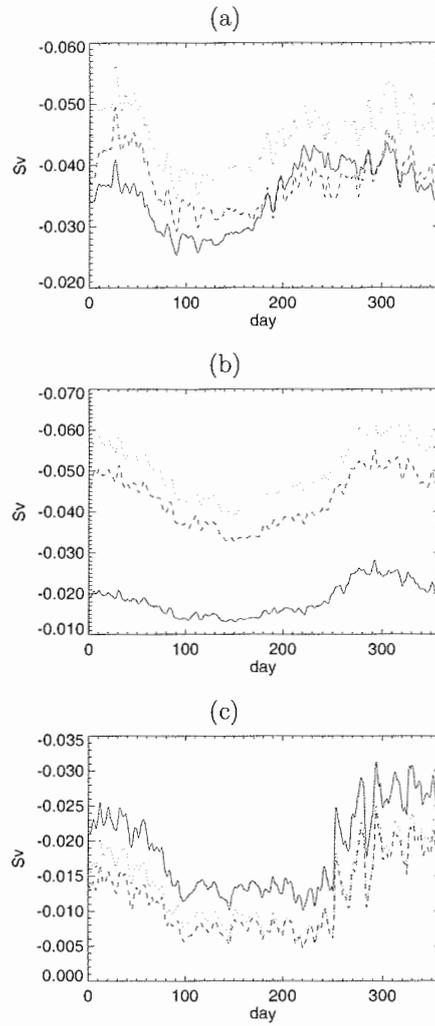


Abb. VIII.6: Ozeanische Süßwassertransporte durch (a) den Kanadischen Archipel, (b) die Fram-Straße und (c) die Barents-See (geglättet mit einem 30-Tage-Boxcar-Filter) im jeweils letzten Integrationsjahr. Durchgezogen: Experiment S1. Gestrichelt: Experiment SR35. Gepunktet: Experiment NFPD. Negative Werte kennzeichnen Transporte aus dem Nordpolarmeer heraus.

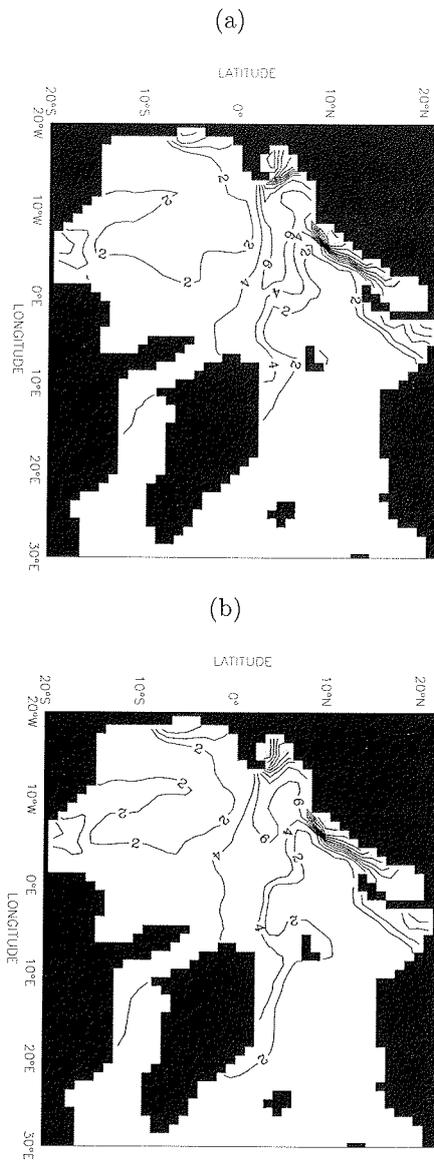


Abb. VIII.7: Jahresmittel der Flusswasser-Konzentration arktischer Flüsse im jeweils 30. Integrationsjahr von (a) Experiment S1 und (b) Experiment SR35 gemittelt über 0–80 m (Konturintervall: 2%; Gebiete mit Werten über 10% sind dunkel markiert).

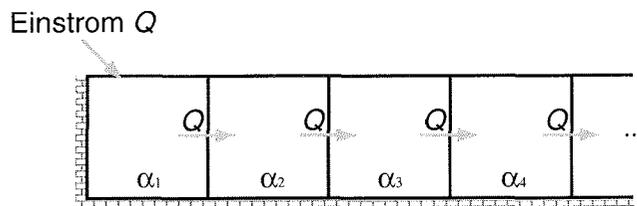


Abb. VIII.8: Upstream-Boxmodell. In die erste Box strömt Flusswasser mit einer konstanten Rate Q ein. Aus Kontinuitätsgründen setzt sich dieser Volumenfluss durch die gesamte Reihe fort.

VIII.3 Diskussion

Die Ergebnisse aus Experiment S1 zeigen, dass sich der 'virtuelle Salzgehaltsfluss' (VIII.2) zum halinen Antrieb des Ozean-Meereis-Modells kaum eignet. Offensichtlich verliert das Nordmeer bei Verwendung dieser Randbedingung nicht genügend Salz. Die Fehler pflanzen sich durch Änderung des Strömungsmusters dynamisch fort. Die in Abb. VIII.3 dargestellte Salzdrift in Experiment S1 deutet an, dass die modellierte Hydrografie bei längerer Integrationsdauer zunehmend unrealistischer wird. Wie lassen sich diese Ergebnisse erklären?

Wir betrachten hierzu die zeitliche Entwicklung einer Größe α (z.B. Salzgehalt, Flusswasser-Konzentration) in einer Reihe von Ozean-(Gitter-)Boxen, die durch Advektion miteinander verbunden sind und konstante Volumen besitzen (sämtliche Längen seien der Einfachheit halber gleich 1 gesetzt). Die Boxen sind isoliert von der Umgebung, lediglich Flusswasser fließt von außen mit einer konstanten Rate Q in die erste Box ($i = 1$) ein (Abb. VIII.8). Aus Kontinuitätsgründen setzt sich der Volumenfluss Q durch die gesamte Reihe fort, so dass für die zeitliche Entwicklung der Größe α in Box i bei Verwendung eines Upstream-Schemas gilt

$$\frac{d\alpha_i}{dt} = Q (\alpha_{i-1} - \alpha_i) = Q (\alpha_0 - \alpha_i) - \sum_{n=1}^{i-1} \frac{d\alpha_n}{dt}. \quad (\text{VIII.5})$$

Dabei ist α_0 der konstante Wert der Größe α des von außen einströmenden Flusswassers. (VIII.5) kann rekursiv gelöst werden. Mit der Anfangsbedingung $\alpha_i(t=0) = 0$ für alle i folgt

$$\alpha_i(t) = \alpha_0 - \alpha_0 e^{-Qt} \sum_{n=1}^i \frac{1}{(n-1)!} (Qt)^{(n-1)}. \quad (\text{VIII.6})$$

Die grafische Darstellung der Lösung zeigt Abb. VIII.9 für $i = 1, 2, 3$ und $\alpha_0 = Q = 1$. Der einströmende Volumenfluss Q wirkt sich auf sämtliche Boxen aus; α_0 wird durch advektiven Transport direkt weitergeleitet. Wird hingegen der Einstrom des Flusswassers derart ins 'Boxmodell' implementiert, dass der Volumeneintrag in der Kontinuitätsbedingung nicht berücksichtigt wird, so entspricht dieser Ansatz hinsichtlich des Salzgehalts der Verwendung von Randbedingung (VIII.2), hinsichtlich der Flusswasser-Konzentration (VIII.4). Die Erhaltungsgleichungen lauten dann

$$\begin{aligned} \frac{d\alpha_1}{dt} &= Q (\alpha_0 - \alpha_1), \\ \frac{d\alpha_i}{dt} &= 0 \quad \text{für } i > 1. \end{aligned} \quad (\text{VIII.7})$$

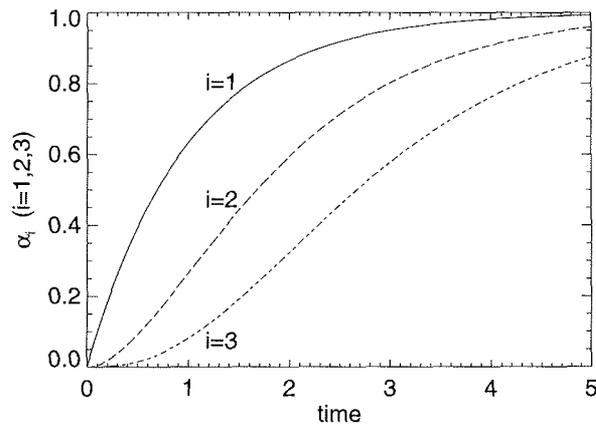


Abb. VIII.9: Zeitliche Entwicklung von α_1 , α_2 und α_3 im Upstream-Boxmodell ($\alpha_0 = Q = 1$; Anfangsbedingung $\alpha_i(t=0) = 0$).

Der direkte Einfluss von Q beschränkt sich in (VIII.7) ausschließlich auf die erste Box. Für die Süßwasserbilanz des 'Boxmodells' bedeutet dies eine erhebliche Unterschätzung des Flusswassereinstroms und ein folglich zu hoher mittlerer Salzgehalt. Das Gleiche gilt für das Ozean-Meereis-Modell in Experiment S1. Box $i = 1$ steht dabei stellvertretend für alle Küsten-Gitterboxen in der Nachbarschaft von Flussmündungen. Das Flusswasser wird aufgrund der Vernachlässigung von Volumeneinträgen nur unzureichend von der Küste weg ins Innere des Ozeans verfrachtet.

Die Verwendung von (VIII.3) in Experiment SR35 macht die Unzulänglichkeiten der Salzgehaltsfluss-Formulierung teilweise durch die Wahl des Referenz-Salzgehalts wett. Da $S_{ref} = 35$ psu wesentlich größer ist als typische Oberflächen-salzgehalte in der Nähe arktischer Flussmündungen, werden Salzgehaltsflüsse gewissermaßen überschätzt. Infolgedessen wird der arktische Ozean salzärmer als in Experiment S1, so dass sich die Simulation der großskaligen Hydrografie verbessert. Die Problematik offenbart sich jedoch im Feld der Flusswasser-Konzentration (Abb. VIII.7), welches deutlich mehr Übereinstimmungen mit Experiment S1 aufweist als mit Experiment NFPD. Formulierung (VIII.4) ist der offenen Oberfläche (IV.21), (IV.24) grundsätzlich unterlegen und kann den Eintrag von Flusswasser-Tracern nicht angemessen modellieren. Flusswasser-Konzentrationen im Nordpolarmeer werden dabei systematisch unterschätzt. Diese Erkenntnis legt nahe, dass die relativ erfolgreiche Simulation von Hydrografie und Zirkulation in Experiment SR35 (Abb. VIII.2) eher zufällig ist. In anderen Worten: Möglicherweise wird das 'richtige' Ergebnis aus den falschen Gründen produziert. Abschließend kann gefolgert werden, dass die in Tab. II.1 aufgeführten prognostischen Arktis-Modelle durch Einbau einer offenen Oberfläche erheblich verbessert werden können.

KAPITEL IX

AUSBLICK: COSMOS in der Anwendung

Die vorliegende Arbeit dokumentiert die Entwicklung eines dreidimensionalen *prognostischen* Ozean-Meereis-Modells für das Nordmeer und den Nordatlantik. Das Modell ist in der Lage, alle wichtigen großskaligen Merkmale der Zirkulation zu simulieren. Hierfür werden keine unphysikalischen *Restoring*-Terme benötigt. Zirkulation, Hydrografie und Eisbedeckung bleiben auch über längere Integrationszeiträume (60 Jahre) stabil (s. Anhang B). Die Aufrechterhaltung der arktischen Hydrografie erfordert im prognostischen Modell einen Gesamt-Süßwassereintrag von rund 6800 km³/a durch Niederschläge, Flusswasser und Pazifik-Wasser-Einstrom.

Die vorgestellten Experimente liefern einen Einblick in die wichtige Rolle arktischer Süßwasserquellen für die polare Ozean-Meereis-Dynamik. Bisherige Modellstudien (Maslowski et al. 2000, 2001; Karcher & Oberhuber 2002) haben gezeigt, wie sich arktisches Flusswasser und Pazifik-Wasser mit der Zirkulation über dem Nordpolarmeer ausbreiten. Flusswassermassen werden mit der TPD von der sibirischen Küste zur Nares- oder Fram-Straße transportiert, wo sie das Nordpolarmeer verlassen. Die vorliegende Arbeit macht jedoch deutlich, dass Fluss- und Pazifik-Wasser nicht als *passive* Tracer betrachtet werden können, sondern Hauptrollen in der Dynamik des Nordpolarmeeres spielen. Süßwasserquellen prägen entscheidend das arktische Strömungsmuster und legen insbesondere die Position der TPD sowie die Stärke des EGC im Bereich der Fram-Straße fest. Süßwasser beeinflusst somit den Wassermassenaustausch zwischen Europäischem Nordmeer und Nordpolarmeer. Das Zusammenspiel von Windschubspannungen und Süßwassereinträgen erzeugt das großräumige Zirkulationsmuster des Nordmeeres. Die in der vorliegenden Studie gewonnenen Erkenntnisse können helfen, verschiedene Mängel anderer prognostischer Arktis-Modelle (s. Tab. II.1) zu beheben.

Das hier vorgestellte Modell besitzt trotz seiner relativ groben Auflösung eine geöffnete Passage durch den Kanadischen Archipel. In der Süßwasserbilanz des Nordpolarmeeres tritt der Archipel als wichtige Senke in Erscheinung. Das Ozean-Modell ist zudem mit einer offenen Oberfläche formuliert, die den Volumeneintrag von Süßwasserquellen berücksichtigt. Hierdurch ist das Modell anderen Nordmeer-Modellen überlegen. Ein sinnvoller Name für das Modell ist daher 'COSMOS': *Coupled Ocean-Sea ice Model with Open Surface*.

Verschiedene Weiterentwicklungen von COSMOS sind derzeit am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (Bremerhaven) in Arbeit. So soll die offene Oberfläche mit sämtlichen arktischen Süßwasserquellen in eine höher auflösende Modellversion (mit offenem südlichen Rand) implementiert werden. Auf-

grund des Fehlens von *Restoring*-Termen ist dieses Modell besonders geeignet zur Untersuchung von interannueller und dekadischer Variabilität. Hierzu wird anstelle einer Klimatologie ('typisches Jahr') zeitlich variierendes atmosphärisches *Forcing* verwendet.

Ein prognostisches Modell wie COSMOS eignet sich ferner für paläozeanografische Anwendungen. Anhang B dieser Dissertation präsentiert diesbezüglich erste Untersuchungen. Die Studie beleuchtet die Sensitivität der großskaligen Ozean-Meereis-Dynamik des Nordmeeres hinsichtlich Veränderungen im Süßwassereintrag während des frühen und mittleren Holozäns. Weitere Arbeiten zur arktischen Ozean-Meereis-Zirkulation während des Spätquartärs sind geplant.

ANHANG A

Klimawechsel in der Arktis?

“Miners have their canaries to warn of looming dangers, and climate change researchers have their arctic ice”, schreibt Richard A. Kerr in der *Science*-Ausgabe vom 3. Dezember 1999 und führt damit die herausragende Rolle der Arktis für das globale Klima vor Augen. Übereinstimmend zeigen verschiedene numerische Modelle, mit denen die Reaktion des Klimasystems auf eine rasche Zunahme atmosphärischer Treibhausgase untersucht wird, dass sich globale Klimaänderungen in hohen Breiten besonders drastisch auswirken. Das Ozean-Atmosphäre-Meereis-Modell von Washington & Meehl (1996) beispielsweise liefert bei einer globalen Erwärmung durch Verdoppelung der CO₂-Konzentration innerhalb der nächsten 70 Jahre eine Erhöhung der arktischen Wintertemperaturen von mehr als 10°C, während tropische und subtropische Regionen sich ‘lediglich’ um 2–3°C erwärmen. Die arktische Meereisdecke verschwindet im 2×CO₂-Experiment am Ende des Sommers bis auf einen kleinen Rest nördlich der Laptev-See vollständig. Im Winter ist in diesem Szenario das zentrale Nordpolarmeer statt von der heutigen 4 m mächtigen Eisschicht von einer kaum 1 m dünnen Meereisaufgabe bedeckt.

Die heutige arktische Meereisbedeckung beläuft sich auf rund $15 \cdot 10^6$ km² während des Wintermaximums (Parkinson & Cavalieri 1989). Die Eisschicht bildet sich im Verlauf des Sommers zurück, so dass sich die eisbedeckte Fläche im Herbst auf die Hälfte reduziert. Die scheinbare Beständigkeit und Unerschütterlichkeit der arktischen Meereislandschaft verleiht ihr einen nahezu kontinentalen Status. Satellitendaten aus den letzten 20 Jahren weisen jedoch auf eine schrumpfende Eisdecke hin. Johannessen et al. (1999) berichten von einer Reduktion der Eisausdehnung von 3% pro Jahrzehnt, wobei für dickes, mehrjähriges Eis ein besonders starker Rückgang zu verzeichnen ist. Zudem zeigen Daten der Eisdicke, die im Rahmen von U-Boot-Fahrten gewonnen wurden, eine Abnahme der mittleren spätsommerlichen Eismächtigkeit von rund 40% während der vergangenen vier Jahrzehnte (Rothrock et al. 1999; s.a. Wadhams & Davis 2000). Richard A. Kerr kommentiert die Befunde mit einem Aperçu: “The canary is in deep trouble and could expire in a matter of decades”.

Es gibt zahlreiche andere Datenaufzeichnungen aus den letzten Jahrzehnten, die drastische klimatische Veränderungen in der Arktis belegen. Lufttemperaturdaten aus Bodenbeobachtungen deuten auf eine bemerkenswerte Erwärmung während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts hin. Trends von bis zu 0.7°C pro Jahrzehnt in der Jahresmitteltemperatur sind in Teilen Nordamerikas und Sibiriens zu verzeichnen (Chapman & Walsh 1993; AMAP 1998). Eine Erwärmung scheint aber auch unmittelbar über dem zentralen Nordpolarmeer stattgefunden zu haben. Aufzeichnungen von russischen Nordpol-Drift-Stationen aus dem Zeitraum 1961–1990

wurden von Martin et al. (1997) analysiert. Dabei zeigt sich eine Zunahme der 2-m-Temperaturen von 0.89°C bzw. 0.43°C pro Dekade für die Monate Mai und Juni, aber auch eine signifikante Erwärmung über den gesamten Sommer. Der Temperaturanstieg über den kontinentalen Regionen der Arktis führte offenbar zu einer Erwärmung des Permafrost-Bodens (Serreze et al. 2000). Indigene Bewohner Nordalaskas berichten sogar von einem Auftauen früher gefrorenen Grundes, was zur Freisetzung der Treibhausgase CO₂ und CH₄ führen kann (AMAP 1998). Man bemerkt aber auch Änderungen in den Populationen bestimmter Tierarten und im Pflanzenbewuchs. Zudem wurde eine Verlagerung der Baumgrenze nach Norden festgestellt (Serreze et al. 2000). Aufzeichnungen der Schneebedeckung in der nordamerikanischen Tundra (Foster 1989) sowie der Eisbedeckung in Seen und Flüssen in hohen Breiten (Magnuson et al. 2000) lassen auf einen Trend zu kürzeren Wintern schließen. So zeigt beispielsweise die Analyse der von 1876–1978 laufenden Zeitreihe für den Mackenzie, dass das winterliche Zufrieren des Flusses immer später geschieht. Dabei liegt der Trend bei 6.1 Tagen in 100 Jahren. Ferner haben Niederschläge während des letzten Jahrhunderts in hohen Breiten um bis zu 15% zugenommen (AMAP 1998). Der stärkste Anstieg ist dabei in den Winterdaten der letzten 40 Jahre zu verzeichnen.

Die hier zusammengefassten Befunde machen deutlich, dass die arktische Umwelt Veränderungen erlebt. Würde man alle Trends schlicht in die Zukunft extrapolieren, so käme man schnell zu dem Schluss, dass bereits in wenigen Jahrzehnten die polare Region, so wie wir sie heute kennen, nicht mehr existieren würde. Insbesondere wäre bei gleich bleibendem Trend im Meereisrückgang das Nordpolarmeer am Ende des 21. Jahrhunderts während der Sommermonate eisfrei (Smedsrud & Furevik 2000). Die Folgen für die arktische Tier- und Pflanzenwelt wären verheerend (z.B. Tynan & DeMaster 1997; Stirling & Derocher 1993).

Solche Zukunftsvisionen liegen nahe, wenn man von der Annahme ausgeht, dass die beobachteten Veränderungen bereits das Resultat einer anthropogenen Klimaveränderung sind, die durch eine kontinuierliche Zufuhr von Treibhausgasen in die Atmosphäre bedingt ist. Doch ebenso gelten natürliche Klimaschwankungen als Kandidat, um die Umweltveränderungen in der Arktis zu erklären. Das Klimasystem mit seiner Vielzahl von Rückkopplungsmechanismen innerhalb und zwischen seinen verschiedenen Komponenten (Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Biosphäre, Lithosphäre) zeigt *per se* Variabilität in äußerst komplexer Form auf allen Zeitskalen. Hinzu kommen Schwankungen im solaren Antrieb (Shindell et al. 1999a). Das wichtigste Muster der Klimavariabilität auf dekadischer und multidekadischer Zeitskala für den arktischen und subarktischen Raum ist die Arktische Oszillation (AO). Eine räumlich begrenzte 'Teilmenge' der AO ist die Nordatlantische Oszillation (NAO). Seit nunmehr zwei Jahrzehnten befindet sich die NAO bzw. AO in einem Extremzustand mit fast durchgehend positivem Index. Aufgrund der Korrelationen zwischen der NAO und zahlreichen meteorologischen und ozeanografischen Größen (z.B. Dickson et al. 2000) gilt es als wahrscheinlich, dass diese Extremphase mit den beobachteten Umweltveränderungen in der Arktis-Region verbunden ist. Im Hinblick auf die Entwicklung der Meereisdecke wäre daher folgendes Szenario denkbar:

Bei positivem NAO- bzw. AO-Index wird über Winde und Meeresströmungen mehr Wärme in die Nordmeer-Region gepumpt. Im arktischen Ozean wird der Hauptteil dieser Wärme in Tiefen unterhalb 200 m, in der Atlantischen Schicht,

gespeichert. Durch eine geeignete vertikale Struktur der Halokline mit einem isothermen Bereich zwischen ca. 50–150 m, der *CHL* (*Cold Halocline Layer*), wird diese Wärme über weite Bereiche des arktischen Ozeans ganzjährig von der Oberfläche – und somit vom Eis – abgeschirmt (Aagaard et al. 1981; Steele & Boyd 1998). Eine veränderte ozeanische Zirkulation im Zusammenhang mit der NAO- bzw. AO-Extremphase beeinträchtigt jedoch die Bildung und Aufrechterhaltung der Halokline, so dass sich vermehrt warmes Wasser in die oberflächennahen Schichten mischen kann. Die erhöhten Wärmeflüsse aus dem Ozean und der Atmosphäre verursachen somit den beobachteten Rückgang der Eisbedeckung. Sobald sich die NAO bzw. AO wieder ‘einpendelt’ und schließlich längerfristig in eine negative Phase gerät, werden sich die meteorologischen und ozeanografischen Verhältnisse umkehren – die Meereisdecke kann sich wieder erholen.

Tatsächlich finden Maslanik et al. (1996) und Deser et al. (2000) Hinweise auf einen Zusammenhang zwischen der atmosphärischen Zirkulation und der Verringerung der arktischen Meereisbedeckung. Aber auch Änderungen in der ozeanischen Zirkulation wurden beobachtet, die mit einer Erwärmung des Nordpolarmeeres einhergehen und im Einklang mit der positiven Phase der NAO bzw. AO während der vergangenen zwei Jahrzehnte stehen. Zahlreiche Messdaten deuten darauf hin, dass sich in diesem Zeitraum der Bereich warmen atlantischen Wassers im Nordpolarmeer deutlich ausgedehnt hat; zudem wurde eine Erhöhung der Temperatur dieser Wassermasse festgestellt (z.B. McLaughlin et al. 1996; Morison et al. 1998; Grotefendt et al. 1998). Hierfür scheinen sowohl eine verstärkte Zufuhr von Atlantik-Wasser durch die Fram-Straße und über die Barents-See als auch eine Zunahme der Einstromtemperatur verantwortlich zu sein (Swift et al. 1997; Dickson et al. 2000). Steele & Boyd (1998) berichten vom Verschwinden der *CHL* im Eurasischen Becken in den frühen 90er Jahren, was dazu führt, dass mehr Wärme aus der Atlantischen Schicht an die Oberfläche gemischt werden kann und so die Wärmeflüsse ins Eis beträchtlich erhöht werden. Dieser Vorgang scheint aus einem eher zyklonalen Muster der Oberflächenzirkulation zu resultieren (vgl. Proshutinsky & Johnson 1997), das den Transport salzarmen Schelf- bzw. Flusswassers aus der Laptev- und Kara-See ins Eurasische Becken verhindert; stattdessen wird das Flusswasser ins Makarow-Becken geleitet. Die Zufuhr der Schelfwassermassen ist jedoch essenziell für die Aufrechterhaltung der *CHL* (Rudels et al. 1996; Steele & Boyd 1998).

Das arktische Packeis scheint während der AO-Extremphase also eine erhöhte Wärmezufuhr von unten und oben empfangen zu haben, was zu einer außergewöhnlichen Schmelze innerhalb des Nordpolarmeeres geführt haben könnte. Eindeutige Hinweise für einen Trend im Meereisexport durch die Fram-Straße gibt es indes nicht (Hilmer et al. 1998).

Sind die beobachteten Klimaveränderungen also lediglich eine kurzfristige ‘Laune der Natur’ oder hat der Mensch durch sein ungestümes Handeln einen schwerwiegenden Eingriff in die Dynamik eines Systems vorgenommen, das zu begreifen er bislang nur ansatzweise in der Lage ist? Jüngste Klimamodellstudien deuten darauf hin, dass der anthropogene Ausstoß von Treibhausgasen nicht nur für den dramatischen Rückgang des arktischen Meereisvolumens verantwortlich ist (Vinnikov et al. 1999), sondern auch für den beobachteten positiven Trend in der AO (Shindell et al. 1999b; Fyfe et al. 1999). Eine anthropogene Klimaveränderung scheint sich demnach über ein natürlich auftretendes Muster atmosphärischer Variabilität zu manifestieren. Natürliche Klimaschwankungen und anthropogene Klimatrends

dürfen folglich nicht als entkoppelte Phänomene aufgefasst werden. Es ist zu erwarten, dass die AO in Zukunft positive Zustände bevorzugt einnehmen wird (Fyfe et al. 1999). Ein Anwachsen des Meereisvolumens hin zu früheren Werten ist dann sehr unwahrscheinlich.

ANHANG B

Eine paläozeanografische Anwendung von COSMOS

Der folgende Text ist die unveränderte Fassung eines in englischer Sprache geschriebenen Manuskripts, das zur Veröffentlichung im Buch "The KIHZ project: towards a synthesis of Holocene proxy data and climate models" (Hrsg.: H. Fischer et al., Springer-Verlag) eingereicht wurde und im Herbst 2003 erscheinen wird. Das Manuskript befasst sich mit Veränderungen des Süßwassereintrags ins Nordpolarmeer im Laufe des Holozäns und deren potenziellen Einfluss auf die großskalige Ozean-Meereis-Dynamik. Die holozänen Süßwassereinträge werden aus verschiedenen paläohydrologischen Rekonstruktionen abgeleitet und treiben das in dieser Dissertation vorgestellte Ozean-Meereis-Modell COSMOS an.

**Variable Freshwater Input to the Arctic Ocean
during the Holocene: Implications for Large-Scale
Ocean-Sea Ice Dynamics as Simulated by a
Circulation Model**

Matthias Prange and Gerrit Lohmann

*University of Bremen, Geosciences Department, P.O. 330 440, D-28334 Bremen,
Germany*

**The KIHZ project: towards a synthesis of Holocene proxy data and
climate models,
edited by H. Fischer et al., Springer-Verlag**

in press, April 2003

ABSTRACT

Recent geological studies revealed that the freshwater input to the Arctic Ocean was highly variable during the Holocene. In the present study we examine the influence of changing Arctic freshwater runoff and low-saline Bering Strait inflow on large-scale ocean-sea ice dynamics by means of a general circulation model of the Arctic Ocean, the Nordic Seas, and the Atlantic. Discharge distributions used are based on paleohydrological reconstructions for the early (approx. 10 ka) and middle (about 7 ka) Holocene. Keeping all other forcing fields and topography at present-day values, we isolate the effect of a variable freshwater supply to the Arctic Ocean. The model experiments show that Arctic freshwater input is vitally important for the polar oceanic circulation, influencing the size of the Beaufort Gyre and the path of the Transpolar Drift. The results indicate that long-term Holocene variability in Arctic freshwater forcing had the potential to cause considerable variability in Arctic Ocean dynamics on a century-to-millennium scale. Moreover, a relatively warm Bering Strait inflow exerts a strong influence on polar sea ice. It is likely that a gradual increase in the influx during the early Holocene slowly affected the polar climate by melting some ice and decreasing the surface albedo in the eastern Arctic. The effect of Arctic freshwater forcing on the Atlantic thermohaline circulation (THC) is small in our experiments. We conclude that changes in the Arctic Ocean freshwater input alone only played a minor role for potential variations in the THC during the Holocene.

1. Introduction

The Arctic Ocean is unique among all oceans because its hydrographical characteristics are profoundly influenced by a large input of freshwater from the surrounding continents and from the inflow of low-saline Pacific water through Bering Strait (e.g., Aagaard & Carmack 1989). Relative to its size the Arctic Ocean receives the largest river water input of all oceans. Since the thermal expansion coefficient of sea water is very small at low temperatures, the density of cold polar water masses is primarily a function of salinity. Therefore, freshwater influx and ocean dynamics are closely linked in the Arctic. The Arctic freshwater budget has gained much attention in recent climate research projects (e.g., Stein 1998), mainly because of the following two reasons.

First, inflowing freshwater is crucial for the density stratification in the Arctic Ocean. In particular, the formation of a cold halocline depends on river runoff (e.g., Steele & Boyd 1998). The cold halocline, an isothermal near freezing-point layer located at 50–150 m depth over most parts of the Arctic basins, effectively shields the surface from heat stored at intermediate depths in the Atlantic layer. It is therefore of utmost importance for the Arctic sea ice cover, which acts as a natural refrigerator for the planet due to its high albedo.

Secondly, the freshwater surplus of the Arctic Ocean is balanced by an export of freshwater, as liquid water and sea ice, through Fram Strait and through the channels of the Canadian Archipelago (Fig. 1; see Fig. 2 for a geographical overview). Freshwater of Arctic origin is thus advected into the Labrador Sea as well as into the Nordic Seas where convective regimes of major importance to North Atlantic Deep Water (NADW) formation are located. Therefore, the Arctic freshwater budget is closely linked to the thermohaline conveyor belt (Prange & Gerdes 1999) which, in turn, plays a major role in the global climate system (e.g., Broecker 1991).

River runoff into the Arctic Ocean is expected to increase in the future due to the rise in greenhouse gas concentrations in the atmosphere (Miller & Russell 1995). Given the importance of the Arctic freshwater budget for ocean-sea ice dynamics and, hence, for the climate system, an assessment of its long-term variability is desirable. For this purpose, it is useful to study the past.

Recent geological studies have revealed that the freshwater input to the Arctic Ocean was highly variable during the Holocene (for references see Section 2). During the Late Glacial-Holocene transition the melting of northern hemisphere ice sheets altered the hydrological balance, and runoff patterns changed dramatically (e.g., Teller 1990; Smith & Fisher 1993). Freshwater routing by the Laurentide ice sheet during the deglaciation has been studied by Licciardi et al. (1999). Using new reconstructions of the ice sheet they found that enhanced meltwater input to the Arctic Ocean occurred only late in deglaciation. Model results from Marshall & Clarke (1999) confirm these findings and show that Canadian Arctic river basins were not activated until 12 ka (12,000 calendar years before present).

During the middle Holocene variations in the freshwater budget of the Arctic Ocean were mainly caused by changes in the $P - E$ (precipitation minus evapotranspiration) pattern over Asia which governs the discharge of Siberian rivers. According to bioclimatic vegetation modeling, annual precipitation in Siberia was about 10 cm greater in the mid-Holocene than today (Monserud et al. 1998). Most of the increase was concentrated in East Siberia. Besides, a retreat of the permafrost zone was likely to have altered the Arctic freshwater balance (e.g., Velichko et al. 1995).

Another source in the freshwater budget of the Arctic Ocean which might have been highly variable is Pacific water flowing through Bering Strait. The strait remained closed during the last deglaciation and only reopened 12–13 ka ago. The Bering land-bridge inundation was completed by 5–6 ka (Elias et al. 1996). Today about 0.8 Sv (1 Sv = 1 Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) of low-saline (i.e. about 32.5 psu) Pacific water is flowing northward through the strait which has a mean depth of 50–60 m (Roach et al. 1995). It is likely that the throughflow was strongly reduced in the early Holocene due to a shallower bathymetry.

Even though geological studies have shed some light on the long-term variability of the Arctic freshwater budget, the effects on ocean circulation and sea ice cover are not known. Numerical modeling, however, may help to improve our understanding of the dynamical system. In the present study we examine the influence of Arctic freshwater discharge¹ on large-scale ocean-sea ice dynamics by means of a general circulation model of the Arctic Ocean, the Nordic Seas, and the Atlantic. Discharge distributions used are based on paleohydrological reconstructions for the early (~ 10 ka) and middle (~ 7 ka) Holocene. Keeping all other forcing fields and topography at present-day values, we isolate the effect of a variable freshwater influx into the Arctic Ocean. The aim is to assess its influence on the dynamics of the polar seas and the potential role in triggering climatic shifts by affecting the sea ice cover and the large-scale Atlantic thermohaline circulation.

2. Freshwater input to the Arctic Ocean during the Holocene

2.1 Present-day freshwater sources

The largest term in the freshwater balance of the Arctic Ocean is river runoff (Fig. 1). Today, about $3200 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ of river water flows directly into the Arctic Ocean. More than 50 % of this freshwater is provided by the four largest Arctic rivers, namely Yenisey, Lena, Ob, and Mackenzie. In addition, about $380 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ of freshwater discharged along the Norwegian coast is advected into the Arctic Ocean by the Norwegian Coastal Current. Fig. 2 shows the location of Arctic rivers with an annual outflow of more than $30 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$.

¹Here and henceforth the term “Arctic freshwater discharge” (“input”, “influx”, etc.) denotes both continental runoff and Bering Strait inflow, even though the latter is not pure freshwater.

The inflow of low-saline Pacific water through the Bering Strait constitutes another source in the freshwater budget of the Arctic Ocean (Fig. 1). Typical salinities for this inflow vary between 31.5 psu in September/October and 33.5 psu in March/April (Roach et al. 1995). The mean volume flux amounts to 0.8 Sv. Taking a reference salinity of 35 psu, the annual freshwater flux into the Arctic Ocean due to the Bering Strait inflow is 1800 km³.

Only a small portion of the freshwater input to the Arctic Ocean is due to precipitation over the sea surface. $P - E$, i.e. net precipitation, is roughly 1000 km³ yr⁻¹ (Aagaard & Carmack 1989; Prange 2003).

2.2 Freshwater input during the early Holocene (~10 ka)

At the beginning of the Holocene, remnants of glacial ice sheets were still present in northeastern North America and Scandinavia (e.g., Peltier 1994). Numerical reconstructions (Marshall & Clarke 1999; Licciardi et al. 1999) suggest that the waning of the Laurentide ice sheet during the last stages of the deglaciation gave rise to a considerable flux of meltwater into the Arctic Ocean. Part of this water entered the ocean via the Mackenzie River basin, another part came from the northern islands of the Canadian Archipelago. Using new reconstructions of the Laurentide ice sheet and estimates of precipitation suggested by an AGCM (atmosphere general circulation model), Licciardi et al. (1999) calculated freshwater fluxes derived from meltwater and precipitation runoff from North America. For the early Holocene (~10 ka) they found a total freshwater input to the Arctic Ocean of about 1250 km³ yr⁻¹. Values up to 4 times greater were computed by the ice-dynamics model of Marshall & Clarke (1999). Melting of Fennoscandian ice sheet remnants provided freshwater for the Norwegian Coastal Current. It is likely that a considerable portion of this meltwater was advected into the Barents Sea.

Direct river discharge into the Barents Sea was probably higher at 10 ka than today. Sidorchuk et al. (1999) reconstructed the paleohydrology of the Vychegda River from the grain size of channel deposits, paleochannel morphology, and paleolandscape features. The Vychegda River is a major contributor to the Northern Dvina. It is reasonable to assume that changes in its flow are representative for the total river runoff from the northern Russian Plain into the Barents Sea.

The variability of the paleoriver water supply to the Kara and Laptev Seas was studied by Boucsein (2000). She analysed the distribution of freshwater alginite (chlorococcalean algae) in marine sediment cores from different locations in the Kara Sea and along the Eurasian continental margin. For ~10 ka the record indicates an increased freshwater input to the Kara Sea, while the freshwater supply to the Laptev Sea was probably similar to the modern one.

As to the early Holocene runoff into the East Siberian Sea, reliable data have not been published so far. The hydrography in that region is, however, more influenced by the Bering Strait inflow than by river runoff. In view of the strait's shallow depth at 10 ka (Elias et al. 1996), the inflow of Pacific water was possibly only half of the

modern one.

2.3 Freshwater input during the middle Holocene (~ 7 ka)

Cheddadi et al. (1997) estimated $P - E$ across Europe for the middle Holocene from pollen data using the modern pollen analogue technique constrained with lake-level data. Their results suggest that $P - E$ over Norway was 5–25 cm yr⁻¹ less than at present, while $P - E$ was 10–15 cm yr⁻¹ greater in eastern Europe. According to these results, river runoff into the Norwegian Sea was smaller than now, whereas freshwater discharge into the Barents Sea was somewhat higher.

The distribution of chlorococcalean algae in marine sediment cores indicates that mid-Holocene freshwater input to the Kara Sea was slightly lower than at present (Boucsein 2000), while runoff into the Laptev Sea was much larger, maybe twice as high as today (Kunz-Pirrung 1998). This extreme river discharge is consistent with strongly increased precipitation in Yakutia reconstructed by Monserud et al. (1998).

As to the freshwater discharge from the East Siberian and North American coasts, we refer to reconstructions by Belyaev & Georgiadi (1992). Utilizing paleofloristic data and climatic indicators, they estimated spatial patterns of runoff. The results suggest larger freshwater input to the East Siberian Sea, and North American runoff close to the present one.

3. Model design and experimental set-up

3.1 Ocean-sea ice model and forcing

In order to examine the effects of freshwater discharge on high-latitude ocean dynamics, we utilize a coupled ocean-sea ice model. The ocean model is set up on the base of the hydrostatic Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) primitive equation model MOM-2 (Pacanowski 1995), employing the implicit free-surface method by Dukowicz & Smith (1994). The model domain spans the Arctic Mediterranean (i.e. the Arctic Ocean proper and the Nordic Seas) and the Atlantic Ocean north of approximately 20°S. The model is formulated on a rotated grid to avoid the singularity of geographical coordinates at the pole (Fig. 3). It has a horizontal resolution of about 100 km and 19 non-equidistant levels in the vertical. Using the flux-corrected transport (FCT) algorithm for tracer advection, explicit diffusion is set to zero (Gerdes et al. 1991). The ocean model is coupled to a dynamic-thermodynamic sea ice model with viscous-plastic rheology, which is defined on the same horizontal grid (Harder 1996). We emphasize that the ocean-sea ice model is fully prognostic, i.e. no diagnostic or restoring terms are added to the conservation equations. A detailed description of the model can be found in Prange (2003).

The ocean-sea ice model is forced by atmospheric fields, comprising 2 m-temperature, 2 m-dewpoint temperature, cloud cover, precipitation, wind speed, and wind stress.

Except for daily wind stress, all forcing fields are monthly varying. The atmospheric fields are derived from a validated 15 year (1979–1993) set of assimilated data provided by the reanalysis project of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). The data have been processed to construct a “typical” year, i.e. a mean annual cycle with daily fluctuations superimposed (Roeske 2001). In addition to atmospheric forcing, the ocean-sea ice system is forced by river runoff and Bering Strait inflow. Fourteen Arctic rivers (Fig. 2) are implemented as well as some additional ungauged runoff from the Arctic coastlines (see below). For the Atlantic portion of the model domain, the eight largest rivers are included as well as the freshwater supply from Hudson Bay and the Baltic Sea.

3.2 Experiments

Three experiments are performed, differing in freshwater discharge into the Arctic Ocean. The discharge distributions refer to present-day (control run), mid-Holocene (~ 7 ka), and early Holocene (~ 10 ka). The effect of variable freshwater input is isolated from other processes by applying the same atmospheric forcing in all experiments. In this context, it is worth noting that the real early-to-mid Holocene mean wind forcing was probably not too far away from our “typical year”-forcing. A recent analysis of alkenone-derived sea surface temperatures in the North Atlantic realm indicates that the mean atmospheric circulation of the early-to-mid Holocene was shifted to a high index phase of the North Atlantic Oscillation (Rimbu et al. 2003), which bears similarities with the unusual high index phase of the period 1979–1993.

3.2.1 Present-day (control run)

A climatology for monthly discharge of the largest Arctic rivers (Fig. 2) has been constructed by Prange (2003). The river water inflow is implemented in the model as mass fluxes with zero salinity. Based on various estimates (e.g., Plitkin 1978; AANII 1990) some ungauged runoff is added during summer (June–September). Along the coastlines of the Barents, Kara, and Laptev Seas an additional freshwater inflow of $520 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ is equally distributed. Ungauged runoff from the eastern Siberian, North American and northern Greenland coasts is smaller: a total of $180 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ is added in these regions.

Runoff from the Norwegian coast is included as a constant freshwater inflow. Moreover, monthly varying inflow of Pacific water through Bering Strait is implemented based on direct measurements (see Section 2.1). Aside from being a source term in the Arctic Ocean freshwater budget, the Bering Strait inflow is associated with a heat supply during the summer months. The temperature rises up to 4°C in September, while winter temperatures (December–May) are at freezing for the salinity

(Becker 1995; Roach et al. 1995).

3.2.2 Experiment 10 ka

Even though there is geological evidence for increased freshwater runoff from the continents into the Arctic Ocean at the early Holocene, a quantification is difficult and subject to considerable uncertainty. Based on geological studies, summarized in Section 2.2, we estimate the 10 ka freshwater discharge to force the Arctic Ocean. We presume river water inflow from the Norwegian coast as well as into the Barents and Kara Seas to be 25 % higher than today. Extreme runoff, amounting to three times the modern one, is assumed from North American and northern Greenland coasts. To implement these changes in the ocean model, we increase the freshwater input to each coastal grid cell by the respective percentage.

Concerning the freshwater budget of the Arctic Ocean, the enhanced runoff is partly compensated by a lesser inflow of low-saline Pacific water. We assume the 10 ka Bering Strait inflow to be half of the modern one.

3.2.3 Experiment 7 ka

For the freshwater forcing of the Arctic Ocean at 7 ka we apply the following discharge distribution, based on geological evidence presented in Section 2.3. Runoff from the Norwegian coast as well as into the Kara Sea is 25 % lower than today, whereas the freshwater flux into the Barents and East Siberian Seas is enhanced by 25 %. The largest change occurs in the Laptev Sea. Here, the total river discharge is doubled. Table 1 summarizes the freshwater forcings for the three experiments.

4. Results

For a direct comparison of the results, the three experiments are started from the same initial conditions. The initial state is taken from a spin-up run described by Prange (2003). For each experiment the model is integrated 60 years. This time span corresponds to about 6 times the mean residence time of present-day Arctic halocline waters (Schlosser et al. 1999) and is long enough for anomalous Arctic freshwater input to affect the large-scale Atlantic thermohaline circulation (Gerdes & Köberle 1995; Prange & Gerdes 1999).

4.1 Upper ocean circulation and sea ice cover in the Arctic Mediterranean

4.1.1 Present-day (control run)

The control run is aimed at simulating the present-day circulation. In the following, we show annual mean fields which apply to the last year of the integration period.²

The ocean circulation averaged over the top 80 m in the polar and subpolar seas³ is presented in Fig. 4a. The model captures the characteristic features of the observed flow pattern markedly well. A strong cyclonic gyre dominates the Nordic Seas, consisting of the EGC (East Greenland Current) in the west, and the NAC (Norwegian Atlantic Current) in the east. The latter transports warm and salty water from the Atlantic to the North, while the EGC carries cold, relatively fresh polar water to the South, where it leaves the Nordic Seas through Denmark Strait. Atlantic water enters the Barents Sea, bringing some heat into the Arctic Ocean. This current constitutes the southern branch of an overall cyclonic flow pattern in the eastern Arctic Ocean. The Canadian Basin in the western Arctic is dominated by the anticyclonic Beaufort Gyre. The western anticyclonic gyre meets the eastern cyclonic circulation in the central Arctic, thereby forming the current system of the Transpolar Drift (TPD). The TPD carries polar waters towards the outlets of the Arctic Ocean, namely Fram Strait and Nares Strait (Canadian Archipelago).

Near-surface salinities are shown in Fig. 4b. High salinities (> 35 psu) in the Norwegian and the western Barents Seas indicate the inflow of Atlantic waters from the South. In the Arctic Ocean proper, salinities are much lower with minima in the Siberian shelf seas due to inflowing river water. Low-saline shelf waters are advected into the central Arctic Ocean, eventually leaving the Arctic Ocean through Fram Strait or the Canadian Archipelago. The southward flow of polar water in the EGC causes low salinities in the western Nordic Seas.

The distribution of sea ice is presented in Fig. 5. We recognize a typical pattern that is well-known from other model studies (e.g., Hibler 1979; Harder 1996) and which is consistent with sonar data (e.g., Hibler 1979; Bourke & McLaren 1992). This pattern is characterized by maximum ice thickness north of Canada, an ice thickness of 3–4 m near the pole, and relatively thin ice to the north of Siberia. The mean ice drift is indicated by arrows in Fig. 5. It resembles the upper ocean circulation, with an anticyclonic gyre over the Canadian Basin, a TPD, outflow through Fram Strait, and an EGC.

²Multi-year averaging is not necessary, since internal interannual variability proves to be negligible in the modelled Arctic Ocean.

³The top 80 m are represented by the three topmost levels of the model grid and comprise the surface mixed layer with the upper part of the cold halocline in the Arctic Ocean.

size of the Beaufort Gyre.

Variations in the Transpolar Drift during the Holocene were hypothesized by Dyke et al. (1997) from radiometric analyses of driftwood collected in the Canadian Archipelago. For the mid-Holocene, coincident with the large freshwater input to the Laptev Sea (see Section 2.3), the driftwood record suggests an eastward shift of the TPD and increased outflow through Fram Strait. The model results (Fig. 8b) reveal a strong connection between Arctic river runoff and the ocean circulation which may help to explain the TPD's variability during the Holocene.

6. Conclusions

Compiling data and information from the available literature, we tried to paint a consistent picture of freshwater influx into the Arctic Ocean for the early and middle Holocene. A quantification, however, is difficult and subject to considerable uncertainty. In the future, we expect to gain more insight into the past Arctic freshwater budget by utilizing coupled climate models. Recent efforts in paleoclimate modeling intercomparison, however, revealed considerable discrepancies among the various models in use concerning mid-Holocene $P - E$ in high latitudes (cf. de Noblet et al. 2000).

Even though some speculative assumptions were necessary in order to construct the freshwater forcing used in our experiments, we believe that the rough magnitudes are realistic. Our results show that important effects on the polar oceanic circulation are associated with these magnitudes. The Arctic Ocean surface circulation is not simply driven by winds, as it is often claimed. Freshwater is dispersed by the oceanic flow field in upper layers, while the freshwater distribution is vitally important for driving the circulation. The results suggest that long-term Holocene variability in Arctic freshwater forcing caused considerable variability in Arctic Ocean dynamics on a century-to-millennium time scale.

A gradual deepening of the Bering Strait until the mid-Holocene was probably associated with an increasing heat flux into the Arctic Ocean. The model shows that the inflowing heat exerts a strong influence on polar sea ice. An intensified warm Bering Strait inflow causes a decline in sea ice coverage in the Chukchi and East Siberian Seas. Where sea ice is replaced by open water, the surface albedo decreases. It is therefore likely, that the gradually increasing influx of Pacific water during the early Holocene slowly affected the polar climate. Regarding the global impact of variable Arctic freshwater forcing on the oceanic circulation, the model results suggest only a small effect. Even though the freshwater influx applied in our experiments can be considered as extreme (massive freshwater input from the North American/Greenland coasts, doubled runoff into the Laptev Sea), the influence on the strength of the THC is negligible.

In the present work, we studied the influence of Arctic freshwater forcing on the coupled ocean-sea ice system. Examining the dynamical impact of varying atmospheric forcing and ocean bottom topography, acting both separately and in concert,

would be the logical next step towards understanding the role of the Arctic Ocean in Holocene climate variability.

Acknowledgments. We thank R. Gerdes and K. Herterich for their support. The careful reviews of J.-H. Kim, D. Handorf and H. von Storch helped to improve the manuscript. We kindly acknowledge financial support from the German Federal Ministry for Education, Science and Research (BMBF) through the KIHZ and DEKLIM projects.

References

- Aagaard, K., E. C. Carmack (1989) The role of sea ice and other freshwater in the Arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, **94**, 14485–14498.
- AANII (1990) Estimate of river inflow to the Karsk Sea and its annual and seasonal variation. *AANII Report*, Arctic-Antarctic Nauchno-Issled. Inst., Leningrad (St. Petersburg), 107 pp.
- Becker, P. (1995) The effect of Arctic river hydrological cycles on Arctic Ocean circulation. Ph. D. Thesis, Old Dominion University, 201 pp.
- Behrends, M. (1999) Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans. *Rep. Polar Res.*, **310**, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 167 pp.
- Belyaev, A. V., A. G. Georgiadi (1992) Annual mean runoff during the Last Interglacial and Holocene climatic optima. In: *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern Hemisphere: Late Pleistocene-Holocene*. Edited by B. Frenzel, M. Pecsì, A. A. Velichko, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 140–141.
- Boucein, B. (2000) Organic carbon in Late Quaternary sediments: Responses to paleoenvironmental changes in the Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean). *Rep. Polar Res.*, **365**, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 103 pp.
- Bourke, R. H., A. S. McLaren (1992) Contour mapping of Arctic Basin ice draft and roughness parameters. *J. Geophys. Res.*, **97**, 17715–17728.
- Broecker, W. (1991) The great ocean conveyor. *Oceanogr.*, **4**, 79–89.
- Cheddadi, R., G. Yu, J. Guiot, S. P. Harrison, I. C. Prentice (1997) The climate of Europe 6000 years ago. *Climate Dyn.*, **13**, 1–9.
- de Noblet, N., P. Bartlein, C. Bonfils (2000) Simulated and observed changes in the extratropics during the mid-Holocene. Proc. 3rd PMIP Workshop, Paleoclimate Modelling Intercomparison Project, La Huardière, Canada, Oct. 1999, *WCRP*, **111**, 69–76.
- Dukowicz, J. K., R. D. Smith (1994) Implicit free-surface method for the Bryan-Cox-Semtner Ocean Model. *J. Geophys. Res.*, **99**, 7991–8014.

- Dyke, A. S., J. England, E. Reimnitz, H. Jette (1997) Changes in driftwood delivery to the Canadian Arctic Archipelago: the hypothesis of postglacial oscillations of the Transpolar Drift. *Arctic*, **50**, 1–16.
- Elias, S. A., S. K. Short, C. H. Nelson, H. H. Birks (1996) Life and times of the Bering Land Bridge. *Nature*, **382**, 61–63.
- Gerdes, R., C. Köberle, J. Willebrand (1991) The influence of numerical advection schemes on the results of ocean general circulation models. *Climate Dyn.*, **5**, 211–226.
- Gerdes, R., C. Köberle (1995) On the influence of DSOW in a numerical model of the North Atlantic general circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 2624–2642.
- Harder, M. (1996) Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell. *Rep. Polar Res.*, **203**, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 126 pp.
- Hibler, W. D. III (1979) A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 815–846.
- Kunz-Pirring, M. (1998) Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen. *Rep. Polar Res.*, **281**, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 117 pp.
- Licciardi, J. M., J. T. Teller, P. U. Clark (1999) Freshwater routing by the Laurentide Ice Sheet during the last deglaciation. In: *Mechanisms of global climate change at millennial time scales*. Edited by P. U. Clark, R. S. Webb, L. D. Keigwin, American Geophysical Union, Geophys. monograph series, No. 112, 177–201.
- Lubinski, D. J., S. Korsun, L. Polyak, S. L. Forman, S. J. Lehman, F. A. Herlihy, G. H. Miller (1996) The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea. *Boreas*, **25**, 89–100.
- Marshall, S. J., G. K. C. Clarke (1999) Modeling North American freshwater runoff through the last glacial cycle. *Quat. Res.*, **52**, 300–315.
- Miller, J. R., G. L. Russell (1995) Climate change and the Arctic hydrologic cycle as calculated by a global coupled atmosphere-ocean model. *Ann. Glaciol.*, **21**, 91–95.
- Monserud, R. A., N. M. Tchepakova, O. V. Denissenko (1998) Reconstruction of the mid-Holocene palaeoclimate of Siberia using a bioclimatic vegetation model. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **139**, 15–36.
- Pacanowski, R. C. (1995) MOM 2 Documentation (User's guide and reference manual). *GFDL Ocean Tech. Rep.*, **3**, Princeton University, 232 pp.
- Peltier, W. R. (1994) Ice Age paleotopography. *Science*, **265**, 195–201.
- Plitkin, G. A. (1978) Inflow of surface waters into Siberian and Far Eastern seas and method of calculating it in individual years. *Water Resources*, **5**, 211–219.
- Prange, M., R. Gerdes (1999) Influence of Arctic river runoff on the circulation in the Arctic Ocean, the Nordic Seas and the North Atlantic. *ICES-CM*, 1999/L:11, 5 pp.
- Prange, M. (2003) Einfluss arktischer Süßwasserquellen auf die Zirkulation im Nordmeer und im Nordatlantik in einem prognostischen Ozean-Meereis-Modell. To appear in *Rep. Polar Mar. Res.*, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven.

- Rimbu, N., G. Lohmann, J.-H. Kim, H. W. Arz, R. Schneider (2003) Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data. *Geophys. Res. Lett.*, in press.
- Roach, A. T., K. Aagaard, C. H. Pease, S. A. Salo, T. Weingartner, V. Pavlov, M. Kulakov (1995) Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait. *J. Geophys. Res.*, **100**, 18443–18457.
- Roeske, F. (2001) An atlas of surface fluxes based on the ECMWF re-analysis – A climatological dataset to force global ocean general circulation models. *MPI Report*, **323**, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, 31 pp.
- Schlösser, P., R. Bayer, G. Bönisch, L. Cooper, B. Ekwurzel, W. J. Jenkins, S. Khatiwala, S. Pfirman, W. M. Smethie (1999) Pathways and mean residence times of dissolved pollutants in the ocean derived from transient tracers and stable isotopes. *Sci. Total Environm.*, **237/238**, 15–30.
- Sidorchuk, A. Y., O. K. Borisova, N. N. Kovalyukh, A. V. Panin, A. V. Chernov (1999) Paleogidrologiya nizhney Vychegdy v pozdnelednikov'ye i v golotsene (Paleohydrology of the lower Vychegda in the late glacial period and Holocene). *Vestnik Moskovskogo Universiteta, Seriya 5: Geografiya*, **1999/5**, 35–42.
- Smith, D. G., T. G. Fisher (1993) Glacial Lake Agassiz: the northwest outlet and paleoflood. *Geology*, **21**, 9–12.
- Steele, M., D. Thomas, D. Rothrock, S. Martin (1996) A simple model study of the Arctic Ocean freshwater balance, 1979–1985. *J. Geophys. Res.*, **101**, 20833–20848.
- Steele, M., T. Boyd (1998) Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **103**, 10419–10435.
- Stein, R. (1998) Arctic paleo-river discharge (APARD) – A new research programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB). *Rep. Polar Res.*, **279**, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, 128 pp.
- Stein, R., K. Fahl (2000) Holocene accumulation of organic carbon at the Laptev Sea continental margin (Arctic Ocean): sources, pathways, and sinks. *Geo-Mar. Lett.*, **20**, 27–36.
- Teller, J. T. (1990) Meltwater and precipitation runoff to the North Atlantic, Arctic, and Gulf of Mexico from the Laurentide Ice Sheet and adjacent regions during the Younger Dryas. *Paleoceanogr.*, **5**, 897–905.
- Treshnikov, A. F. (editor) (1985) Arctic atlas. Arctic-Antarctic Nauchno-Issled. Inst., Moscow, 204 pp.
- Velichko, A. A., O. K. Borisova, E. M. Zelikson, V. P. Nechayev (1995) Permafrost and vegetation response to global warming in North Eurasia. In: *Biotic feedbacks in the global climatic system*. Edited by G. M. Woodwell, F. T. Mackenzie, Oxford Univ. Press, New York, 134–156.
- Wadhams, P., A. E. Gill, P. F. Linden (1979) Transects by submarine of the East Greenland Polar Front. *Deep-Sea Res.*, **26A**, 1311–1327.
- Zreda, M., J. England, F. Phillips, D. Elmore, P. Sharma (1999) Unblocking of the Nares Strait by Greenland and Ellesmere ice-sheet retreat 10,000 years ago. *Nature*, **398**, 139–142.

<i>Region</i>	<i>Present</i>	<i>7 ka</i>	<i>10 ka</i>
Norwegian coast	380	285	475
Barents Sea	452	565	565
Kara Sea	1310	983	1638
Laptev Sea	797	1594	797
East Siberian Sea	195	244	195
North American/North Greenland coast	405	405	1215
<i>Total</i>	3539	4076	4885

Table 1: Freshwater input from continents to the Arctic Ocean for the present-day control run, Experiment 7 ka, and Experiment 10 ka. Units are $\text{km}^3 \text{yr}^{-1}$.

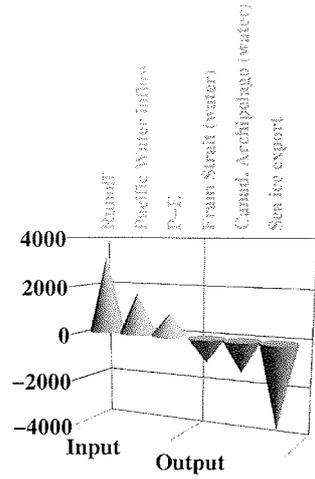


Fig. 1: Present-day freshwater budget of the Arctic Ocean (only the major contributors are shown). Values (in $\text{km}^3 \text{ yr}^{-1}$) are based on Aagaard & Carmack (1989), Steele et al. (1996), and Prange (2003). Sea ice is mainly exported through Fram Strait. $P - E$ denotes net precipitation.

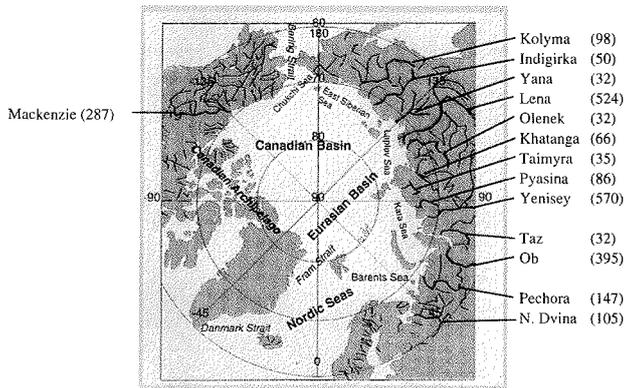


Fig. 2: Arctic rivers implemented in the model and their mean discharge (in $\text{km}^3 \text{ yr}^{-1}$). Values for Taimyra and Pyasina are taken from Treshnikov (1985). For all other rivers the flow into the ocean was calculated based on gauged discharge data, provided by the Global Runoff Data Centre (GRDC) at the Federal Institute of Hydrology, Koblenz, Germany.

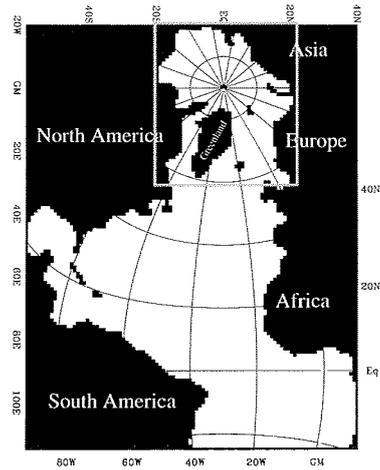


Fig. 3: Domain of the model. The model equations are defined on a rotated grid. Both the geographical and the model grid coordinates are displayed. The frame marks the area that is shown in Figs. 4–8.

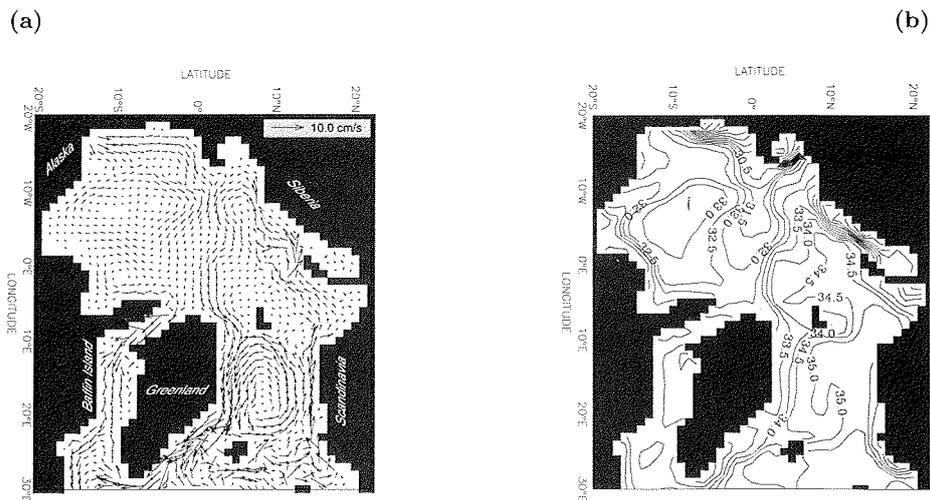


Fig. 4: Annual mean fields of the upper Arctic Ocean (averaged over 0–80 m) in the present-day control run: (a) Velocity, (b) salinity (contour interval is 0.5 psu). Labels refer to the rotated model grid.

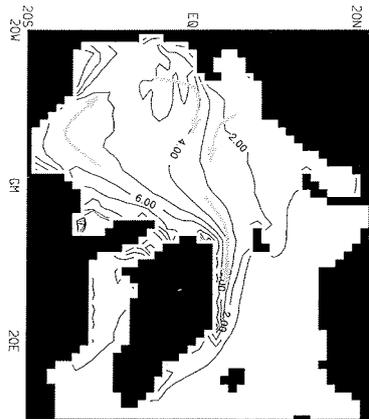


Fig. 5: Annual mean sea ice thickness in the present-day control run. The contour interval is 1 m. The mean ice drift pattern is indicated by arrows. Labels refer to the rotated model grid.

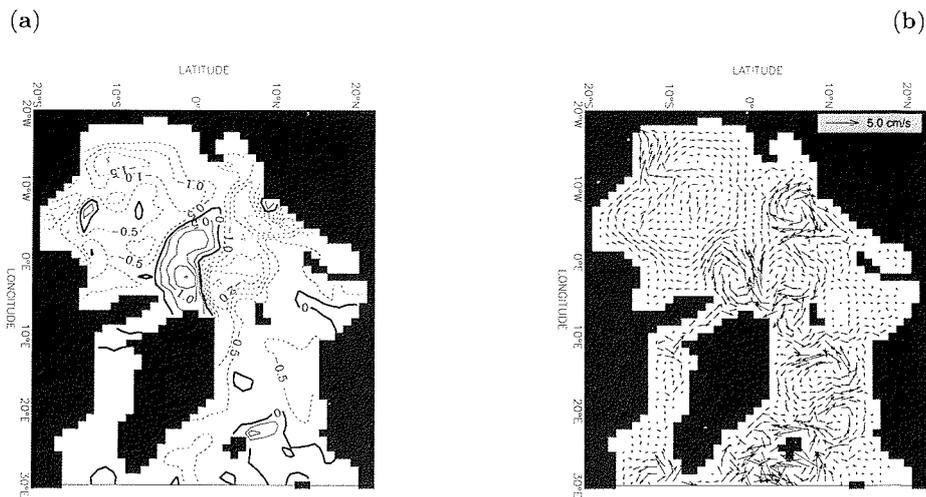


Fig. 6: Differences in mean upper ocean fields (averaged over 0–80 m) between Experiment 10 ka and the present-day control run (i.e., 10 ka – present-day): (a) Salinity (contour interval is 0.5 psu), (b) velocity.

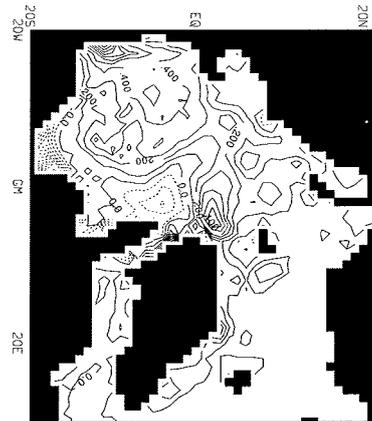


Fig. 7: Difference in mean sea ice thickness between Experiment 10 ka and the present-day control run. The contour interval is 0.1 m.

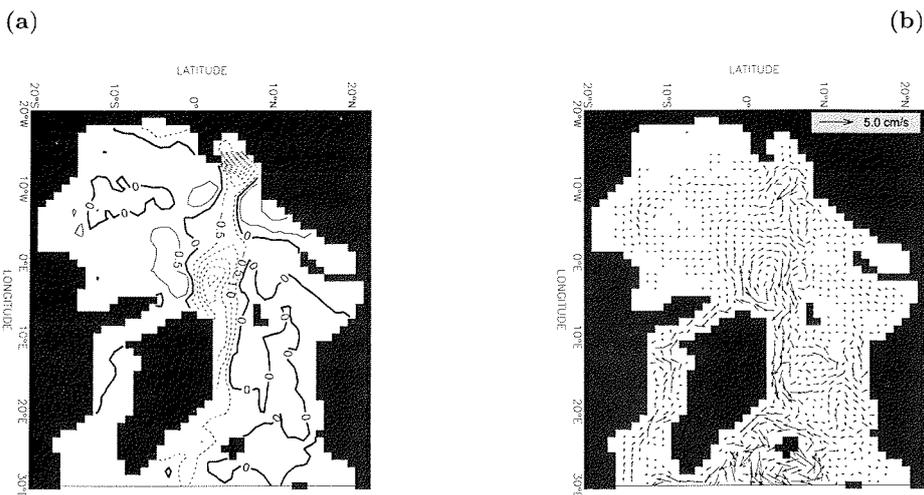


Fig. 8: Differences in mean upper ocean fields (averaged over 0–80 m) between Experiment 7 ka and the present-day control run (i.e., 7 ka – present-day): (a) Salinity (contour interval is 0.5 psu), (b) velocity.

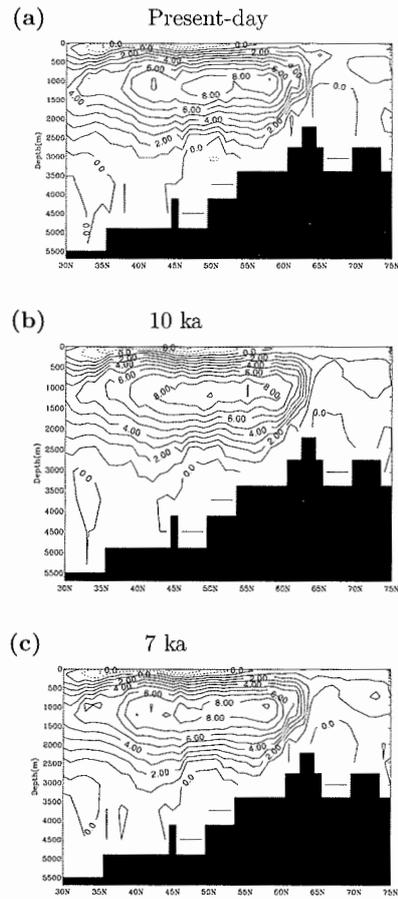


Fig. 9: Meridional overturning streamfunction in the North Atlantic averaged over the last 5 years of the integration period: (a) Present-day control run, (b) Experiment 10 ka, (c) Experiment 7 ka. The contour intervals are 1 Sv. Positive values represent clockwise rotation in the plane of the figure. Labels refer to the geographical grid.

Referenzen

- Aagaard, K. (1970) Wind-driven transports in the Greenland and Norwegian Seas. *Deep-Sea Res.*, **17**, 281–291.
- Aagaard, K., Darnall, C., Greisman, P. (1973) Year-long current measurements in the Greenland-Spitsbergen passage. *Deep-Sea Res.*, **20**, 743–746.
- Aagaard, K., Coachman, L. K. (1975) Toward an ice-free Arctic Ocean. *EOS Transact. AGU*, **56**, 484–486.
- Aagaard, K. (1981) On the deep circulation of the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **28A**, 251–268.
- Aagaard, K., Coachman, L. K., Carmack, E. (1981) On the halocline of the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **28A**, 529–545.
- Aagaard, K., Swift, J. H., Carmack, E. C. (1985) Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *J. Geophys. Res.*, **90**, 4833–4846.
- Aagaard, K., Carmack, E. C. (1989) The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, **94**, 14485–14498.
- Aagaard, K., Carmack, E. C. (1994) The Arctic Ocean and climate: a perspective. In: *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment* (Hrsg.: Johannessen, O. M., Muench, R. D., Overland, J. E.). AGU Geophys. Monograph, **85**, 4–20.
- AANII (1990) Estimate of river inflow to the Karsk Sea and its annual and seasonal variation. *AANII Report*, Arktic-Antarktisk Nauchno-Issled. Inst., Leningrad (St. Petersburg).
- AMAP (1998) *AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues*. Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo.
- Anderson, L. G., Jones, E. P., Rudels, B. (1999) Ventilation of the Arctic Ocean estimated by a plume entrainment model constrained by CFCs. *J. Geophys. Res.*, **104**, 13423–13429.
- Antonov, V. S. (1978) The possible impact on the Arctic Ocean of the proposed transfer of water from the northern rivers of the USSR to the south. *Polar Geogr.*, **2**, 223–231.
- Arfeuille, G., Mysak, L. A., Tremblay, L.-B. (2000) Simulation of the interannual variability of the wind-driven Arctic sea-ice cover during 1958–1998. *Climate Dyn.*, **16**, 107–121.
- Aukrust, T., Oberhuber, J. M. (1995) Modeling of the Greenland, Iceland and Norwegian Seas with a coupled sea ice-mixed layer-isopycnal ocean model. *J. Geophys. Res.*, **100**, 4771–4789.
- Bareiss, J., Eicken, H., Helbig, A., Martin, T. (1999) Impact of river discharge and regional climatology on the decay of sea ice in the Laptev Sea during spring and early summer. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **31**, 214–229.

- Barnier, B. (1998) Forcing the ocean. In: *Ocean Modeling and Parameterization* (Hrsg.: Chassignet, E. P., Verron, J.). Kluwer Academic Publishers, 45–80.
- Barry, R. G., Serreze, M. C., Walsh, J. E. (1996) Atmospheric components of the hydrological cycle in the Arctic. *Proceed. ACSYS Conf. Dyn. Arctic Clim. Sys.*, Göteborg, 24–31.
- Bauch, D. (1994) *The Distribution of $\delta^{18}O$ in the Arctic Ocean. Implications for the Freshwater Balance of the Halocline and the Sources of Deep and Bottom Waters*. Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- Bauch, D., Schlosser, P., Fairbanks, R. G. (1995) Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean inferred from the distribution of $H_2^{18}O$. *Prog. Oceanogr.*, **35**, 53–80.
- Bauch, H. A., Cremer, H., Kunz-Pirrung, M. (2000) Siberian shelf sediments contain clues to paleoclimate forcing. *EOS Transact. AGU*, **81**, 233, 238.
- Baumgartner, A., Reichel, E. (1975) *The World Water Balance*. Elsevier.
- Becker, P. (1995) *The Effect of Arctic River Hydrological Cycles on Arctic Ocean Circulation*. Ph.D. Thesis, Old Dominion University.
- Belkin, I. M., Levitus, S., Antonov, J., Malmberg, S.-A. (1998) "Great Salinity Anomalies" in the North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, **41**, 1–68.
- Bergström, S., Carlsson, B. (1994) River runoff to the Baltic Sea 1950–1990. *Ambio*, **23**, 280–287.
- Bjerknes, J. (1964) Atlantic air-sea interaction. *Adv. Geophys.*, **10**, 1–82.
- Björk, G. (1989) A one-dimensional time-dependent model for the vertical stratification of the upper Arctic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 52–67.
- Blindheim, J. (1989) Cascading of Barents Sea bottom water into the Norwegian Sea. *Rapp. P.-v. Reun. Cons. Int. Explor. Mer*, **188**, 49–58.
- Bönisch, G., Schlosser, P. (1995) Deep water formation and exchange rates in the Greenland/Norwegian Seas and the Eurasian Basin of the Arctic Ocean derived from tracer balances. *Prog. Oceanogr.*, **35**, 29–52.
- Bourke, R. H., Addison, V. G., Paquette, R. G. (1989) Oceanography of Nares Strait and northern Baffin Bay in 1986 with emphasis on deep and bottom water formation. *J. Geophys. Res.*, **94**, 8289–8302.
- Bourke, R. H., Garrett, R. P. (1987) Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean. *Cold Reg. Sci. Technol.*, **13**, 259–280.
- Bourke, R. H., McLaren, A. S. (1992) Contour mapping of Arctic Basin ice draft and roughness parameters. *J. Geophys. Res.*, **97**, 17715–17728.
- Brix, H. (2001) North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their interaction and influence on modes of the Global Ocean Circulation. *Rep. Polar Mar. Res.*, **399**, AWI Bremerhaven.
- Broecker, W. S. (1991) The great ocean conveyor. *Oceanogr.*, **4**, 79–89.
- Brüning, R., Lohmann, G. (1999) Charles S. Peirce on creative metaphor: A case study on the conveyor belt metaphor in oceanography. *Foundat. Sci.*, **4**, 389–403.

- Bryan, K. (1969) A numerical method for the study of the circulation of the World Ocean. *J. Computat. Phys.*, **4**, 347–376.
- Bryan, F. (1987) Parameter sensitivity of primitive equation ocean general circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 970–986.
- Carmack, E. C. (2000) The Arctic Ocean's freshwater budget: Sources, storage and export. In: *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean* (Hrsg.: Lewis, E. L.). Kluwer Academic Publishers, 91–126.
- Cattle, H. (1985) Diverting Soviet rivers: some possible repercussions for the Arctic Ocean. *Polar Rec.*, **22**, 485–498.
- Chapman, W. L., Walsh, J. E. (1993) Recent variations of sea-ice and air temperatures in high latitudes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74**, 33–47.
- Chapman, W. L., Welch, W., Bowman, K. P., Sacks, J., Walsh, J. E. (1994) Arctic sea ice variability: Model sensitivities and a multidecadal simulation. *J. Geophys. Res.*, **99**, 919–935.
- Christoph, M., Ulbrich, U., Oberhuber, J. M., Roeckner, E. (2000) The role of ocean dynamics for low-frequency fluctuations of the NAO in a coupled ocean-atmosphere GCM. *J. Climate*, **13**, 2536–2549.
- Clark, P. U., Pisias, N. G., Stocker, T. F., Weaver, A. J. (2002) The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, **415**, 863–869.
- Coachman, L. K., Barnes, C. A. (1961) The contribution of Bering Sea water to the Arctic Ocean. *Arctic*, **14**, 147–160.
- Coachman, L. K., Aagaard, K. (1974) Physical Oceanography of Arctic and Subarctic Seas. *Technical report*, **10**, Washington University, Dep. of Oceanography.
- Coachman, L. K., Aagaard, K. (1988) Transports through Bering Strait: Annual and interannual variability. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15535–15539.
- Colony, R., Thorndike, A. S. (1984) An estimate of the mean field of Arctic sea ice motion. *J. Geophys. Res.*, **89**, 10623–10629.
- Coon, M. D., Maykut, G. A., Pritchard, R. S., Rothrock, D. A., Thorndike, A. S. (1974) Modeling the pack ice as an elastic-plastic material. *AIDJEX Bull.*, **24**, 1–105.
- Cox, M. D. (1984) A primitive equation three-dimensional model of the ocean. *GFDL Ocean Tech. Rep.*, **1**, Princeton University.
- Deser, C., Walsh, J. E., Timlin, M. S. (2000) Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *J. Climate*, **13**, 617–633.
- Dickson, R. R., Meincke, J., Malmberg, S.-A., Lee, A. J. (1988) The “Great Salinity Anomaly” in the northern North Atlantic 1968–1982. *Prog. Oceanogr.*, **20**, 103–151.
- Dickson, R. R., Osborn, T. J., Hurrell, J. W., Meincke, J., Blindheim, J., Adlandsvik, B., Vinje, T., Alekseev, G., Maslowski, W. (2000) The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **13**, 2671–2696.
- Dukowicz, J. K., Smith, R. D. (1994) Implicit free-surface method for the Bryan-Cox-Semtner Ocean Model. *J. Geophys. Res.*, **99**, 7991–8014.

- Egenberg, B. (1993) *The Relationship between Hydrographical Variability in Coastal Water and Meteorological and Hydrological Parameters*. M. Phil. Thesis, University of Bergen.
- Eicken, H., Lensu, M., Leppäranta, M., Tucker, W. B. III, Gow, A. J., Salmela, O. (1995) Thickness, structure, and properties of level summer multiyear ice in the Eurasian sector of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **100**, 22697–22710.
- Ekwurzel, B. (1998) *Circulation and Mean Residence Times in the Arctic Ocean derived from Tritium, Helium, and Oxygen-18 Tracers*. Ph.D. Thesis, Columbia University.
- Engedahl, H., Eriksrød, G., Ulstad, C., Adlandsvik, B. (1997) Climatological oceanographic archives covering the Nordic Seas and the Arctic Ocean with adjacent waters. *Res. Rep.*, **59**, NMI Oslo.
- EWG (Environmental Working Group) (1997) *Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean*. CD-ROM, Natl. Snow and Ice Center, Boulder.
- Fichefet, T., Morales Maqueda, M. A. (1997) Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *J. Geophys. Res.*, **102**, 12609–12646.
- Fischer, H., Lemke, P. (1994) On the required accuracy of atmospheric forcing fields for driving dynamic-thermodynamic sea ice models. In: *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment* (Hrsg.: Johannessen, O. M., Muench, R. D., Overland, J. E.). AGU Geophys. Monograph, **85**, 373–381.
- Fischer, H. (1995) Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer. *Rep. Polar Res.*, **166**, AWI Bremerhaven.
- Flato, G. M., Hibler, W. D. III (1992) Modeling pack ice as a cavitating fluid. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 626–651.
- Foldvik, A., Aagaard, K., Tørresen, T. (1988) On the velocity field of the East Greenland Current. *Deep-Sea Res.*, **35**, 1335–1354.
- Foster, J. L. (1989) The significance of the date of snow disappearance on the arctic tundra as a possible indicator of climatic change. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **21**, 60–70.
- Frank, M. (1996) *Spurenstoffuntersuchungen zur Zirkulation im Eurasischen Becken des Nordpolarmeeres*. Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- Fritsch, B., Gerdes, R., Hiller, W., Latif, M., Legutke, S., Maier-Reimer, E., Olbers, D., Roeske, F. (2000) *Vergleich der thermohalinen Zirkulation in zwei globalen ozeanischen Zirkulationsmodellen*. AWI Bremerhaven, MPI Hamburg, Ocean Model Intercomparison Project, Abschlussbericht BMBF Projekt 01 LA 9862/8.
- Fyfe, J. C., Boer, G. J., Flato, G. M. (1999) The Arctic and Antarctic Oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1601–1604.
- Ganachaud, A., Wunsch, C. (2000) Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, **408**, 453–457.
- Gerdes, R., Köberle, C., Willebrand, J. (1991) The influence of numerical advection schemes on the results of ocean general circulation models. *Climate Dyn.*, **5**, 211–226.

- Gerdes, R., Köberle, C. (1995) On the influence of DSOW in a numerical model of the North Atlantic general circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 2624–2642.
- Gerdes, R., Schauer, U. (1997) Large-scale circulation and water mass distribution in the Arctic Ocean from model results and observations. *J. Geophys. Res.*, **102**, 8467–8483.
- Gill, A. E. (1982) *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press.
- Gloersen, P., Campbell, W. J., Cavalieri, D. J., Comiso, J. C., Parkinson, C. L., Zwally, H. J. (1992) *Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978–1987: Satellite Passive-Microwave Observations and Analysis*. NASA SP-511, Washington, D.C.
- Gogineni, S. P., Moore, R. K., Grenfell, T. C., Barber, D. G., Digby, S., Drinkwater, M. (1992) The effects of freeze-up and melt processes on microwave signatures. In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice* (Hrsg.: Carsey, F. D.). AGU Geophys. Monograph, **68**, 329–341.
- Goldsbrough, G. (1933) Ocean currents produced by evaporation and precipitation. *Proc. Roy. Soc. Lond.*, **A 141**, 512–517.
- Goosse, H., Campin, J.-M., Fichefet, T., Deleersnijder, E. (1997a) Sensitivity of a global ice-ocean model to the Bering Strait throughflow. *Climate Dyn.*, **13**, 349–358.
- Goosse, H., Fichefet, T., Campin, J.-M. (1997b) The effects of the water flow through the Canadian Archipelago in a global ice-ocean model. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1507–1510.
- Gordeev, V. V., Martin, J. M., Sidorov, I. S., Sidorova, M. V. (1996) A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean. *Amer. J. Sci.*, **296**, 664–691.
- Grabs, W., De Couet, T., Pauler, J. (1996) Freshwater fluxes from continents into the world oceans based on data of the Global Runoff Data Base. *GRDC Report*, **10**, Global Runoff Data Centre, Federal Institute of Hydrology, Koblenz.
- GRDC (1995) First interim report on the Arctic river database for the Arctic Climate System Study (ACSYS). *GRDC Report*, **8**, Global Runoff Data Centre, Federal Institute of Hydrology, Koblenz.
- Greisman, P., Aagaard, K. (1979) Seasonal variability of the West Spitsbergen Current. *Ocean Model.*, **19**, 3–5.
- Griffies, S. M., Pacanowski, R. C., Schmidt, M., Balaji, V. (2001) Tracer conservation with an explicit free surface method for z-coordinate ocean models. *Mon. Weather Rev.*, **129**, 1081–1098.
- Grotedefendt, K., Logemann, K., Quadfasel, D., Ronski, S. (1998) Is the Arctic Ocean warming? *J. Geophys. Res.*, **103**, 27679–27687.
- Guay, C. K., Falkner, K. K. (1997) Barium as a tracer of Arctic halocline and river waters. *Deep-Sea Res. II*, **44**, 1543–1569.
- Häkkinen, S., Mellor, G. L. (1992) Modeling the seasonal variability of a coupled Arctic ice-ocean system. *J. Geophys. Res.*, **97**, 20285–20304.
- Häkkinen, S. (1993) An Arctic source for the Great Salinity Anomaly: Simulation of the Arctic ice ocean system for 1955–1975. *J. Geophys. Res.*, **98**, 16397–16410.

- Häkkinen, S. (1995) Simulated interannual variability of the Greenland Sea deep water mass formation and its connection to surface forcing. *J. Geophys. Res.*, **100**, 4761–4770.
- Häkkinen, S. (1999) A simulation of thermohaline effects of a Great Salinity Anomaly. *J. Climate*, **12**, 1781–1795.
- Harder, M. (1996) Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell. *Rep. Polar Res.*, **203**, AWI Bremerhaven.
- Harms, I. H., Karcher, M. J., Dethleff, D. (2000) Modelling Siberian river runoff – Implications for contaminant transport in the Arctic Ocean. *J. Mar. Sys.*, **27**, 95–115.
- Hasumi, H. (2002) Sensitivity of the global thermohaline circulation to interbasin freshwater transport by the atmosphere and the Bering Strait throughflow. *J. Climate*, **15**, 2516–2526.
- Hibler, W. D. III (1979) A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 815–846.
- Hibler, W. D. III, Walsh, J. E. (1982) On modeling seasonal and interannual fluctuation of Arctic sea ice. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1514–1523.
- Hibler, W. D. III (1984) The role of sea ice dynamics in modeling CO₂ increases. In: *Climate Processes and Climate Sensitivity* (Hrsg.: Hansen, J. E., Takahashi, T.). AGU Geophys. Monograph, **29**, 238–253.
- Hibler, W. D. III, Bryan, K. (1987) A diagnostic ice-ocean model. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 987–1015.
- Hilmer, M., Harder, M., Lemke, P. (1998) Sea ice transport: a highly variable link between Arctic and North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3359–3362.
- Hilmer, M., Lemke, P. (2000) On the decrease of Arctic sea ice volume. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3751–3754.
- Holland, D. M., Mysak, L. A., Oberhuber, J. M. (1996) Simulation of the mixed-layer circulation in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1111–1128.
- Holland, D. M. (2001) An impact of subgrid-scale ice-ocean dynamics on sea-ice cover. *J. Climate*, **14**, 1585–1601.
- Holloway, G., Sou, T. (2002) Has Arctic sea ice rapidly thinned? *J. Climate*, **15**, 1691–1701.
- Holt, T., Kelly, P. M., Cherry, B. S. G. (1984) Cryospheric impacts of Soviet river diversion schemes. *Ann. Glaciol.*, **5**, 61–68.
- Huang, R. X. (1993) Real freshwater flux as a natural boundary condition for the salinity balance and thermohaline circulation forced by evaporation and precipitation. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 2428–2446.
- Huang, R. X., Schmitt, R. W. (1993) The Goldsbrough-Stommel circulation of the World Oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 1277–1284.
- Hulme, M. (1994) Validation of large-scale precipitation fields in General Circulation Models. In: *Global Precipitations and Climate Change* (Hrsg.: Desbois, M., Desalmand, F.). Springer-Verlag, 387–406.

- Hunkins, K. L. (1974) Subsurface eddies in the Arctic Ocean. *Deep Sea Res.*, **21**, 1017–1033.
- Hunkins, K., Whitehead, J. A. (1992) Laboratory simulation of exchange through Fram Strait. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11299–11321.
- Hurrell, J. W. (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676–679.
- IAPO (1998) Report of the ACSYS Workshop on status and directions for the Arctic runoff data base. *IAPO Informal Rep.*, **1**, WCRP (ACSYS), Koblenz.
- Ingvaldsen, R., Asplin, L., Loeng, H. (1999) Short time variability in the Atlantic inflow to the Barents Sea. *ICES-CM*, **1999/L:05**, Stockholm.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (1990) *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* (Hrsg.: Houghton, J. T., Jenkins, G. J., Ephraums, J. J.). Cambridge University Press.
- Johannessen, O. M., Shalina, E. V., Miles, M. W. (1999) Satellite evidence for an arctic sea ice cover in transformation. *Science*, **286**, 1937–1939.
- Jones, E. P., Rudels, B., Anderson, L. G. (1995) Deep waters of the Arctic Ocean: origins and circulation. *Deep-Sea Res. I*, **42**, 737–760.
- Jones, E. P., Anderson, L. G., Swift, J. H. (1998) Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean: Implications for circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 765–768.
- Jung, T. (2000) The North Atlantic Oscillation: Variability and Interactions with the North Atlantic Ocean and Arctic Sea Ice. *Berichte aus dem IFM*, **315**, IFM Kiel.
- Karcher, M. J., Oberhuber, J. M. O. (2002) Pathways and modification of the upper and intermediate waters of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **107**, 10.1029/2000JC000530.
- Karcher, M. J., Gerdes, R., Kauker, F., Köberle, C. (2003) Arctic warming – evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic Seas and the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **108**, 10.1029/2001JC001265.
- Khatriwala, S. P., Fairbanks, R. G., Houghton, R. W. (1999) Freshwater sources to the coastal ocean off northeastern North America: Evidence from $H_2^{18}O/H_2^{16}O$. *J. Geophys. Res.*, **104**, 18241–18255.
- Köberle, C., Gerdes, R. (2003) Mechanisms determining the variability of Arctic sea ice conditions and export. *J. Climate*, **16**, 2843–2858.
- Kreyscher, M., Harder, M., Lemke, P. (1997) First results of the Sea-Ice Model Intercomparison Project (SIMIP). *Ann. Glaciol.*, **25**, 8–11.
- Kreyscher, M. (1998) Dynamik des arktischen Meereises – Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen. *Rep. Polar Res.*, **291**, AWI Bremerhaven.
- Kreyscher, M., Harder, M., Lemke, P., Flato, G. M. (2000) Results of the Sea Ice Model Intercomparison Project: Evaluation of sea-ice rheology schemes for use in climate simulations. *J. Geophys. Res.*, **105**, 11299–11320.

- Kwok, R., Rothrock, D. A. (1999) Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **104**, 5177–5189.
- Laevastu, T. (1960) Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea. *Comment. Phys. Math.*, **25/1**.
- Latif, M., Arpe, K., Roeckner, E. (1999) Oceanic control of decadal North Atlantic sea level pressure variability in winter. *MPI Report*, **292**, MPI Hamburg.
- Lazier, J. R. N. (1980) Oceanographic conditions at weather station Bravo, 1960–1974. *Atmos.-Ocean*, **18**, 18227–18238.
- Lemke, P. (1987) A coupled one-dimensional sea ice-ocean model. *J. Geophys. Res.*, **92**, 13164–13172.
- Levitus, S., Boyer, T. (1994) *World Ocean Atlas 1994, Vol. 4: Temperature*. NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Gov. Printing Office.
- Levitus, S., Burgett, R., Boyer, T. (1994) *World Ocean Atlas 1994, Vol. 3: Salinity*. NOAA Atlas NESDIS 3, U.S. Gov. Printing Office.
- Macdonald, R. W., Carmack, E. C., McLaughlin, F. A., Falkner, K. K., Swift, J. H. (1999) Connections among ice, runoff and atmospheric forcing in the Beaufort Gyre. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2227–2230.
- Magnuson, J. J., Robertson, D. M., Benson, B. J., Wynne, R. H., Livingstone, D. M., Arai, T., Assel, R. A., Barry, R. G., Card, V., Kuusisto, E., Granin, N. G., Prowse, T. D., Stewart, K. M., Vuglinski, V. S. (2000) Historical trends in lake and river ice cover in the northern hemisphere. *Science*, **289**, 1743–1746.
- Makarow, S. O. (1894) Die 'Vityaz' und der Pazifische Ozean (auf Russisch). St.-Petersburg.
- Manabe, S., Stouffer, R. J., Spelman, M., Bryan, K. (1991) Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. *J. Climate*, **4**, 785–817.
- Manabe, S., Stouffer, R. J. (1993) Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system. *Nature*, **364**, 215–218.
- Manak, D. K., Mysak, L. A. (1989) On the relationship between Arctic sea ice anomalies and fluctuations in northern Canadian air temperature and river discharge. *Atm.-Ocean*, **27**, 682–691.
- Martin, S., Cavalieri, D. J. (1989) Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water. *J. Geophys. Res.*, **94**, 12725–12738.
- Martin, S., Munoz, E., Drucker, R. (1997) Recent observations of a spring-summer surface warming over the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 1259–1261.
- Maslanik, J. A., Serreze, M. C., Barry, R. G. (1996) Recent decreases in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1677–1680.
- Maslowski, W., Newton, B., Schlosser, P., Semtner, A., Martinson, D. (2000) Modeling recent climate variability in the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3743–3746.

- Maslowski, W., Marble, D. C., Walczowski, W., Semtner, A. J. (2001) On large-scale shifts in the Arctic Ocean and sea-ice conditions during 1979–1998. *Ann. Glaciol.*, **33**, 545–550.
- Mauritzen, C. (1996a) Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme. *Deep-Sea Res. I*, **43**, 769–806.
- Mauritzen, C. (1996b) Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 2: An inverse model. *Deep-Sea Res. I*, **43**, 807–835.
- Mauritzen, C., Häkkinen, S. (1997) Influence of sea ice on the thermohaline circulation in the Arctic-North Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 3257–3260.
- Mauritzen, C., Häkkinen, S. (1999) On the relationship between dense water formation and the Meridional Overturning Cell in the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res. I*, **46**, 877–894.
- Maykut, G. A., Church, P. E. (1973) Radiation climate of Barrow, Alaska, 1962–66. *J. Appl. Meteorol.*, **12**, 620–628.
- McLaughlin, F. A., Carmack, E. C., Macdonald, R. W., Bishop, J. K. B. (1996) Physical and geochemical properties across the Atlantic/Pacific water mass front in the southern Canada Basin. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1183–1195.
- McPhee, M. G. (1979) The effect of the oceanic boundary layer on the mean drift of pack ice: Application of a simple model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 388–400.
- Melling, H. (1997) Flow from the Arctic Ocean through the channels of the Canadian Arctic Archipelago. *Proceed. ACSYS Conf. Polar Proc. Global Clim.*, Rosario, 164–166.
- Melling, H. (2000) Exchanges of freshwater through the shallow straits of the North American Arctic. In: *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean* (Hrsg.: Lewis, E. L.). Kluwer Academic Publishers, 479–502.
- Mertz, G., Wright, D. G. (1992) Interpretations of the JEBAR term. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 301–305.
- Mesinger, F. (1973) A method for construction of second-order accuracy difference schemes permitting no false two-grid-interval wave in the height field. *Tellus*, **25**, 444–457.
- Mesinger, F., Arakawa, A. (1976) Numerical methods used in atmospheric models, Volume I. *GARP Publications Ser.*, **17**, WMO.
- Micklin, P. P. (1981) A preliminary systems analysis of impacts of proposed Soviet river diversions on Arctic sea ice. *EOS Transact. AGU*, **62**, 489–493.
- Middttun, L. (1985) Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep-Sea Res.*, **32**, 1233–1241.
- Morison, J., Steele, M., Andersen, R. (1998) Hydrography of the upper Arctic Ocean measured from the nuclear submarine U.S.S. Pargo. *Deep-Sea Res.*, **45**, 15–38.
- Mork, M. (1981) Circulation phenomena and frontal dynamics of the Norwegian coastal current. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A 302**, 635–647.

- Muench, R. D. (1971) The physical oceanography of the northern Baffin Bay region. *The Baffin Bay – North Water Proj., Sci. Rep.*, **1**, Arct. Inst. North Amer.
- Müller, P., Willebrand, J. (1989) Equations for oceanic motions. *Landolt/Börnstein*, **5.3b** (Oceanography), Springer-Verlag, 1–14.
- Mysak, L. A., Manak, D. K., Marsden, R. F. (1990) Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle. *Climate Dyn.*, **5**, 111–133.
- Nansen, F. (1902) The Norwegian North Polar Expedition, 1893–1896. *Sci. Results Vol. III*, Longman, Green & Co. (Nachdruck: Greenwood Press 1969).
- Newton, J. L. (1973) *The Canada Basin: Mean Circulation and Intermediate-Scale Flow Features*. Ph.D. Thesis, University of Washington.
- Olbers, D., Willebrand, J., Lemke, P. (2003) *Fundamentals and Concepts of Ocean Dynamics and Thermodynamics*. In Vorbereitung.
- Omstedt, A., Rutgersson, A. (2000) Closing the water and heat cycles of the Baltic Sea. *Meteorol. Z.*, **9**, 59–66.
- Overland, J. E., Roach, A. T. (1987) Northward flow in the Bering and Chuckchi Seas. *J. Geophys. Res.*, **92**, 7097–7105.
- Overland, J. E., Davidson, K. L. (1992) Geostrophic drag coefficients over sea ice. *Tellus*, **44 A**, 54–66.
- Pacanowski, R. C. (1995) MOM 2 Documentation (User's guide and reference manual). *GFDL Ocean Tech. Rep.*, **3**, Princeton University.
- Parkinson, C. L., Washington, W. M. (1979) A large-scale numerical model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **84**, 311–337.
- Parkinson, C. L., Cavalieri, D. J. (1989) Arctic sea ice 1973–1987: Seasonal, regional, and interannual variability. *J. Geophys. Res.*, **94**, 14499–14523.
- Pavlov, V. K. (1998) Circulation in ice-covered waters. In: *Physics of Ice-Covered Seas, Vol. II* (Hrsg.: Leppäranta, M.). University of Helsinki Press, 447–481.
- Pedlosky, J. (1987) *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag.
- Peterson, B. J., Holmes, R. M., McClelland, J. W., Vörösmarty, C. J., Lammers, R. B., Shiklomanov, A. I., Shiklomanov, I. A., Rahmstorf, S. (2002) Increasing river discharge to the Arctic Ocean. *Science*, **298**, 2171–2173.
- Pfirman, S. L., Bauch, D., Gammelsrød, T. (1994) The northern Barents Sea: water mass distribution and modification. In: *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment* (Hrsg.: Johannessen, O. M., Muench, R. D., Overland, J. E.). AGU Geophys. Monograph, **85**, 77–94.
- Piacsek, S., Allard, R., Warn-Varnas, A. (1991) Studies of the Arctic ice cover and upper ocean with a coupled ice-ocean model. *J. Geophys. Res.*, **96**, 4631–4650.
- Plitkin, G. A. (1978) Inflow of surface waters into Siberian and Far Eastern seas and method of calculating it in individual years. *Water Resources*, **5**, 211–219.
- Polyakov, I. V., Proshutinsky, A. Y., Johnson, M. A. (1999) Seasonal cycles in two regimes of Arctic climate. *J. Geophys. Res.*, **104**, 25761–25788.

- Prange, M., Gerdes, R. (1999) Influence of Arctic river runoff on the circulation in the Arctic Ocean, the Nordic Seas and the North Atlantic. *ICES-CM*, **1999/L:11**, Stockholm.
- Prange, M., Lohmann, G., Paul, A. (2003) Influence of vertical mixing on the thermohaline hysteresis: Analyses of an OGCM. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 1707–1721.
- Price, J. F., O’Neil Baringer, M. (1994) Outflows and deep water production by marginal seas. *Prog. Oceanogr.*, **33**, 161–200.
- Prinsenber, S. J. (1984) Freshwater contents and heat budgets of James Bay and Hudson Bay. *Cont. Shelf Res.*, **3**, 191–200.
- Prinsenber, S. J., Bennett, E. B. (1987) Mixing and transports in Barrow Strait, the central part of the Northwest Passage. *Cont. Shelf Res.*, **7**, 913–935.
- Proshutinsky, A. Y., Johnson, M. A. (1997) Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **102**, 12493–12514.
- Prowse, T. D., Flegg, P. O. (2000) The magnitude of river flow to the Arctic Ocean: dependence on contributing area. *Hydrol. Process.*, **14**, 3185–3188.
- Quadfasel, D., Gascard, J.-C., Koltermann, K. P. (1987) Large-scale oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. *J. Geophys. Res.*, **92**, 6719–6728.
- Rahmstorf, S. (1997) Risk of sea-change in the Atlantic. *Nature*, **388**, 825–826.
- Rahmstorf, S. (2002) Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, **419**, 207–214.
- Rahmstorf, S. (2003) Thermohaline circulation: The current climate. *Nature*, **421**, 699.
- Ranelli, P. H., Hibler, W. D. III (1991) Seasonal Arctic sea-ice simulations with a prognostic ice-ocean model. *Ann. Glaciol.*, **15**, 45–53.
- Reason, C. J. C., Power, S. B. (1994) The influence of Bering Strait on the thermohaline circulation in a global ocean general circulation model. *Climate Dyn.*, **9**, 363–369.
- Rhein, M. (2000) Drifters reveal deep circulation. *Nature*, **407**, 30–31.
- Riedlinger, S. H., Preller, R. H. (1991) The development of a coupled ice-ocean model for forecasting ice conditions in the Arctic. *J. Geophys. Res.*, **96**, 16955–16977.
- Rind, D., Healy, R., Parkinson, C., Martinson, D. (1995) The role of sea ice in $2\times\text{CO}_2$ climate model sensitivity. Part 1: The total influence of sea ice thickness and extent. *J. Climate*, **8**, 449–463.
- Roach, A. T., Aagaard, K., Pease, C. H., Salo, S. A., Weingartner, T., Pavlov, V., Kulakov, M. (1995) Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait. *J. Geophys. Res.*, **100**, 18443–18457.
- Roeske, F. (2001) An atlas of surface fluxes based on the ECMWF re-analysis – A climatological dataset to force global ocean general circulation models. *MPI Report*, **323**, MPI Hamburg.
- Rothrock, D. D., Yu, Y., Maykut, G. A. (1999) Thinning of the arctic sea ice cover. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3469–3472.

- Roulet, G., Madec, G. (2000) Salt conservation, free surface and varying volume: A new formulation for Ocean GCMs. *J. Geophys. Res.*, **105**, 23927–23942.
- Rudels, B. (1986) The outflow of polar water through the Arctic Archipelago and the oceanographic conditions in Baffin Bay. *Polar Res.*, **4**, 161–180.
- Rudels, B. (1987) On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait. *Norsk Polarinst. Skrifter*, **188**, 1–53.
- Rudels, B., Jones, E. P., Anderson, L. G., Kattner, G. (1994) On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean. In: *The Polar Oceans and their Role in Shaping the Global Environment* (Hrsg.: Johannessen, O. M., Muench, R. D., Overland, J. E.). AGU Geophys. Monograph, **85**, 33–46.
- Rudels, B. (1995) The thermohaline circulation of the Arctic Ocean and the Greenland Sea. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A 352**, 287–299.
- Rudels, B., Anderson, L. G., Jones, E. P. (1996) Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **101**, 8807–8821.
- Rudels, B. (1998) Aspects of Arctic oceanography. In: *Physics of Ice-Covered Seas, Vol. II* (Hrsg.: Leppäranta, M.). University of Helsinki Press, 517–568.
- Rudels, B., Friedrich, H. J., Quadfasel, D. (1999) The Arctic circumpolar boundary current. *Deep-Sea Res. II*, **46**, 1023–1062.
- Rudels, B., Friedrich, H. J. (2000) The transformations of Atlantic water in the Arctic Ocean and their significance for the freshwater budget. In: *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean* (Hrsg.: Lewis, E. L.). Kluwer Academic Publishers, 503–532.
- Schauer, U., Muench, R. D., Rudels, B., Timokhov, L. (1997) Impact of eastern Arctic shelf waters on the Nansen Basin intermediate layers. *J. Geophys. Res.*, **102**, 3371–3382.
- Schlichtholz, P., Houssais, M.-N. (1999a) An inverse modeling study in Fram Strait. Part I: dynamics and circulation. *Deep-Sea Res. II*, **46**, 1083–1135.
- Schlichtholz, P., Houssais, M.-N. (1999b) An investigation of the dynamics of the East Greenland Current in Fram Strait based on a simple analytical model. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 2240–2265.
- Schlosser, P., Bauch, D., Fairbanks, R., Bönisch, G. (1994) Arctic river-runoff: mean residence time on the shelves and in the halocline. *Deep-Sea Res. I*, **41**, 1053–1068.
- Schlosser, P., Bayer, R., Bönisch, G., Cooper, L. W., Ekwurzel, B., Jenkins, W. J., Khatiwala, S., Pfirman, S., Smethie, W. M. (1999) Pathways and mean residence times of dissolved pollutants in the ocean derived from transient tracers and stable isotopes. *Sci. Tot. Environm.*, **237/238**, 15–30.
- Schlosser, P., Ekwurzel, B., Khatiwala, S., Newton, B., Maslowski, W., Pfirman, S. (2000) Tracer studies of the Arctic freshwater budget. In: *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean* (Hrsg.: Lewis, E. L.). Kluwer Academic Publishers, 453–478.
- Semtner, A. J., Jr. (1973) *A Numerical Investigation of Arctic Ocean Circulation*. Ph.D. Thesis, Princeton University.
- Semtner, A. J., Jr. (1976a) Numerical simulation of the Arctic Ocean circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 409–425.

- Semtner, A. J., Jr. (1976b) A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 379–389.
- Semtner, A. J., Jr. (1984) The climatic response of the Arctic Ocean to Soviet river diversions. *Clim. Change*, **6**, 109–130.
- Semtner, A. J., Jr. (1987) A numerical study of sea ice and ocean circulation in the Arctic. *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 1077–1099.
- Serreze, M. C., Walsh, J. E., Chapin, F. S. III, Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W. C., Morison, J., Zhang, T., Barry, R. G. (2000) Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Clim. Change*, **46**, 159–206.
- Shiklomanov, I. A., Shiklomanov, A. I., Lammers, R. B., Peterson, B. J., Vörösmarty, C. J. (2000) The dynamics of river water inflow to the Arctic Ocean. In: *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean* (Hrsg.: Lewis, E. L.). Kluwer Academic Publishers, 281–296.
- Shindell, D. T., Rind, D., Balachandran, N., Lean, J., Lonergan, P. (1999a) Solar cycle variability, ozone, and climate. *Science*, **284**, 305–308.
- Shindell, D. T., Miller, R. L., Schmidt, G. A., Pandolfo L. (1999b) Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature*, **399**, 452–455.
- Smedsrud, L. H., Furevik, T. (2000) Towards an ice-free Arctic? *Cicerone*, **2/00**.
- Smethie, W. M., Jr., Chipman, D. W., Swift, J. H., Koltermann, K. P. (1988) Chlorofluoromethanes in the Arctic Mediterranean seas: evidence for formation of bottom water in the Eurasian Basin and deep water exchange through Fram Strait. *Deep-Sea Res.*, **35**, 347–369.
- Smolarkiewicz, P. K. (1983) A simple positive definite advection scheme with small implicit diffusion. *Mon. Weather Rev.*, **111**, 479–486.
- Steele, M., Morison, J. H., Curtin, T. (1995) Halocline water formation in the Barents Sea. *J. Geophys. Res.*, **100**, 881–894.
- Steele, M., Thomas, D., Rothrock, D., Martin, S. (1996) A simple model study of the Arctic Ocean freshwater balance, 1979–1985. *J. Geophys. Res.*, **101**, 20833–20848.
- Steele, M., Zhang, J., Rothrock, D., Stern, H. (1997) The force balance of sea ice in a numerical model of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **102**, 21061–21079.
- Steele, M., Boyd, T. (1998) Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **103**, 10419–10435.
- Steele, M., Flato, G. M. (2000) Sea ice growth, melt, and modeling: A Survey. In: *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean* (Hrsg.: Lewis, E. L.). Kluwer Academic Publishers, 549–587.
- Steele, M., Ermold, W., Häkkinen, S., Holland, D., Holloway, G., Karcher, M., Kauker, F., Maslowski, W., Steiner, N., Zhang, J. (2001) Adrift in the Beaufort Gyre: A model intercomparison. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2935–2938.
- Stein, W. (1996) ¹⁸O- und ³H-Untersuchungen im Nordpolarmeer. Diplomarbeit, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.

- Stevens, D. P. (1990) On open boundary conditions for three-dimensional primitive equation ocean circulation models. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **51**, 103–133.
- Stigebrandt, A. (1981) A model for the thickness and salinity of the upper layer in the Arctic Ocean and the relationship between ice thickness and some external parameters. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1407–1422.
- Stigebrandt, A. (1984) The North Pacific: A global-scale estuary. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 464–470.
- Stirling, I., Derocher, A. E. (1993) Possible impacts of climatic warming on polar bears. *Arctic*, **46**, 240–245.
- Stocker, T. F., Schmittner, A. (1997) Influence of CO₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature*, **388**, 862–865.
- Stoll, V. (1991) *Die Arktis*. Silva-Verlag.
- Strass, V. H., Fahrback, E., Schauer, U., Sellmann, L. (1993) Formation of Denmark Strait overflow water by mixing in the East Greenland Current. *J. Geophys. Res.*, **98**, 6907–6919.
- Swift, J. H., Aagaard, K., Malmberg, S. (1980) The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic. *Deep Sea Res.*, **27A**, 29–42.
- Swift, J. H., Aagaard, K. (1981) Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas. *Deep-Sea Res.*, **28A**, 1107–1129.
- Swift, J. H., Jones, E. P., Aagaard, K., Carmack, E. C., Hingston, M., MacDonald, R. W., McLaughlin, F. A., Perkin, R. G. (1997) Waters of the Makarov and Canada Basins. *Deep-Sea Res.*, **44**, 1503–1530.
- Tartinville, B., Campin, J. M., Fichet, T., Goosse, H. (2001) Realistic representation of the surface freshwater flux in an ice-ocean general circulation model. *Ocean Model.*, **3**, 95–108.
- Thomas, D., Martin, S., Rothrock, D., Steele, M. (1996) Assimilating satellite concentration data into an Arctic sea ice mass balance model, 1979–1985. *J. Geophys. Res.*, **101**, 20849–20868.
- Thorndike, A. S., Colony, R. (1982) Sea ice motion in response to geostrophic winds. *J. Geophys. Res.*, **87**, 5845–5852.
- Tomczak, M., Godfrey, J. S. (1994) *Regional Oceanography: An Introduction*. Pergamon Press.
- Tremblay, L.-B., Mysak, L. A. (1998) The origin and evolution of sea-ice anomalies in the Beaufort Sea. *Climate Dyn.*, **14**, 451–460.
- Treshnikov, A. F. (1985) *Arctic Atlas*. Arctic-Antarctic Nauchno-Issled. Inst., Moskau.
- Tynan, C. T., DeMaster, D. P. (1997) Observations and predictions of Arctic climate change: potential effects on marine mammals. *Arctic*, **50**, 308–322.
- Vinje, T., Nordlund, N., Kvambekk, A. K. (1998) Monitoring ice thickness in Fram Strait. *J. Geophys. Res.*, **103**, 10437–10449.

- Vinnikov, K. Y., Robock, A., Stouffer, R. J., Walsh, J. E., Parkinson, C. L., Cavalieri, D. J., Mitchell, J. F. B., Garrett, D., Zakharov, V. F. (1999) Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent. *Science*, **286**, 1934–1937.
- Vuglinsky, V. S. (1997) River water inflow to the Arctic Ocean – Conditions of formation, time variability and forecasts. *Proceed. ACSYS Conf. Polar Proc. Global Clim.*, Rosario, 275–276.
- Wadhams, P., Gill, A. E., Linden, P. F. (1979) Transects by submarine of the East Greenland Polar Front. *Deep-Sea Res.*, **26A**, 1311–1327.
- Wadhams, P., Davis, N. R. (2000) Further evidence of ice thinning in the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3973–3977.
- Wadley, M. R., Bigg, G. R., Stevens, D. P., Johnson, J. A. (1996) Sensitivity of the North Atlantic to surface forcing in an Ocean General Circulation Model. *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 1129–1141.
- Walsh, J. E., Hibler, W. D. III, Ross, B. (1985) Numerical simulation of Northern Hemisphere sea ice variability, 1951–1980. *J. Geophys. Res.*, **90**, 4847–4865.
- Warn-Varnas, A., Allard, R., Piacsek, S. (1991) Synoptic and seasonal variations of the ice-ocean circulation in the Arctic: a numerical study. *Ann. Glaciol.*, **15**, 54–62.
- Washington, W. M., Meehl, G. A. (1996) High-latitude climate change in a global coupled ocean-atmosphere-sea ice model with increased atmospheric CO₂. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12795–12801.
- Weatherly, J. W. (1994) *The Effects of Precipitation and River Runoff Anomalies in a Coupled Ice-Ocean Model of the Arctic*. Ph.D. Thesis, University of Illinois.
- Weatherly, J. W., Walsh, J. E. (1996) The effects of precipitation and river runoff in a coupled ice-ocean model of the Arctic. *Climate Dyn.*, **12**, 785–798.
- Weeks, W. F., Ackley, S. F. (1986) The growth, structure, and properties of sea ice. In: *The Geophysics of Sea Ice* (Hrsg.: Untersteiner, N.). Plenum Press, 9–164.
- Weingartner, T., Danielson, S., Sasaki, Y., Pavlov, V., Kulakov, M. (1999) The Siberian Coastal Current: A wind- and buoyancy-forced Arctic coastal current. *J. Geophys. Res.*, **104**, 29697–29713.
- Whitehead, J. A. (1989) Giant ocean cataracts. *Sci. Amer.*, **260**, 50–57.
- Zalesak, S. T. (1979) Fully multidimensional flux-corrected transport algorithms for fluid. *J. Computat. Phys.*, **31**, 335–362.
- Zektser, I., Dzhamalov, D. (1988) Role of groundwater in the hydrological cycle and in continental water balance. *Tech. Doc. Hydrol.*, UNESCO, Paris.
- Zhang, J., Hibler, W. D. III, Steele, M., Rothrock, D. A. (1998) Arctic ice-ocean modeling with and without climate restoring. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 191–217.
- Zhang, J., Rothrock, D., Steele, M. (2000) Recent changes in Arctic sea ice: The interplay between ice dynamics and thermodynamics. *J. Climate*, **13**, 3099–3114.
- Zhang, Y., Maslowski, W., Semtner, A. J. (1999) Impact of mesoscale ocean currents on sea ice in high resolution Arctic ice and ocean simulations. *J. Geophys. Res.*, **104**, 18409–18429.

Zillman, J. W. (1972) A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans. *Meteorol. Stud.*, **26**, Bureau of Meteorol., Dep. of the Interior, Canberra.

Danksagung

Diese Doktorarbeit wurde von Prof. Dr. Dirk J. Olbers und Dr. Rüdiger Gerdes vom Alfred-Wegener-Institut (AWI) in Bremerhaven betreut. Ich danke für die vielen hilfreichen Ratschläge und die hervorragenden Arbeitsbedingungen am AWI. Prof. Dr. Michael Schulz vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen danke ich für das Zweitgutachten. Für die Teilnahme am Promotionskolloquium danke ich Prof. Dr. Peter Lemke (AWI), Prof. Dr. Jörn Bleck-Neuhaus (Universität Bremen), Dr. Thorsten Warneke (Universität Bremen) und Dipl.-Met. Jan Lieser (AWI).

Für die einzigartige Atmosphäre, die interessanten Diskussionen und die Freundschaft danke ich meiner ehemaligen AWI-Arbeitsgruppe: Daniel Borowski, Jennifer Brauch, Holger Brix, Rüdiger Gerdes, Klaus Grosfeld, Michael Karcher, Frank Kauker, Cornelia Köberle und Katrin Meißner.

Gerrit Lohmann danke ich für die vielen inspirierenden Gespräche.

Ich danke Céline und meinen Eltern für die Unterstützung.