

**Dynamik des arktischen Meereises –
Validierung verschiedener Rheologieansätze
für die Anwendung in Klimamodellen**

**Dynamics of Arctic sea ice –
Validation of different rheology schemes
for the use in climate models**

Martin Kreyscher

**Ber. Polarforsch. 291 (1998)
ISSN 0176 - 5027**

Martin Kreyscher

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Columbusstraße
Postfach 120161
D - 27568 Bremerhaven
Deutschland

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

Inhaltsverzeichnis

Summary	3
Zusammenfassung	4
1 Einleitung	6
2 Meereisbeobachtung	12
2.1 Eisdicke	13
2.2 Eisbedeckung	16
2.3 Eisdrift	19
2.3.1 Bojendaten	21
2.3.2 Driftfelder aus SSM/I-Daten	23
2.4 Eisexport durch die Framstraße	28
3 Physik des Meereismodells	31
3.1 Variablen des Meereismodells	31
3.2 Thermodynamik	32
3.2.1 Eiswachstum und Energiebilanz	33
3.2.2 Schnee	37
3.2.3 Quellen und Senken der Eisbedeckung	38
3.3 Dynamik	39
3.4 Numerik und Antrieb	41
3.4.1 Räumliche und zeitliche Diskretisierung	41
3.4.2 Antrieb	42
3.4.3 Anfangsbedingungen	47
4 Meereisrheologien	49
4.1 Interne Kräfte und Eisdrift	49
4.2 Hierarchie der Meereisrheologien	52
4.2.1 Viskos-plastische Rheologie	52
4.2.2 Cavitating-Fluid-Modell	55
4.2.3 Kompressibles Newtonsches Fluid	56
4.2.4 Freie Drift mit Geschwindigkeitskorrektur	57

5	Methodik des Modellvergleichs	59
5.1	Modelloptimierung	59
5.1.1	Thermodynamik	60
5.1.2	Verhältnis der Schubspannungskoeffizienten c_a/c_w	61
5.1.3	Parametrisierung der Eishärte	62
5.2	Fehlermaße	63
6	Ergebnisse des Modellvergleichs	66
6.1	Eisdicke	66
6.1.1	Großskalige Eisdickenverteilung	66
6.1.2	Vergleich mit den ULS-Daten	66
6.2	Eisausdehnung	72
6.2.1	Modellvergleich für Zeitserien der Eisausdehnung	72
6.2.2	Anomalien der sommerlichen Eisausdehnung	75
6.3	Eisdrift	79
6.3.1	Bojendrift für verschiedene Mittelungszeiträume	79
6.3.2	Statistiken der Bojengeschwindigkeiten	82
6.3.3	Statistiken der Bojendriftrichtungen	87
6.3.4	Dreitägige SSM/I-Driftfelder	89
6.3.5	Gemittelte SSM/I-Driftfelder	91
6.4	Eisexport durch die Framstraße	95
6.4.1	Vergleich der Modellergebnisse	96
6.4.2	Fehlerabschätzung des Eisexport	99
6.5	Rechenzeit	102
6.6	Zusammenfassung	103
7	Fazit und Ausblick	106
	Abkürzungen	109
	Literaturverzeichnis	110
	Danksagung	117

Summary

The sea-ice cover strongly affects the interactions between ocean and atmosphere in the polar regions. Due to high surface reflectance and reduced turbulent-heat exchange between the ocean and the overlying atmosphere, sea ice acts as an insulating blanket. The ice-thickness buildup and the open-water formation are, beside thermodynamic processes, determined by the dynamics of sea ice (ice motion and deformation). Further, the fresh-water flux associated with the ice motion represents a major driving mechanism for the global thermohaline circulation. The dynamics of the sea ice, moreover, is strongly affected by internal stresses that arise from mechanical strength of the ice cover.

This Ph.D. thesis aims to determine an optimal sea-ice rheology for climate simulations. A hierarchy of four sea-ice rheologies is applied, including a viscous-plastic rheology, a cavitating-fluid model, a compressible Newtonian fluid and a simple free-drift model with velocity correction. For comparison, the same grid, land boundaries and forcing fields are applied to all models. Atmospheric forcing for a 17 year period is obtained from the National Centre of Environmental Prediction (NCEP) reanalyses, while oceanic forcing consists of annual mean heat fluxes and geostrophic currents derived from a coupled ice-ocean model.

For model verification, daily drifting buoy velocities, satellite derived ice motion fields, ice thicknesses from upward-looking sonar, and ice concentration data from passive microwave radiometer are used. All observations contribute to quantitative error functions, showing significant differences between the models. Additionally, the Fram Strait ice exports predicted by the different models are investigated.

The viscous-plastic model predicts the most reasonable ice drift statistics, daily to twelve month mean ice drift, summer sea-ice extent anomalies, and Fram Strait outflow. In contrast, the results of the very simple free-drift model with velocity correction clearly show differences in drift characteristics as well as in ice thicknesses and ice export. The compressible Newtonian fluid cannot prevent excessive ice-thickness buildup in the central Arctic and the mean seasonal cycle of Fram Strait outflow shows significant differences compared with the results of the viscous-plastic model. The cavitating-fluid model shows marked differences in the drift speed statistics and the spatial ice thickness distribution due to the lack of shear strength.

Overall, the viscous-plastic rheology yields the most realistic simulation. The required computer resources for the viscous-plastic sea-ice rheology in global climate simulations are minor compared with the oceanic and atmospheric model components. Therefore, a viscous-plastic sea-ice rheology with shear strength is recommended for future coupled climate simulations.

Zusammenfassung

Die Meereisbedeckung in den Polarregionen beeinflusst die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre nachhaltig. Aufgrund der hohen Oberflächenreflektivität und der Reduzierung turbulenter Wärmeflüsse wirkt Meereis als eine isolierende Schicht zwischen dem Ozean und der darüberliegenden Atmosphäre. Die Eisdicke und die Bildung von offenen Wasserflächen werden neben thermodynamischen Prozessen durch die Dynamik des Meereises (Eisbewegung und -deformation) bestimmt. Darüberhinaus stellt der Süßwasserfluß, der mit der Bewegung des Meereises verbunden ist, einen bedeutenden Antriebsmechanismus für die globale thermohaline Zirkulation dar. Die Dynamik des Meereises wird ihrerseits stark durch interne Spannungen, die aufgrund der mechanischen Festigkeit der Meereisdecke entstehen, beeinflusst.

Ziel dieser Dissertation ist es, eine optimale Meereisrheologie für Klimasimulationen zu bestimmen. Es wird eine Hierarchie aus vier Meereisrheologien untersucht. Diese enthält eine viskos-plastische Rheologie, ein Cavitating-Fluid-Modell, eine kompressible Newtonsche Flüssigkeit und ein einfaches Freie-Drift-Modell mit Geschwindigkeitskorrektur. Für den Vergleich werden für alle Modelle identische Modellgitter, Landmasken und Antriebsfelder verwendet. Die atmosphärischen Antriebe für einen 17-jährigen Zeitraum stammen von Reanalysen des National Centre of Environmental Prediction (NCEP), während die ozeanischen Antriebsdaten aus jährlich gemittelten Wärmeflüssen und geostrophischen Strömungen bestehen, die aus einem gekoppelten Meereis-Ozean-Modell abgeleitet wurden.

Für die Modellvalidierung werden tägliche Geschwindigkeiten von Driftbojen, aus Satellitendaten abgeleitete Driftfelder, Eisdicken aus Echolotmessungen und Eiskonzentrationsdaten von passiven Mikrowellenradiometern verwendet. Alle Beobachtungen gehen in quantitative Fehlerfunktionen ein, die signifikante Unterschiede zwischen den Modellen aufzeigen. Zusätzlich wird der Eisexport durch die Framstraße für die verschiedenen Modelle untersucht.

Das viskos-plastische Modell simuliert die realistischsten Eisdriftstatistiken, täglichen bis über zwölf Monate gemittelten Geschwindigkeiten, sommerlichen Eisausdehnungsanomalien und Eisexport durch die Framstraße. Im Gegensatz dazu zeigen die Resultate des sehr vereinfachten Freie-Drift-Modells mit Geschwindigkeitskorrektur deutliche Abweichungen sowohl bei den Driftcharakteristiken als auch bei den Eisdicken und dem Eisexport. Der kompressible Newtonsche Ansatz kann das übermäßige Auftürmen des Eises in der zentralen Arktis nicht verhindern und zeigt deutliche Unterschiede im mittleren Zyklus des Eisexports durch die Framstraße im Vergleich mit den Ergebnissen des viskos-plastischen Modells. Das Cavitating-

Fluid-Modell zeigt aufgrund der vernachlässigten Scherkräfte markante Unterschiede in den Statistiken der Driftgeschwindigkeiten und der räumlichen Verteilung der Eisdicke.

Insgesamt erzielt das viskos-plastische Modell die realistischsten Simulationsergebnisse. Die benötigten Computerressourcen für eine viskos-plastische Meereisrheologie in globalen Klimamodellen sind klein gegenüber den ozeanischen und atmosphärischen Modellkomponenten. Daher wird eine viskos-plastische Rheologie mit Scherkräften für zukünftige gekoppelte Klimasimulationen empfohlen.

Kapitel 1

Einleitung

„Unser Schoner ächzte und stöhnte wie ein mit Gefühl begabtes Wesen, seine Wände krachten und knackten, das Eis drückte unbarmherzig in seine Flanken. Es ist ein unbarmherziges Gefühl, wenn man sieht, wie die Eismassen an einander schieben, wenn kleinere Schollen, die zwischen den größeren sich befinden von diesen zermalmt werden, und wenn man selber zwischen diesen an einanderpressenden, kein Hinderniß achtenden Massen sich mit einem Schiffe befindet ...“

(Aus dem Tagebuch von W. Bade; Zweiter Steuermann der *Hansa* während der deutschen Ostgrönland-Expedition 1869-1870 (Krause, 1997).)

Für die ersten Schiffsexpeditionen in polare Meeresgebiete stellten die sich häufig ändernde Bewegung des Meereises und die gewaltigen Kräfte zwischen den Eisschollen eine ernsthafte Gefahr dar. Im Gegensatz zu kleinen Binnenseen oder Teichen bildet sich auf der Ozeanoberfläche keine stillstehende, homogene Eisdecke aus. Durch Dünung und Deformation wird die Meereisdecke fortwährend zerbrochen. Sie bildet ein Gemenge aus großen und kleinen Schollen unterschiedlicher Dicke, die durch Wind und ozeanische Strömungen angetrieben um viele Kilometer pro Tag verdriftet werden können.

Küstenlinien oder Meerengen wirken als natürliche Barrieren, an denen sich Eisschollen aufstauen können. Die zum Stillstand gezwungenen Eisschollen bilden nun ihrerseits eine Barriere für nachfolgende Schollen. Die am dichtesten an dem Hindernis gelegenen Eisschollen müssen dabei dem Druck aller nachdrängenden Eisschollen widerstehen. Überschreiten die dabei auftretenden Kräfte die Bruchfestigkeit der Meereissschollen, so zerbrechen diese, und die entstehenden Teilstücke schieben sich übereinander oder bilden zerklüftete Eisverwerfungen.

Das Meereis hat große Bedeutung für die Schiffsnavigation, da vom Meereis eingeschlossene Schiffe in ihrer Manövrierfähigkeit stark eingeschränkt sind und Kollisionen mit Eisschollen den Schiffsrumpf und die Schiffsschraube beschädigen können.

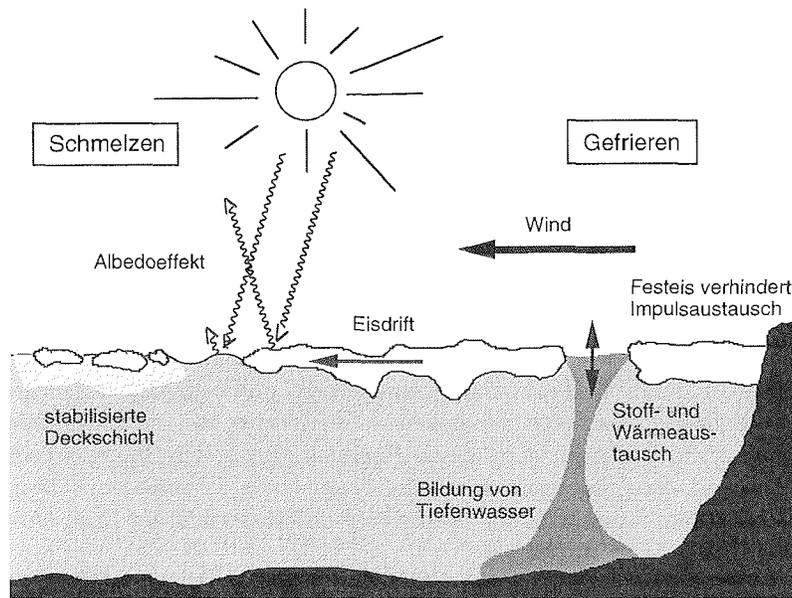


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung des Klimafaktors Meereis.

Pipelines, Ölplattformen oder Kabel, die in Gebieten mit Meereisvorkommen errichtet werden, müssen ebenfalls dem durch das Meereis verursachten Druck widerstehen können.

Neben diesem anwendungsorientierten Bezug sind die Meereisbedeckung und ihre Dynamik von wissenschaftlichem Interesse, da die Meereisentwicklung eine wichtige Komponente des globalen Klimasystems darstellt. Meereis modifiziert die Impuls-, Wärme- und Stoffflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre nachhaltig (Abb. 1.1).

So besitzen Meereis und auf den Eisschollen akkumulierter Schnee ein wesentlich höheres Rückstreuvermögen (*Albedo*) für die kurzwellige solare Strahlung als offene Wasserflächen. Durch die großräumige Erhöhung der Albedo in den polaren Regionen verringert Meereis gemeinsam mit der Schneebedeckung an Land den kurzwelligen Energieeintrag in das Erdsystem deutlich und verstärkt dadurch die negative Strahlungsbilanz in den hohen Breiten. Dies führt zu einer zusätzlichen Abkühlung der Polargebiete, die wiederum eine vermehrte Bildung von Meereis und Schnee bedingt. Dieser positive Rückkopplungsmechanismus wirkt sich durch die Verstärkung des meridionalen Temperaturgradienten auch auf das Klima mittlerer Breiten aus.

In den Polargebieten sind die Temperaturunterschiede zwischen der oberflächennahen Atmosphäre und dem offenem Ozean, die am Nordpol im Winter teilweise über 30°C betragen, am größten. Dies führt dazu, daß turbulente Flüsse latenter und sensibler Wärme vom Wasser in die Atmosphäre mehrere hundert Watt pro

Quadratmeter betragen können. Bereits eine dünne Meereisdecke reduziert diesen Austausch aufgrund der ausschließlich molekularen Wärmeleitung erheblich.

Beim Gefrieren von Meerwasser ändert sich nicht nur der Aggregatzustand des Wassers, sondern auch die Konzentration der im Meerwasser gelösten Salze. Der Salzgehalt des Meerwassers von 33–35 psu reduziert sich auf ca. 5 psu bei jungem Meereis. Im Vergleich zu Meerwasser kann Meereis daher fast als gefrorenes Süßwasser betrachtet werden. Die großskaligen Meereistransporte stellen somit einen Süßwassertransport dar. In den eurasischen Schelfgebieten wird im ganzjährigen Mittel wesentlich mehr Eis gefroren als geschmolzen, wodurch große Mengen Salz an die ozeanische Deckschicht abgegeben werden. Während der Gefrierperioden wird kaltes und salzreiches Wasser mit einer hohen Dichte erzeugt, welches absinkt und einen wichtigen Beitrag zum Antrieb der dichtegetriebenen (thermohalinen) Zirkulation liefert. Ein großer Teil des in der Arktis gebildeten Meereises wird mittels der Transpolardrift durch die Framstraße transportiert und schmilzt in der südlich gelegenen Grönlandsee. Als Folge der hohen Schmelzraten von mehreren Metern Eis pro Jahr wird die Deckschicht in diesen Regionen durch den Süßwassereintrag stabilisiert. Der mit dem Eisexport durch die Framstraße verbundene Süßwassertransport ist nach dem Amazonas der zweitgrößte Süßwasserfluß der Erde (Aagard und Carmack, 1989).

Neben dem Massentransport ist mit der Advektion von Meereis auch ein Fluß negativer latenter Wärme verbunden. Für das Schmelzen von Meereis wird das etwa 70fache der Energie benötigt, die zur Erwärmung der entsprechenden Wassermenge um 1° C erforderlich ist. Der Eisexport durch die Framstraße enthält daher eine beträchtliche Menge negativer latenter Wärme, obwohl sein Volumentransport in der Größenordnung von 0.1 Sv für ozeanische Verhältnisse relativ klein ist. Das in der Grönlandsee geschmolzene Meereis kühlt die Region mit einer Leistung von ungefähr 30 Terawatt, die ungefähr 30% des arktischen Wärmehaushalts entspricht (Wadhams, 1983).

Weiterhin beeinflusst das Meereis den Impulsaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean. In eisfreien Regionen kann die durch Wind verursachte Schubspannung die ozeanische Oberflächenströmung ungehindert antreiben. Ist die Ozeanoberfläche dagegen durch eine kompakte Meereisschicht bedeckt, deren Bewegung zudem durch Küstenlinien, Inseln oder Meeresengen behindert wird, so reduziert sich der Impulseintrag in die ozeanische Deckschicht. Im Extremfall kann sich in Buchten oder Meeresengen Festeis bilden, dessen Bewegung durch interne Kräfte im Eis zum Stillstand gezwungen wird und den Impulsaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean vollständig unterbindet. Die über weite Strecken wirkenden internen Kräfte prägen die großräumige Meereisdift und beeinflussen Lage und Ausdehnung der polaren Meereisbedeckung.

Die aufgeführten Effekte belegen, wie wichtig die Meereisbedeckung und hierbei insbesondere die Dynamik des Meereises für das Verständnis des Klimasystems in den Polargebieten ist. Einer der Ersten, der die Bedeutung der großräumigen Eisdift in der Arktis erkannte und diese systematisch erforschte, war Nansen. Er beobachtete, daß das arktische Meereis vom Wind angetrieben wird und dabei gegenüber der Windrichtung um etwa 30° nach rechts abgelenkt wird (Nansen, 1902). Sverdrup

(1928) stellte fest, daß dieser Ablenkungswinkel abhängig von den Eisbedingungen variiert. Bei einer kompakten Eisdecke zeigten seine Beobachtungen einen kleineren Ablenkungswinkel als bei einer aufgelockerten Eisdecke, die durch zahlreiche Rinnen offenen Wassers unterbrochen war. Dies belegt den Einfluß der zwischen den einzelnen Eisschollen auftretenden Wechselwirkungen auf die großskalige Dynamik des Meereises.

Erst Mitte der 60er Jahre wurden erste Ansätze zur quantitativen Beschreibung des komplexen Materialverhaltens von Meereis unternommen. Grundlage hierfür war die Beschreibung des Meereises als kontinuumsmechanisches Medium, bei dem die Abhängigkeit der internen Kräfte von Deformationszustand und -geschwindigkeit durch ein Rheologiegesetz festgelegt wird. Laikhtman (1964) verwendete eine einfache viskose Newtonsche Rheologie, bei der die Scherkräfte proportional zur Deformationsgeschwindigkeit angesetzt werden. Eine der ersten Anwendungen des viskosen Eismodells war Campbells (1966) Simulation der Eisbewegung im arktischen Becken, die mit mittleren jährlichen Windfeldern angetrieben wurde. Seine Studie konnte zeigen, daß der Newtonsche Rheologieansatz für weit von der Küste entfernte Gebiete erfolgreich den Einfluß der internen Kräfte auf die Meereisbewegung beschreiben konnte. Eine so einfache Rheologie war jedoch nicht in der Lage, die bei konvergenter oder divergenter Deformation auftretenden Kräfte zu simulieren.

Um dieses Defizit zu beseitigen, wurde ein verallgemeinertes viskoses Rheologiegesetz, welches Scher- und Kompressionsviskositäten enthält, in zahlreichen Untersuchungen angewendet. Die Kompressionsviskosität beschreibt hierin den Widerstand gegenüber konvergenter Deformation und die Scherviskosität gegenüber Scherdeformation (Hibler, 1974; Rothrock, 1975; Hibler und Tucker, 1979). Bei diesen Studien stellte man fest, daß die günstigste Wahl der Viskositäten stark von der Jahreszeit und der Region abhängt. Die Variationsbreite der Viskositäten legte nahe, nicht-lineare Ansätze zur Beschreibung der internen Kräfte zu untersuchen. Arbeiten, die im Zusammenhang mit dem *Arctic Ice Dynamics Joint Experiment* (AIDJEX) in den 70er Jahren durchgeführt wurden, führten zu der Erkenntnis, daß nur ein nicht-linearer Rheologieansatz das beobachtete Auftreten von internen Kräften im Eis ohne gleichzeitige Deformation erklären konnte (Coon et al., 1974).

Arbeiten mit plastischen Rheologieansätze konnten zeigen, daß diese in der Lage waren, gleichzeitig das Phänomen der starken Scherung in der Nähe von Küsten und die nahezu deformationsfreien Driftmuster weit entfernt von der Küste zu beschreiben (Coon et al. 1974; Pritchard, 1975; Rothrock, 1975; Hibler, 1979). Eine bis heute offene Frage ist die genaue Form der Bruchkurve, die bei einem zweidimensionalen plastischen Medium die Grenze der Bruchfestigkeit beschreibt. Ip (1993) verglich mehrere viskos-plastische Rheologieansätze, die sich durch die zugrundeliegende Form der Bruchkurve unterschieden. Die besten Resultate erzielten dabei sinusförmige und elliptische Bruchkurven. Als eines der am weitesten verbreiteten Rheologiegesetze hat sich der viskos-plastische Ansatz von Hibler (1979) mit einer elliptischen Bruchkurve durchgesetzt.

Trotz der fortwährenden Weiterentwicklung und Verbesserung der Meereisrheologien finden diese Modellansätze aufgrund des nicht unerheblichen Rechenaufwandes nur zögernd Verwendung in Klimasimulationen. So besitzen zur Zeit die meisten der

rund 20 großen Klimamodelle rein thermodynamische Meereiskomponenten ohne Meereisbewegung (IPCC, 1996). In drei Klimamodellen wird die Meereisbewegung als freie Drift ohne die Wirkung interner Kräfte simuliert und die Geschwindigkeitsfelder werden nachträglich korrigiert, um das übermäßige Auftürmen von Meereis in Regionen konvergenter Eisdrift zu vermeiden. Nur in drei gekoppelten Klimasimulationen wird die Wirkung der internen Kräfte durch physikalisch konsistente Rheologiegesetze beschrieben. Hier finden das von Flato und Hibler (1992) vorgeschlagene Cavitating-Fluid-Modell mit plastischem Verhalten unter Vernachlässigung der Scherkräfte und der viskos-plastische Rheologieansatz von Hibler (1979) mit Kompressions- und Scherkräften Verwendung (IPCC, 1996).

Ziel dieser Arbeit ist, zum einen den optimalen Rheologieansatz für die Verwendung in Klimamodellen zu bestimmen, und zum anderen, signifikante Fehlerfunktionen für künftige Untersuchungen von Meereisrheologien zu entwickeln. Die Arbeit ist in das *Sea-Ice/Ocean Modelling Panel* (SIOM) innerhalb der *Arctic Climate System Study* (ACSYS) des *World Climate Research Programme* (WCRP) eingebunden, welches zur Aufgabe hat, ein für Klimasimulationen geeignetes dynamisch-thermodynamisches Meereismodell zu identifizieren (Lemke et al., 1997). Ein Teilprojekt von SIOM ist das *Sea-Ice Model Intercomparison Project* (SIMIP), in das die Ergebnisse dieser Arbeit einfließen (Kreyscher et al., 1997).

Es wird eine Hierarchie aus vier verschiedenen Rheologieansätzen untersucht. Die Auswahl der Modelle orientiert sich hierbei an physikalisch grundlegenden und in Klimamodellen schon heute Verwendung findenden Rheologieansätzen. Die Modellhierarchie enthält das weiterentwickelte viskos-plastische Modell von Hibler (1979), das Cavitating-Fluid-Modell (Flato und Hibler, 1992), einen kompressiblen linear-viskosen Newtonschen Ansatz und ein Freie-Drift-Modell mit nachträglicher Geschwindigkeitskorrektur (Bryan, 1969). Alle Modelle werden anhand der wichtigsten, die Meereisbedeckung beschreibenden Größen Eisdicke, Eisausdehnung, Eisdrift und den für den Masse- und Wärmehaushalt entscheidenden Eisexport durch die Framstraße validiert. Durch den Vergleich mit Beobachtungsdaten findet die Beurteilung der verschiedenen Rheologieansätze gerade auf einer für Klimamodelle relevanten Grundlage statt, da für Klimasimulationen nicht die wirklichkeitsnahe Beschreibung der internen Kräfte im Vordergrund steht, sondern die realistische Simulation der großräumigen Eisdrift und Eisverteilung und die davon abhängigen Massentransporte und Wärmeflüsse.

Im folgenden Kapitel 2 wird auf unser heutiges Wissen über das Meereis in der Arktis eingegangen. Die Darstellung orientiert sich hierbei an den später zur Validierung der verschiedenen Rheologieansätze verwendeten Beobachtungsdaten. Es werden nacheinander die Größen Eisdicke, Eisausdehnung, Eisdrift und Eisexport durch die Framstraße behandelt.

Kapitel 3 stellt die Variablen des Meereismodells, die thermodynamische Modellphysik, die Impulsbilanz des Meereises und die zur Verfügung stehenden Antriebsdaten vor.

Die Hierarchie der verschiedenen Rheologieansätze, die den Kern der Untersuchungen darstellen, wird in Kapitel 4 erläutert. Einen besonderen Schwerpunkt bildet hierbei die Darstellung der charakteristischen Eigenschaften der zu untersuchen-

den Rheologien.

Die Methodik des Modellvergleichs wird in Kapitel 5 vorgestellt. Im Detail werden das gewählte Optimierungsverfahren und die verwendeten Fehlermaße beschrieben.

Kapitel 6 beschäftigt sich ausführlich mit den Ergebnissen des Modellvergleichs. Es werden für alle verwendeten Beobachtungsdaten die Resultate innerhalb der Modellhierarchie vorgestellt und verglichen. Hieraus lassen sich zum einen Rückschlüsse auf die Güte der verschiedenen Modellansätze ziehen, zum anderen wird die Eignung von Beobachtungsdaten zur Validierung von Rheologien getestet. Zusätzlich wird der Bedarf an Rechenzeit für die einzelnen Rheologien aufgeführt. Die Resultate für die verschiedenen Rheologieansätze hinsichtlich aller verwendeten Beobachtungsdaten werden abschließend im Überblick dargestellt.

Kapitel 7 stellt die wichtigsten Ergebnisse und Schlußfolgerungen aus dieser Arbeit vor. Ein Ausblick auf zukünftige Forschungsrichtungen zur Weiterentwicklung unseres Verständnisses über die komplexe Dynamik des Meereises bildet den Abschluß dieser Arbeit.

Kapitel 2

Meereisbeobachtung

Die Erforschung der Polargebiete ist seit den Tagen der ersten Schiffs- und Landexpeditionen eine große Herausforderung für Mensch und Technik geblieben. Durch den Einsatz von eisbrechenden Forschungsschiffen, U-Booten, Flugzeugen und Satelliten eröffnen sich neue Möglichkeiten zur Beobachtung der entlegensten und unwirtlichsten Regionen unseres Planeten. Die Erforschung des Meereises, welches räumlich und zeitlich eine der variabelsten Komponenten des polaren Klimasystems ist, profitiert hiervon in besonderem Maße.

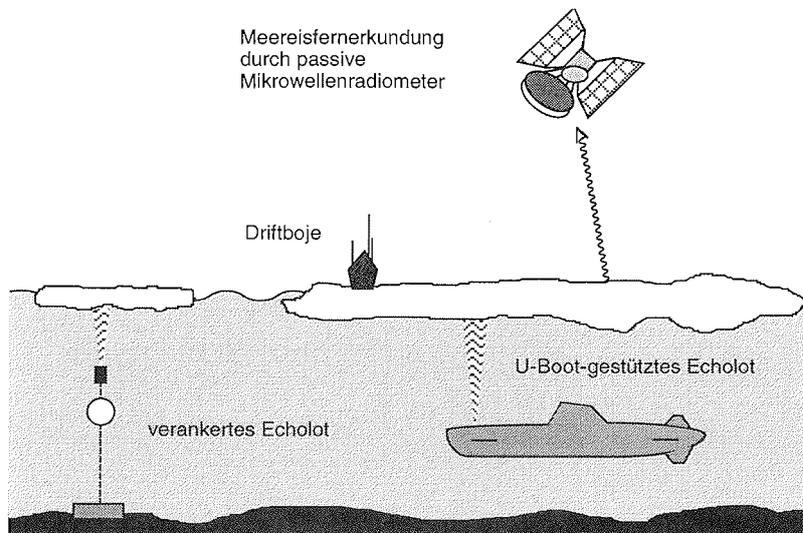


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung verschiedener Datenquellen der Meereisbeobachtung, die für den Modellvergleich herangezogen werden.

Abbildung 2.1 zeigt einen Überblick der in dieser Arbeit verwendeten Beobachtungsdaten. Die Eisdickeninformation stammt von Messungen aus verankerten und U-Boot-gestützten Echoloten. Die Eisausdehnung wird aus passiven Satellitensensoren im Mikrowellenbereich abgeleitet. Die Eisdriftbeobachtungen stützen sich auf die

Daten von Driftbojen und neuerdings zur Verfügung stehenden, die gesamte Arktis abdeckenden Driftfeldern, die aus passiven Mikrowellendaten berechnet wurden.

Das Kapitel gibt einen Überblick über die Charakteristiken des arktischen Meereises. Es werden die wichtigsten in der Literatur dokumentierten Datenquellen hinsichtlich ihrer Eignung für einen Vergleich mit großskaligen Meereismodellen diskutiert. Einen besonderen Schwerpunkt bildet die Darstellung der Beobachtungsdaten, die in Kapitel 6 zur Validierung der Meereismodelle herangezogen werden.

2.1 Eisdicke

Die großskalige räumliche Eisdickenverteilung ist eine wichtige, die Eisdecke charakterisierende Größe. Das Meereis begrenzt den vertikalen Massen- und Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre. Je größer die Eisdicke, desto stärker ist die isolierende Wirkung des Meereises. Gemeinsam mit der Eisdrift definiert die Eisdicke den horizontalen Massentransport des Meereises, der in den Eisproduktionsgebieten der eurasischen Schelfmeere und den Schmelzregionen in der Grönlandsee den Salz- bzw. Süßwasserhaushalt des Ozeans maßgeblich bestimmt. Die Festigkeit des Meereises, welche die maximal auftretenden internen Spannungen limitiert, wird ebenfalls stark von der Eisdicke beeinflusst. Nicht zuletzt könnte die Eisdicke ein wichtiger Indikator für globale Klimatrends sein, da sie thermodynamische Wachstums- und dynamische Deformationsprozesse über mehrere Jahre integriert und auf Änderungen der ozeanischen und atmosphärischen Randbedingungen reagiert.

Zahlreiche Verfahren zur Messung der Eisdicke wurden in der Vergangenheit angewendet. Die älteste Technik zur Bestimmung der Eisdicke ist das Bohren von Eiskernen. Seit den Anfängen der Polarforschung wurde ein umfangreicher Datensatz aus allen arktischen Regionen gesammelt, der bisher leider noch nicht systematisch erfaßt und publiziert wurde. Zudem ist die Repräsentativität der Messungen auf der räumlichen Skala von großskaligen Meereismodellen fraglich, da bei Eiskernbohrungen aus technischen Gründen mächtige Eisverwerfungen oder extrem dünne Eisschollen gemieden werden.

Die größten Datenmengen wurden durch am Meeresboden verankerte oder U-Boot-gestützte Echolote (upward looking sonar - ULS) gesammelt. Diese messen den Tiefgang der Eisschollen mit Hilfe von Laufzeitmessungen des Echolotsignals. Viele tausend Kilometer Eisdickenprofile wurden seit 1958 durch amerikanische, sowjetische und britische U-Boote gesammelt. Unser heutiges Wissen über die arktische Eisdickenverteilung stammt überwiegend aus den Auswertungen dieser Daten. Abbildung 2.2 zeigt die daraus abgeleitete klimatologische winterliche Eisdickenverteilung nach Bourke und McLaren (1992). Man erkennt maximale Eisdicken von über 8 m nördlich von Grönland und nördlich des kanadischen Archipels, die in Richtung Nordpol abnehmen. In der Beaufortsee, am Nordpol und im Einzugsbereich der Framstraße wird eine mittlere Eisdicke von etwa 4 m gemessen.

Leider werden große Teile der Arktis wie die Beaufortsee und die eurasischen Schelfgebiete nicht abgedeckt. Ein weiterer Nachteil dieser Daten ist die Tatsache, daß keine exakte Information über Ort und Zeit der Messungen veröffentlicht wird,

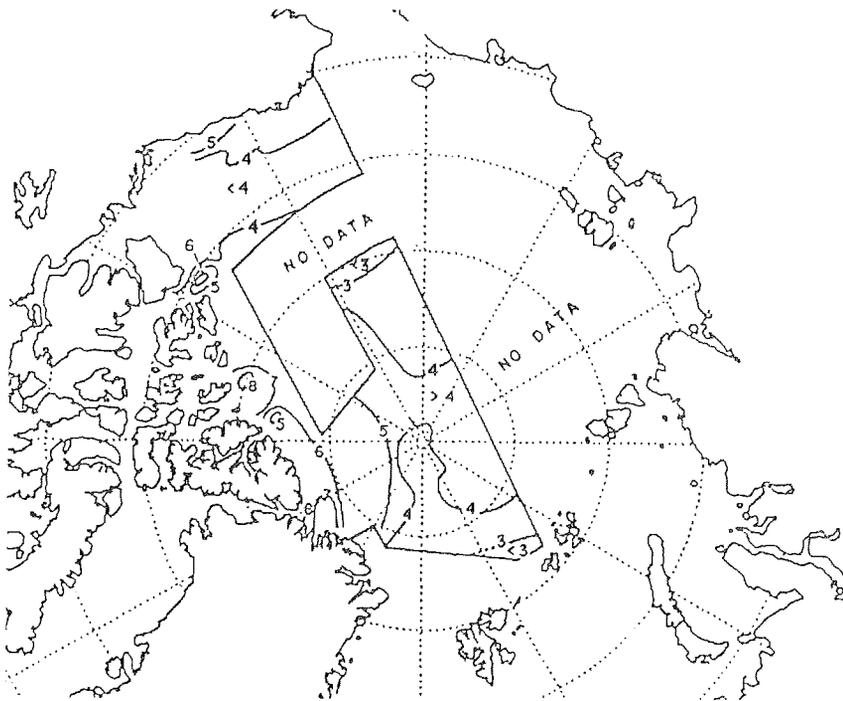


Abbildung 2.2: Großräumige winterliche Eisdickenverteilung in der zentralen Arktis aus U-Boot-gestützten Echolotmessungen aus Bourke und McLaren (1992).

da die meisten U-Boot-Missionen militärischer Natur sind und eine Rekonstruktion der Fahrtrouten verhindert werden soll. Da die Eisdicke aber deutlichen interannuellen Schwankungen unterliegt, können die aus unterschiedlichen Jahren gemittelten U-Bootdaten nur eingeschränkt für einen direkten Vergleich mit Modellsimulationen herangezogen werden.

Eine Ausnahme bildet eine Serie von Eisdickenmessungen am Nordpol, für die der jeweilige Monat der Messung publiziert wurde (McLaren et al., 1994). Eine auf Initiative des amerikanischen Vizepräsidenten Gore und des russischen Ministerpräsidenten Tschernomyrdin einberufene Kommission stellt zur Zeit eine Sammlung verfügbarer, bisher noch unveröffentlichter, militärischer Eisdickendaten zusammen. Mit der Publikation dieser wertvollen Datenquelle ist in nächster Zukunft zu rechnen.

Eine weitere, in jüngerer Zeit verwendete Technik zur Eisdickenbestimmung stellen am Meeresboden verankerte Echolote dar. Diese werden durch Auftriebskörper in einer Tiefe von ca. 50 m gehalten und messen den Tiefgang der Eisschollen an einer Position kontinuierlich und mit hoher zeitlicher Auflösung. Aus dem Tiefgang der Eisschollen kann unter der Annahme einer konstanten Eisdichte die Dicke des Meereises berechnet werden. Die ULS werden meistens für ein Jahr ausgesetzt und erfassen somit den gesamten Jahresgang der Meereisdicke.

Andere Verfahren wie flugzeuggestützte Laseraltimetermessungen und elektromagnetische Induktionsverfahren wurden bisher nur zur Untersuchung kleinerer Gebiete und begrenzter Zeiträume herangezogen. Diese Messungen bilden daher einen ausgesprochen heterogenen Datensatz, der einen systematischen Vergleich mit großskaligen Modellsimulationen bisher wenig sinnvoll erscheinen läßt.

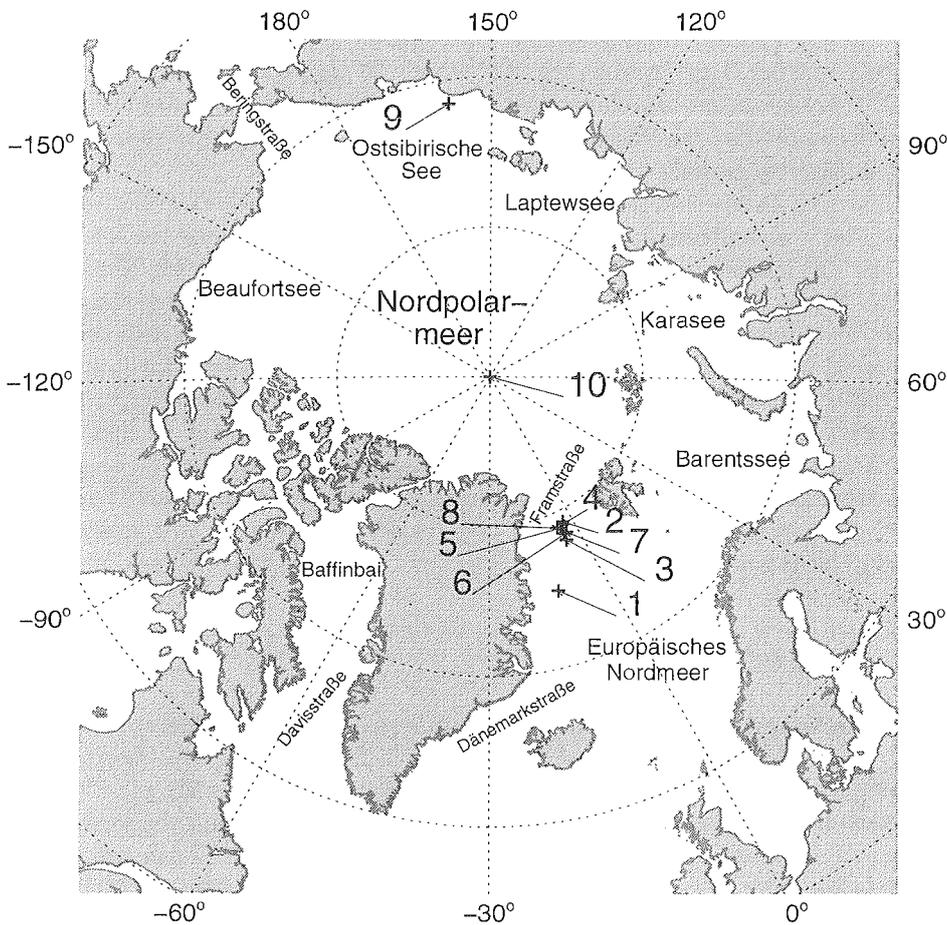


Abbildung 2.3: Positionen der Eisdickenmessungen aus verankerten und U-Boot-gestützten Echoloten (upward looking sonar - ULS). (ULS 1: Kvambeck und Vinje, 1992; ULS 2-8: Loyning und Nordlund, 1995; Vinje et al., 1998; ULS 9: Moritz, 1990; ULS 10: McLaren et al., 1994)

Die in dieser Arbeit verwendeten Eisdickendaten stammen zum einen aus einer Serie von acht U-Boot-gestützten Messungen am Nordpol im Zeitraum von 1979 bis 1992 (McLaren et al., 1994). Es sind jeweils der Monat der Messung und Mittelwert mit Standardabweichung des Eisschollentiefgangs für eine 100 km-Traverse, die über

dem Nordpol zentriert ist, veröffentlicht. Die Meßstrecke von 100 km enthält eine große Anzahl von Eisschollen und kann somit als repräsentativ für die Nordpoleisdicke angenommen werden. Die Meßstrecke steht zudem in guter Übereinstimmung mit der räumlichen Auflösung des in dieser Arbeit verwendeten Meereismodells von 110 km. Die Berechnung der Eisdicke aus dem Eisschollentiefgang erfolgt durch Multiplikation mit dem Faktor 1.12, welcher dem typischen Dichteverhältnis von Meerwasser zu Meereis entspricht.

Die zweite, weitaus umfangreichere Datenquelle sind ULS-Messungen in der Framstraße und der Ostsibirischen See. Abbildung 2.3 zeigt die Positionen der einzelnen ULS-Verankerungen. Durch die deutliche Häufung der Daten in der Framstraße ergibt sich ein detailliertes Bild des zeitlichen Verlaufs der Eisdicke in dieser für den arktischen Massenhaushalt wichtigen Region.

Für die ULS-Daten sind jeweils das Datum und der Mittelwert mit Standardabweichung des Eisschollentiefgangs für die gemessenen Monate angegeben. Der absolute Fehler der Monatsmittelwerte liegt bei bis zu 25 cm (Moritz, 1990; McLaren et al., 1994). Dieser wird hauptsächlich durch die Unsicherheit bei der Berechnung der Schallgeschwindigkeit im Meerwasser verursacht, da die Schallgeschwindigkeit stark vom saisonal variierenden Salzgehalt und der Temperatur der Deckschicht abhängt. Der Fehler ist deutlich kleiner als die jahreszeitlichen Schwankungen der Eisdicke.

Insgesamt können 125 unabhängige Datenmonate aus unterschiedlichen Regionen der Arktis zur quantitativen Validierung der simulierten Eisdicken herangezogen werden. Quantitative Vergleiche der großskalig simulierten Eisdicke mit Messungen wurden bisher weder in diesem Umfang noch in der Kombination mit anderen Beobachtungsdaten durchgeführt.

2.2 Eisbedeckung

Der Eisbedeckungsgrad, der zwischen 0% (eisfrei) und 100% (geschlossene Eisdecke) definiert wird und den Anteil der eisbedeckten Fläche angibt, ist eine zweite wichtige Größe zur Beschreibung des Meereises. Meereis bedeckt im März ca. 5% der weltweiten Ozeanoberfläche und erreicht im September mit 8% seine maximale Ausdehnung (Gloersen et al., 1992). Die Meereisausdehnung, die üblicherweise durch die 15%-Isolinie des Eisbedeckungsgrades begrenzt wird, variiert in der Arktis um den Faktor zwei zwischen der minimalen Ausdehnung im September mit $8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ und der maximalen Ausdehnung im März mit $15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (Abb. 2.4).

Die Meereisdecke ist im Gegensatz zur Eisbedeckung auf kleinen Binnenseen oder Teichen keineswegs homogen und geschlossen, sondern besteht aus Eisschollen unterschiedlicher Dicke und Größe, die fortwährend durch Dünung und großräumige horizontale Bewegungen zerbrochen und übereinandergeschoben werden und Rinnen offenen Wassers (engl. leads) freigeben. Die Rinnen offenen Wassers haben trotz ihres geringen prozentualen Flächenanteils, z.B. weniger als 2% am Nordpol (McLaren et al., 1994), eine wichtige Bedeutung für die Energiebilanz der ozeanischen Deckschicht. Wasser besitzt mit einer Albedo von 0.1 ein um den Faktor 6–8 niedrigeres Rückstreuvermögen als Meereis oder Schnee mit typischen Albeden zwischen 0.6

und 0.8. Ein Anteil von 2% offenen Wassers verursacht somit ca. 10% der insgesamt absorbierten solaren Einstrahlung, bei 10% offenem Wasser erhöht sich dieser Wert auf 50%. Weiterhin findet im Winter der Großteil des Wärmeaustauschs zwischen Atmosphäre und Ozean durch die Flächen offenen Wassers statt, da der Wärmefluß durch das Meereis um Größenordnungen kleiner ist als über offenem Wasser (Barry et al., 1993).

Seit 1978 bis 1987 stehen mit dem Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) und seit 1987 mit dem Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) auf polarumlaufenden Satelliten betriebene, passive Mikrowellenradiometer zur globalen, kontinuierlichen Beobachtung der Meereisbedeckung zur Verfügung. Das SMMR war jeden zweiten Tag in Betrieb und hatte eine Abtastbreite von 780 km, mit der es möglich war alle zwei bis vier Tage die gesamten Polargebiete zu erfassen. Seit 1987 sind aufeinanderfolgend drei SSM/I-Radiometer im Orbit stationiert gewesen, die aufgrund ihrer fast doppelt so großen Abtastbreite zum SMMR eine tägliche Abdeckung der Polargebiete erlauben. SMMR und SSM/I sind aufgrund ihrer Umlaufbahn nicht in der Lage, Daten aus der unmittelbaren Umgebung der Pole zu empfangen. Tabelle 2.1 gibt einen Überblick über Abtastbreite, räumliche Auflösung und Meßfrequenzen der genannten passiven Mikrowellenradiometer (Gloersen und Barath, 1977; Hollinger et al., 1987).

<i>Sensor</i>	SMMR	SSM/I
<i>Betriebszeit</i>	1978-1987	seit 1987
<i>Abtastbreite</i>	780 km	1394 km
<i>Meßfrequenz [GHz]</i>	<i>räuml. Auflösung [km × km]</i>	
6.6	171 × 157	-
10.7	111 × 94	-
18.0	68 × 67	-
19.35	-	69 × 43
21.0	60 × 56	-
22.235	-	60 × 40
37.0	35 × 34	37 × 28
85.5	-	15 × 13

Tabelle 2.1: Übersicht über die wichtigsten Eigenschaften der satellitengetragenen Mikrowellenradiometer.

Der Vorteil der Mikrowellen gegenüber anderen Frequenzbereichen des sichtbaren oder infraroten Spektrums liegt in der nahezu vollständigen Transparenz der Wolken für Mikrowellenstrahlung. Ein weiterer Vorteil gegenüber der Fernerkundung im sichtbaren Spektralbereich besteht darin, daß auch während der Polarnacht Mikrowellenstrahlung empfangen werden kann.

Die Eiskonzentration wurde mit dem NASA-Team-Algorithmus (Cavalieri et al., 1984) berechnet und stammen vom *National Snow and Ice Data Centre* (NSIDC)

(NSIDC, 1996). Der NASA-Team-Algorithmus basiert auf Strahlungstemperaturen, oft auch als *Helligkeitstemperaturen* T_B bezeichnet, die aus der am Satellitenradiometer empfangenen Strahldichte berechnet werden. Im Mikrowellenspektralbereich kann die spektrale Strahldichte eines Emitters direkt proportional zur Temperatur des Mediums angesetzt werden (Rayleigh-Jeans-Approximation). Körpern, die nur einen Teil der Schwarzkörperstrahlung emittieren, wird ein spektrales Emissionsvermögen e_ν mit $0 \leq e_\nu < 1$ zugeordnet. Ihre Helligkeitstemperatur T_B ist somit niedriger als ihre physikalische Temperatur. Meereis und offenes Wasser besitzen verschiedene Emissionsvermögen, die zudem unterschiedlich stark von der Frequenz ν und der Polarisation der emittierten Mikrowellenstrahlung abhängen. Die für verschiedene Frequenzen und Polarisationen gemessenen Helligkeitstemperaturen T_B werden verwendet, um Meereis von offenem Wasser zu unterscheiden. Der NASA-Team Algorithmus verwendet normierte Verhältnisse der Helligkeitstemperaturen für vertikale (V) und horizontale (H) Polarisation bei 19.35 GHz für den SSM/I Sensor bzw. 18 GHz für das SMMR Radiometer

$$PR = \frac{T_B(19V) - T_B(19H)}{T_B(19V) + T_B(19H)} \quad (2.1)$$

und das Gradientenverhältnis

$$GR = \frac{T_B(37V) - T_B(19V)}{T_B(37V) + T_B(19V)} \quad (2.2)$$

für Helligkeitstemperaturen gleicher Polarisation aber unterschiedlicher Frequenz.

In dem durch PR und GR aufgespannten zweidimensionalen Raum lassen sich PR-GR-Koordinaten für die idealisierten Oberflächentypen *reines Wasser* und *reines Meereis* angeben, die sogenannten *Tiepoints*. Die empirisch ermittelten Tiepoints werden für die beiden Hemisphären jeweils unterschiedlich gewählt (Comiso et al., 1997). Die Eisbedeckung für eine bestimmte Region wird durch die Lage der Messung im PR-GR-Raum relativ zu den Tiepoints bestimmt, wobei ein linearer Übergang von offenem Wasser zu reinem Eis angenommen wird (Cavalieri et al., 1984).

Durch den Vergleich mit anderen Algorithmen (Comiso, 1986) und durch die an Fallbeispielen durchgeführten Vergleiche mit aus anderen Sensoren abgeleiteten Eiskonzentrationen ist ein Fehler im Bereich von 10% für die Arktis zu erwarten (Comiso et al., 1997).

Eine zusätzliche, insbesondere in der Arktis ausgeprägte Fehlerquelle ist die Bildung von Schmelztümpeln auf den Eisschollen. Im arktischen Sommer beobachtet man eine Schmelztümpelbedeckung von bis zu 50% (Eicken et al., 1995; Barry, 1996). Die Schmelztümpel verhalten sich im Mikrowellenbereich wie Flächen offenen Wassers; die darunterliegende Eisscholle wird nicht mehr erfaßt und die tatsächliche Eiskonzentration stark unterschätzt.

Der Anteil der Flächen offenen Wassers im eisbedeckten Teil der zentralen Arktis liegt bei wenigen Prozent (Mc Laren et al., 1994). Die berechneten Eiskonzentrationen besitzen einen Fehler, der in der gleichen Größenordnung liegt. Es ist daher wenig sinnvoll, die Meereismodelle bzgl. der Eiskonzentration an den Beobachtungsdaten zu messen.

Anders stellt sich die Situation für die Validierung der simulierten Eiskante dar. Da in der Arktis der Gradient der Eiskonzentration in der Nähe der Eiskante sehr groß ist - die Eiskonzentration fällt typischerweise innerhalb eines 100 - 200 km Randbereichs von Werten über 90% auf unter 15% ab - verursacht der relativ große Fehler in der Eiskonzentrationsbestimmung nur eine geringe Verschiebung der detektierten Eiskante. Der relative Fehler der beobachteten Eisausdehnung in der Arktis liegt unter 3% (Comiso et al, 1997).

Abbildung 2.4 zeigt die beobachteten Eiskanten, die durch die 15%-Isolinien des Eisbedeckungsgrades definiert sind, für die maximale Eisausdehnung im März und die minimale Eisausdehnung im September für den Zeitraum von 1979 bis 1995.

Bei der winterlichen Eiskante erkennt man die größte Variabilität in der Barentssee und im Bereich der Grönlandsee, wo es in manchen Jahren zur Ausbildung des *Oddens*, einer sich weit in die Grönlandsee erstreckenden „Meereiszunge“, kommt. Die deutlichste Variation in der sommerlichen Eisausdehnung sieht man in den eurasischen Schelfgebieten. Interessant ist die Region westlich von Spitzbergen, in der nahezu keine saisonale und interannuale Variabilität der Eiskante zu erkennen ist. Dieses Gebiet ist gekennzeichnet durch ganzjährigen Ausfluß von Meereis aus der zentralen Arktis in die Grönlandsee. Im Winter wird die Region im südöstlichen Teil der Framstraße durch den Westspitzbergenstrom, einen Zweig des Nordatlantikstroms, eisfrei gehalten. Diese Region ist das nördlichste während des ganzen Jahres eisfrei verbleibende Meeresgebiet der Erde.

Für den Vergleich mit den Modellen werden die Eiskonzentrationen durch räumliche und zeitliche Mittelung an die Auflösung des Modellgitters angepaßt. Die Eiskonzentrationen liegen auf einem stereographischen Gitter mit 25 km Auflösung vor. Da das Modellgitter nur eine Auflösung von 110 km besitzt, werden die beobachteten Eiskonzentrationen an den Modellgitterpunkten durch Mittelung aller im Umkreis von 50 km um einen Gitterpunkt liegenden Satellitendaten errechnet.

Der tägliche Datensatz enthält zahlreiche Tage, an denen keine oder nur lückenhaft Daten vorliegen. Durch den Übergang zu Monatsmitteln entsteht ein zeitlich und räumlich kontinuierlicher Datensatz ohne Ausfälle. Die monatliche Eisausdehnung wird durch die 15%-Konturlinie der Eiskonzentration definiert. Für den Vergleich mit den Modellen stehen 204 Monatsmittel der Eisausdehnung für den Zeitraum von 1979 - 1995 zur Verfügung.

Die Eisausdehnung stellt eine zuverlässige, über einen langen Zeitraum kontinuierlich beobachtbare Größe dar, die zum Vergleich mit Modellsimulationen herangezogen wird. Inwieweit dynamische Effekte die Eiskante beeinflussen und ob sie sich zur Unterscheidung von verschiedenen Rheologieansätzen eignet, zeigt Kapitel 6.

2.3 Eisdrift

Durch die großskalige Eisdrift werden gemeinsam mit der räumlichen Eisdickenverteilung die Meereistransporte definiert. Diese stellen beträchtliche Süßwasser- und latente Wärmeflüsse dar, die den arktischen Massen- und Energiehaushalt maßgeblich beeinflussen (Aagaard und Carmack, 1989). Die genaue Kenntnis der Eisdrift

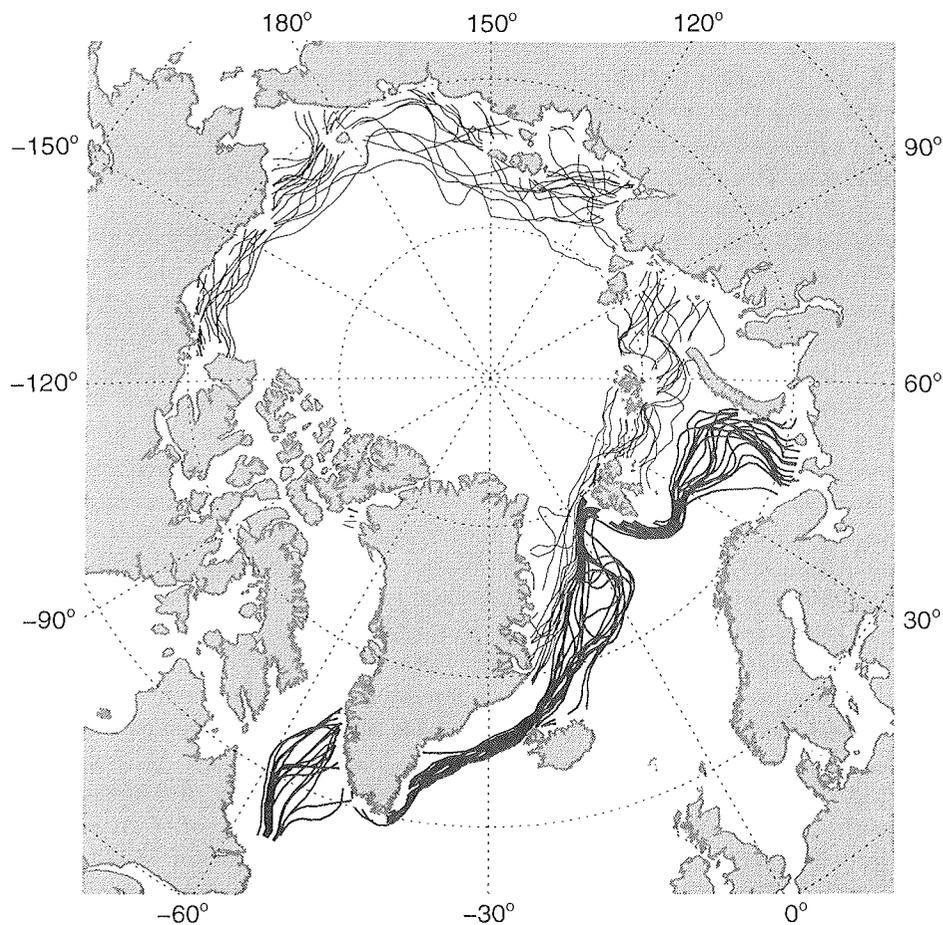


Abbildung 2.4: Sommerliche und winterliche Eisausdehnungen für die Jahre 1979 - 1995. Die dünnen Linien markieren die durch SMMR bzw. SSM/I beobachteten Eiskanten im September, die dicken Linien entsprechen der Eisausdehnung im März. Die Eiskanten entsprechen den 15%-Isolinie des Eisbedeckungsgrades.

mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung ist notwendig, um Abschätzungen über den Massenhaushalt der arktischen Schlüsselregionen, wie z.B. die eurasischen Schelfgebiete und der Framstraße, treffen zu können. Neben der direkten Ableitung von Massenflüssen ist es mittels genauer Informationen über die Eisdriftcharakteristiken möglich, Rückschlüsse über die großskaligen Materialeigenschaften des Meereseises zu ziehen.

Es werden zwei umfangreiche, unabhängige Datensätze für den Vergleich herangezogen. Die Driftbojendaten des International Arctic Buoy Programme (IABP) liegen für die Jahre 1979 - 1994 vor (Colony und Rigor, 1995). Außerdem stehen aus

SSM/I-Daten abgeleitete, die gesamte Arktis abdeckende, zeitlich hochauflösende Driftfelder für die Validierung der Modelle zur Verfügung (Martin und Augstein, 1998).

2.3.1 Bojendaten

Im Rahmen des IABP wurden seit 1978 alle Positionsdaten von auf dem Eis ausgesetzten automatischen Driftbojen und bemannten Driftstationen zentral gesammelt und veröffentlicht (Colony and Rigor, 1995). Colony und Thorndike (1984) berechneten die langjährige mittlere Eisdrift durch Interpolation aus allen zum damaligen Zeitpunkt zur Verfügung stehenden Daten. Abbildung 2.5 zeigt das Muster der großräumigen Eisdrift auf der nördlichen Hemisphäre. Sie ist geprägt durch einen antizyklonalen Wirbel, dessen Zentrum in der Beaufortsee liegt. Der Beaufortwirbel geht in die Transpolardrift über, die das Meereis innerhalb mehrerer Jahre über den Nordpol durch die Framstraße in die Grönlandsee führt.

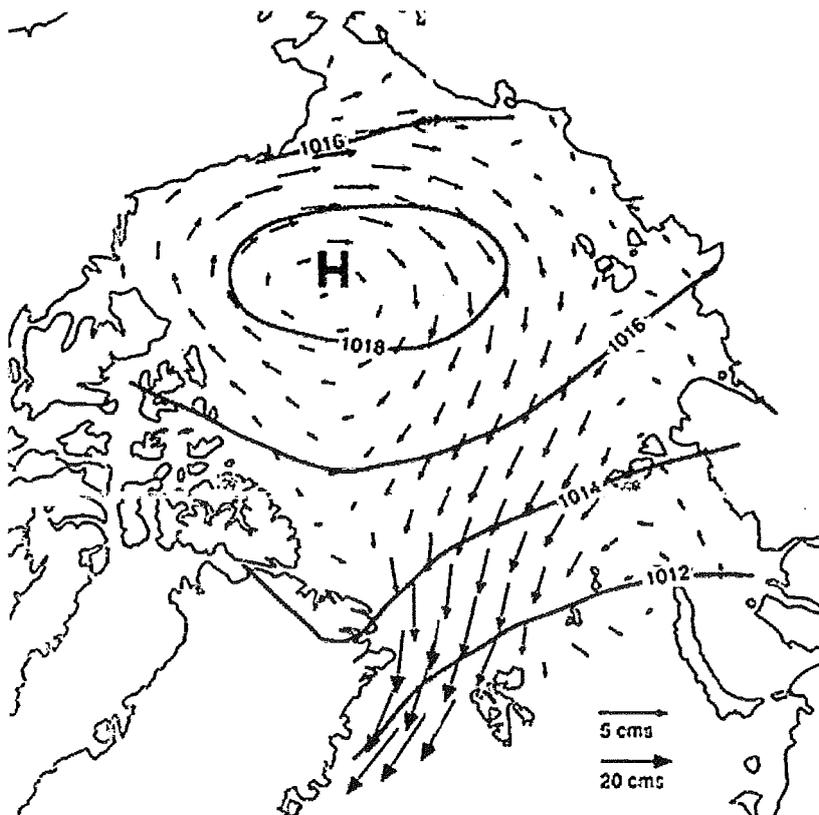


Abbildung 2.5: Aus Bojendaten berechnetes langjähriges Mittel der Meereisdrift und der mittlere Oberflächenluftdruck [hPa] aus Colony und Thorndike (1984).

Das langjährig gemittelte Driftmuster wird durch ungefähr gleiche Beiträge der

atmosphärischen und ozeanischen Antriebe hervorgerufen (Thorndike und Colony, 1982). Da die ozeanische Oberflächenströmung hauptsächlich durch die Oberflächenwinde erzeugt wird, folgt die quasiklimatologische Eisdrift dem Muster des mittleren Luftdrucks an der Oberfläche (Abb. 2.5). Die hohe Variabilität der Eisdrift auf kürzeren Zeitskalen kann durch das langjährige Mittel nicht erfaßt werden. Für kurze Zeiträume ist es nicht möglich, flächendeckende Driftfelder mit ausreichender Qualität aus Bojendaten zu berechnen, da meist weniger als 20 Bojen gleichzeitig ausgesetzt sind und große Bereiche der Arktis nicht abgedeckt werden.

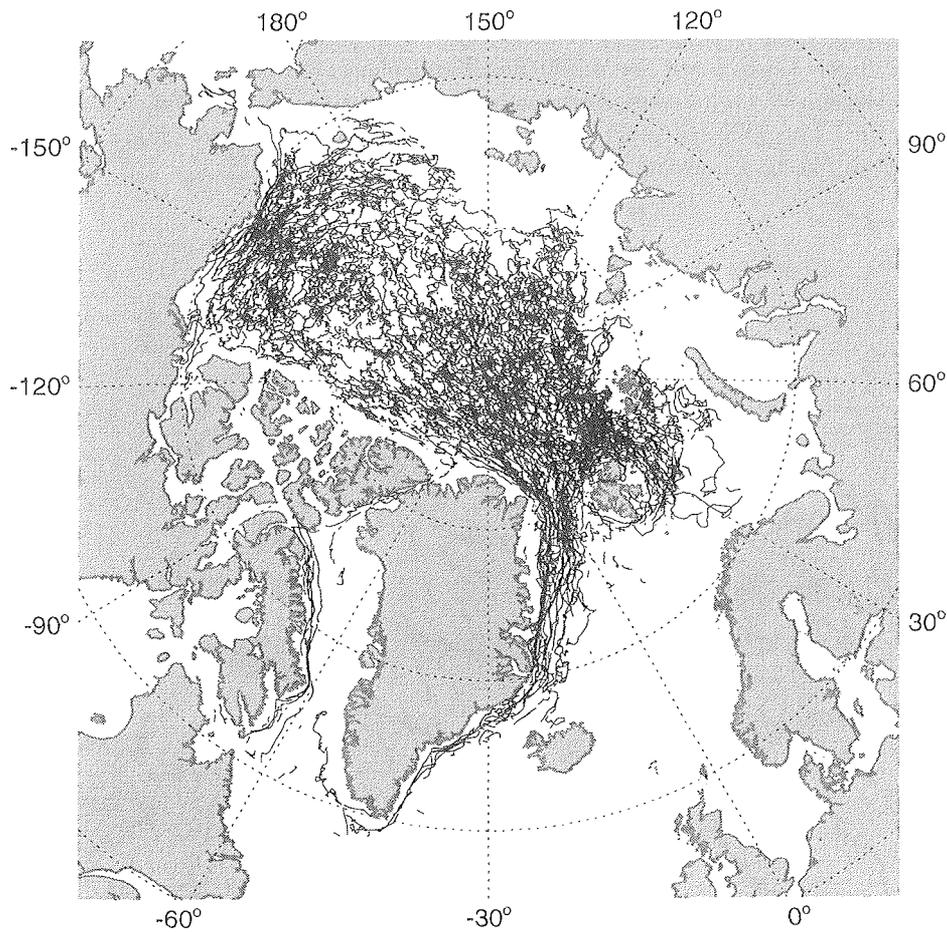


Abbildung 2.6: Beobachtete Trajektorien der Driftbojen des IABP aus dem Zeitraum 1979 - 1994.

Colony und Thorndike räumen ein, daß die Ergebnisse für Gebiete mit wenigen oder gar keinen Daten nur mit Vorbehalt gelten - besonders betroffen sind hiervon die eurasischen Schelfmeere, die Ostsibirische See, die Laptewsee und die Karasee.

Die verwendete Extrapolation der Daten basiert auf der Forderung, ein möglichst divergenzfreies Geschwindigkeitsfeld zu erzeugen. Diese Einschränkung ist bei Meereis aber nur bedingt zutreffend, da Meereis durchaus divergente Deformation zuläßt und gerade die eurasischen Schelfmeere durch vorrangig divergente Driftsituationen gekennzeichnet sind (Abb. 2.9).

Die mangelhafte Abdeckung einiger Regionen läßt sich auch anhand der Bojenpositionen aus den Jahren 1979 - 1994 erkennen. Abbildung 2.6 zeigt die Drifttrajektorien aller Bojen aus diesem Zeitraum. Gerade die wichtigen Eisproduktionsgebiete nördlich von Sibirien enthalten keinerlei Driftbojendaten. Die übrigen arktischen Meeresgebiete sind dagegen durch Bojeninformationen weitgehend abgedeckt.

Die abgebildeten Drifttrajektorien zeigen auch, daß die Meereisbewegung keineswegs streng dem in Abbildung 2.5 gezeigten Driftmuster folgt, sondern eine hohe Variabilität enthält. Die Bojen bewegen sich oftmals auf einem gezackten Kurs, kehren ihre Driftichtung um und beschreiben schleifenförmige Wege.

Insgesamt lassen sich aus dem 16-jährigen Zeitraum über 100000 tägliche Bojengeschwindigkeiten ableiten. Die Bojenpositionen werden durch die Dopplerverschiebung des am Satelliten empfangenen Signals errechnet. Der Fehler bei der Bestimmung der täglichen Bojengeschwindigkeiten liegt bei $\pm 2 \text{ cm s}^{-1}$ (Thorndike und Colony, 1982). Die mittlere tägliche Bojengeschwindigkeit beträgt 7 cm s^{-1} . Der relative Positionsfehler und damit der Fehler für die abgeleiteten Geschwindigkeiten verringert sich bei der Betrachtung von Driftgeschwindigkeiten über längere Zeiträume als einen Tag deutlich.

Die Bojendriftgeschwindigkeiten werden für Zeiträume von einem Tag bis über einen Monat mit den zeitlich und räumlich korrespondierenden Modellgeschwindigkeiten verglichen, um die Güte der simulierten Driftfelder abzuschätzen und zu optimieren (Kap. 6).

2.3.2 Driftfelder aus SSM/I-Daten

In der Vergangenheit sind zahlreiche Untersuchungen mit dem Ziel durchgeführt worden, die Meereisbewegung aus Satellitendaten abzuleiten. Die Verfahren basieren auf dem Vergleich zweier Satellitenbilder des gleichen Gebiets zu unterschiedlichen Zeitpunkten, um daraus die Verschiebung markanter Strukturen, wie z.B. Eisschollenränder oder Rinnen offenen Wassers, abzuleiten.

Besonders die hochauflösende Satellitenfernerkundung mit Radarsensoren, die unempfindlich gegenüber atmosphärischen Störeffekten sind, bietet sich für die Erkennung und Verfolgung von Meereisstrukturen an. Zahlreiche Fallstudien wurden mit dem Synthetic Apertur Radar (SAR), das auf den European Remote Sensing Satellites (ERS 1/2) stationiert ist, durchgeführt. Nachteilig ist die geringe Abtastbreite dieses Sensors von 100 km, die nur eine sehr eingeschränkte zeitliche und räumliche Abdeckung der Polargebiete erlaubt. Nur in wenigen Einzelfällen gelingt es, Bilder aus einer Region im Abstand weniger Tage zu erhalten. Die daraus abgeleiteten hochauflösenden Geschwindigkeitsfelder sind in den überwiegenden Fällen ausgesprochen homogen und zeigen nur sehr geringe Anteile an Divergenz oder Rotation, welche sich am deutlichsten auf Skalen deutlich über 100 km oder in der

Nähe von Land zeigen (Thorndike und Colony, 1982; Abb. 2.7).

Für den Vergleich mit großskaligen Meereismodellen mit einer Auflösung in der Größenordnung von 100 km kann nur die mittlere Geschwindigkeit der gesamten SAR-Szene verwendet werden. Jede SAR-Szene ergibt also nur eine Geschwindigkeitsinformation. Für großskalige Vergleiche übertrifft daher die Anzahl der durch Driftbojen gewonnenen Geschwindigkeitsdaten die aus SAR-Bildern abgeleiteten Eisdriftinformationen um mehrere Größenordnungen.

Wesentlich aussichtsreicher erscheint in diesem Zusammenhang der seit 1996 im Orbit stationierte kanadische RADARSAT, der eine um den Faktor vier größere Abtastbreite als das ERS-1/2 SAR besitzt und eine verbesserte zeitliche Abdeckung der Polargebiete erlaubt. Die operationelle Analyse dieser Daten und die Ableitung von wöchentlichen, die gesamte Arktis abdeckenden Geschwindigkeitsfeldern ist im Rahmen des RADARSAT-Projekts vorgesehen.

Ein weiterer Satellitensensor, der häufig zur Ableitung von Eisdriftfeldern benutzt wird, ist das im sichtbaren und infraroten Spektralbereich arbeitende Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) (Martin, 1996). Bei diesem Sensor ist die Nutzbarkeit der Aufnahmen stark eingeschränkt, da die verwendeten Spektralbereiche stark durch Wolken beeinflusst werden. Die Polargebiete weisen meist eine hohe Wolkenbedeckung auf, die das darunterliegende Meereis verdeckt. Mit dem AVHRR können daher nur zeitliche und räumliche Ausschnitte der großräumigen Eisbewegung beobachtet werden.

Für diese Arbeit stehen aus SSM/I-Bildern abgeleitete Meereisbewegungsfelder zur Verfügung. Diese sind in ihrer Verfügbarkeit deutlich weniger eingeschränkt, da das SSM/I fast die gesamte Arktis täglich erfasst und relativ unempfindlich gegenüber atmosphärischen Störeffekten ist.

Das von Martin und Augstein (1998) entwickelte Verfahren stützt sich auf die Helligkeitstemperaturen des 85.5 GHz-Kanals des SSM/I. Dieser Kanal besitzt mit 13-15 km (Tab. 2.1) die höchste räumliche Auflösung aller SSM/I-Kanäle. Die Auflösung ist nicht gut genug, um einzelne Schollen oder Rinnen offenen Wassers zu erfassen. Es zeigen sich dennoch deutliche Strukturen in der Helligkeitstemperaturverteilung, welche durch verschiedene Anteile ein- und mehrjährigen Meereises und der vorhandenen Schneeauflage verursacht werden. Diese Strukturen sind über Tage bis Monate beständig und können zur Ableitung von Geschwindigkeitsfeldern herangezogen werden. Die besten Resultate erzielt man bei der Berechnung von Geschwindigkeiten über einen Zeitraum von drei Tagen.

Der 85.5 GHz-Kanal wurde bisher kaum zur Meereisfernerkundung eingesetzt, da er wegen seiner kurzen Wellenlänge im Vergleich zu den anderen SSM/I-Kanälen stärker durch Wolken und atmosphärischen Wasserdampf beeinflusst wird. Aus diesem Grund werden die Geschwindigkeitsfelder bisher nur im arktischen Winter mit kalten Temperaturen und daraus resultierendem, geringem atmosphärischem Wasserdampf- und flüssigem Wolkenwassergehalt ermittelt.

Es stehen 308 Dreitagesgeschwindigkeitsfelder aus den Wintermonaten Oktober bis März der Jahre 1987/88 und 1994/95 für den Vergleich mit den Modellen zur Verfügung. Der absolute Fehler für die berechneten Driftgeschwindigkeiten wird von Martin und Augstein (1998) mit 1 cm s^{-1} angegeben.

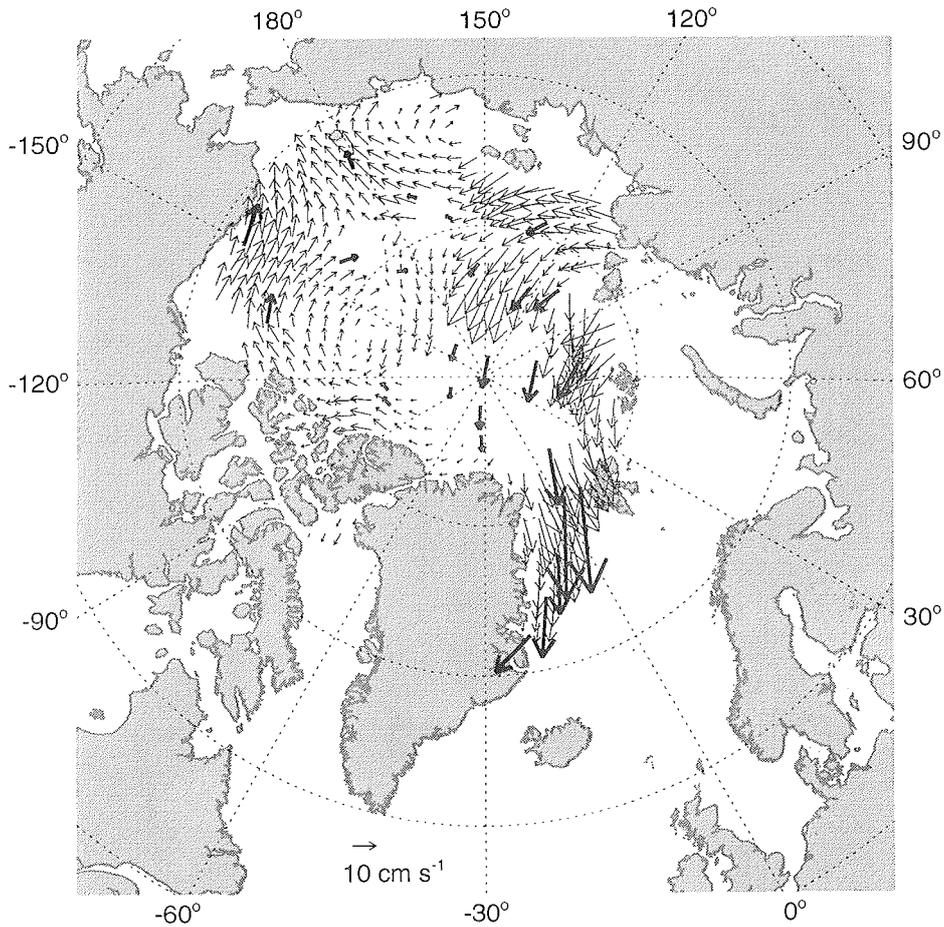


Abbildung 2.7: Aus SSM/I-Daten abgeleitetes Dreitagesgeschwindigkeitsfeld (dünne Vektoren) vom 4.-6.10.1994 (Martin und Augstein, 1998). Zum Vergleich sind die Bojengeschwindigkeiten (dicke Vektoren) aus dem gleichen Zeitraum eingezeichnet.

Abbildung 2.7 zeigt als typisches Beispiel das Dreitagesgeschwindigkeitsfeld vom 4.-6.10.94. Für diesen Zeitraum liegen zahlreiche Bojendaten vor, die zum Vergleich als Pfeile mit größerer Linienstärke eingezeichnet sind. Man erkennt eine qualitativ gute Übereinstimmung der Bojen- und SSM/I-Driftdaten in der zentralen Arktis sowohl in der Richtung als auch im Betrag. Durch die wesentlich bessere räumliche Abdeckung der SSM/I-Driftfelder können die Bewegungszustände und daraus abgeleitete Größen wie Translation, Divergenz und Rotation in der gesamten Arktis — mit Ausnahme der engeren Nordpolregion (nördlich 85°N) — bestimmt werden. Insbesondere für die eurasischen Schelfmeere liegen erstmals Driftinformationen über einen längeren Zeitraum vor.

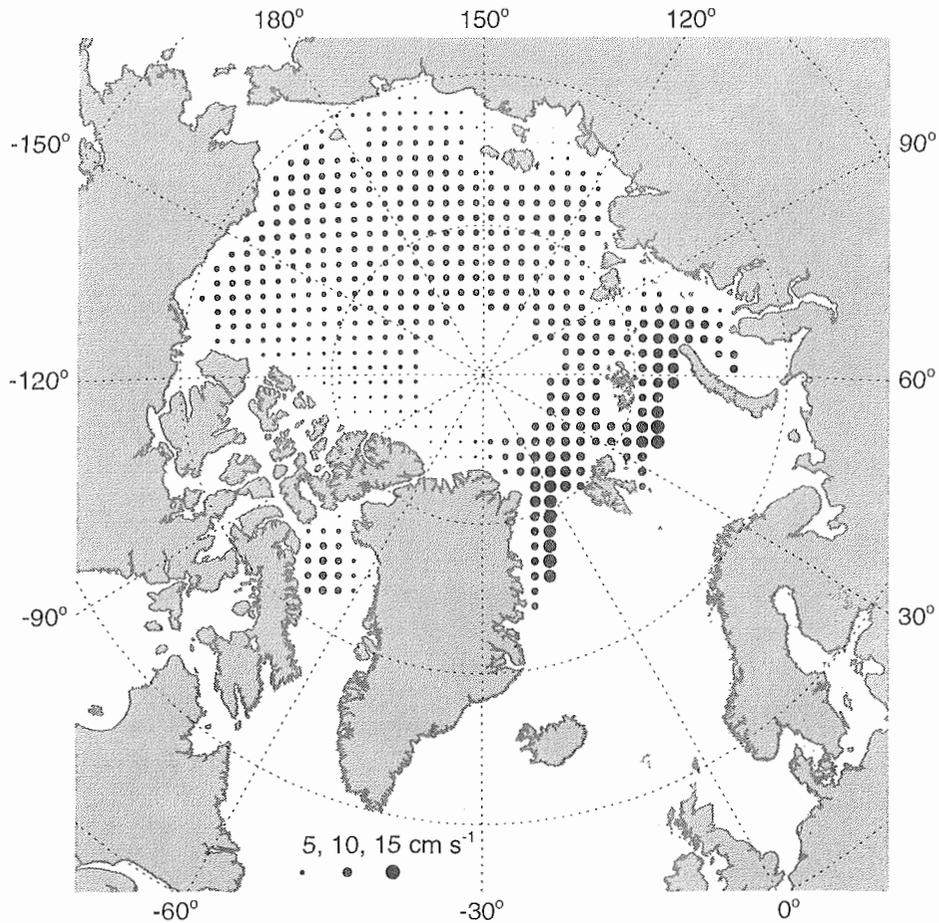


Abbildung 2.8: Mittlerer Betrag der Dreitagesgeschwindigkeit, abgeleitet aus SSM/I Daten der beiden Winter 1987/88 und 1994/95.

Das Beispiel zeigt auch die Grenzen des Verfahrens. Da SSM/I grundsätzlich nicht die Nordpolregion abdeckt, kann hier keine Information über die Meereisdrift abgeleitet werden. Zusätzlich verhindern an manchen Tagen Datenausfälle oder extreme Wetterverhältnisse in Teilgebieten der Arktis die Berechnung der Meereisbewegung (z.B. südliche Beaufortsee und Laptevsee in Abb. 2.7). Insgesamt ist die zeitliche und räumliche Abdeckung mit über 70% für die zentrale Arktis aber gut und erlaubt eine fast kontinuierliche Beobachtung der Meereisdrift im Winterhalbjahr. Abbildung 2.7 zeigt in der Framstraße deutliche Abweichungen zwischen der Bojendrift und den aus SSM/I-Daten abgeleiteten Geschwindigkeiten. Die Beträge der SSM/I-Geschwindigkeiten sind systematisch kleiner, da sie einem räumlichen Mittel über eine $350 \times 350 \text{ km}^2$ großen Region entsprechen (Martin und Augstein,

1998). Zur Küste hin nehmen die Meereisgeschwindigkeiten stark ab (Wadhams, 1983; Martin, 1996) und reduzieren die räumlich gemittelte SSM/I-Drift. Die sich meist im Zentrum des Ostgrönlandstroms aufhaltenden Driftbojen beobachten als Punktmessungen die Maximalwerte der Meereisdrift in dieser Region.

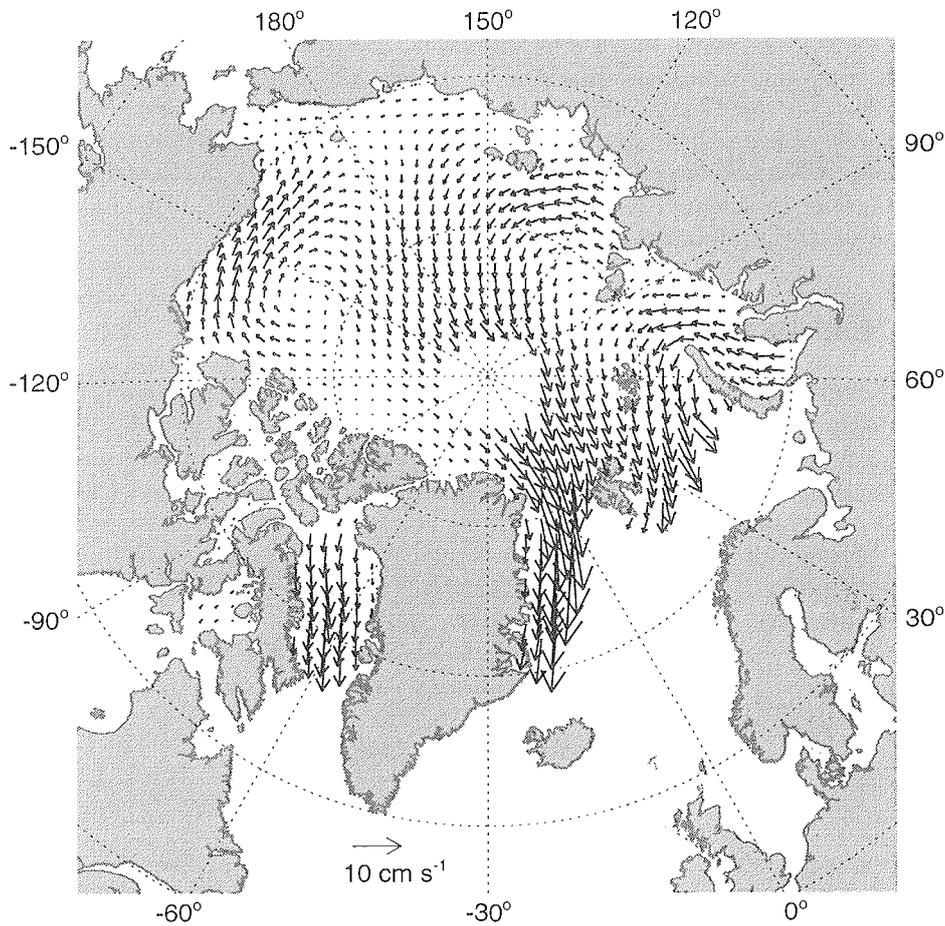


Abbildung 2.9: Mittleres Geschwindigkeitsfeld aus den beiden Wintern 1987/88 und 1994/95, abgeleitet aus SSM/I Daten (Martin und Augstein, 1998).

Den mittleren Betrag der Dreitagesgeschwindigkeiten aus den Wintern 1987/88 und 1994/95 zeigt Abbildung 2.8 für die verschiedenen Regionen der Arktis. Es wurden nur Gebiete, bei denen mindestens für 70% der Tage Driftdaten vorliegen, berücksichtigt. Maximale Geschwindigkeiten von mehr als 15 cm s^{-1} werden in der Framstraße und der Barentssee beobachtet. Die mittleren Dreitagesgeschwindigkeiten der zentralen Arktis liegen bei 7 cm s^{-1} und nehmen zur grönländischen und sibirischen Küste hin ab. Hier zeigt sich die Wirkung der internen Kräfte des

Meereises, die zur Verlangsamung oder zum völligen Erliegen der Meereisbewegung führt. Ausmaß und geographische Verteilung des durch interne Kräfte verursachten Driftstillstandes stellt eine wichtige Grundlage für die Beurteilung verschiedener Rheologieansätze dar. Kapitel 6 wird hierauf ausführlich eingehen.

Die mittlere Eisdrift der Winterhalbjahre 1987/88 und 1994/95 (Mittelwert aus 12 Monaten) zeigt Abbildung 2.9. Man erkennt ein ähnliches großräumiges Driftmuster wie in dem durch Bojen abgeleiteten langjährigen Mittelwert (Abb. 2.5). Beaufortwirbel und Transpolar drift sind in beiden Abbildungen stark ausgeprägt, und die Beträge der Geschwindigkeiten stimmen ebenfalls gut überein. Deutliche Unterschiede zeigen sich in den eurasischen Schelfgebieten; hier liefern die SSM/I Daten erstmals hochauflösende Beobachtungen der Meereisbewegung. Das durch Extrapolation der Bojendaten gewonnene Driftfeld von Thorndike und Colony (1984) zeigt hier deutliche Abweichungen.

2.4 Eisexport durch die Framstraße

Die Framstraße, begrenzt durch die grönländische Küste und Spitzbergen, ist von großer Bedeutung für den Massen- und Energiehaushalt der Arktis. 90% des Wärmeaustauschs und 75% des Massentransportes zwischen dem arktischen Ozean und den restlichen Weltmeeren findet durch die Framstraße statt (Aagaard und Carmack, 1989). Der Eisexport durch die Framstraße ist durch eine starke saisonale und interannuale Variabilität ausgezeichnet. So ist der winterliche Eisexport durch die Framstraße etwa zehn mal größer als die Sommerwerte (Martin, 1996). Es wird vermutet, daß die in den 70er Jahren beobachtete Große Salzgehaltsanomalie im Atlantischen Ozean und angrenzenden Meeresgebieten zumindest teilweise auf einen erhöhten Eisexport durch die Framstraße zurückzuführen ist (Aagaard und Carmack, 1989; Legutke, 1991; Häkkinen, 1993).

Für die Berechnung des Eisexports durch die Framstraße

$$M_F = \int_{t_1}^{t_2} \int_L u_{\perp}(x, t) h(x, t) dx dt \quad (2.3)$$

ist es notwendig, zeitlich kontinuierliche Informationen über die Geschwindigkeitskomponenten $u_{\perp}(x, t)$ senkrecht zum betrachteten Schnitt und Eisdicken $h(x, t)$ über die gesamte Breite L der Framstraße zu besitzen.

Abschätzungen des Eisexports durch Beobachtungen konnten bisher jeweils nur für sehr kurze Zeiträume Informationen über die genannten Größen sammeln (Wadhams, 1983) und/oder besitzen große Unsicherheiten bei der Bestimmung der Eisdicke und den Driftgeschwindigkeiten in der Framstraße (Aagaard und Carmack, 1989; Vinje et al., 1996; Martin, 1996; Vinje et al., 1998).

Tabelle 2.2 zeigt einen Überblick über verschiedene in der Literatur angegebene Werte des Eisexports. Neben aus Beobachtungen abgeleiteten Werten sind auch die Ergebnisse aus großskaligen Modellsimulationen angegeben. Diese besitzen den Vorteil, den Eisexport über längere Zeiträume kontinuierlich zu prognostizieren. Die aufgeführten Werte variieren allerdings sehr stark. Dies ist darin begründet, daß

die einzelnen Abschätzungen aus unterschiedlichen Zeiträumen stammen, teilweise dient sogar nur ein einzelner Monat als Datengrundlage. Die Vergleichbarkeit der einzelnen Werte ist jedoch durch die starke saisonale und interannuale Variabilität des Eisexports eingeschränkt. Aber auch Modellsimulationen über identische oder stark überschneidende Zeiträume zeigen deutlich unterschiedliche Ergebnisse. Dies liegt an der Verwendung unterschiedlicher Antriebsdaten und Meereismodelle, speziell verschiedener Rheologieansätze (Kreyscher et al., 1997), und der unzureichenden Anpassung und Verifikation der Modelle an Beobachtungsdaten.

Zeitraum	Eisexport [Sv]	Autor
<i>Abschätzungen:</i>		
April 1979	0.3	Wadhams (1983)
-	0.1 - 0.16	Aagaard und Carmack (1989)
1976 - 1994	0.065	Vinje et al. (1996)
1990 - 1996	0.09	Vinje et al. (1998)
1994	0.06	Martin (1996)
<i>Modellergebnisse:</i>		
1950 - 1980	0.04	Walsh et al. (1985)
1985 - 1990	0.12	Aukrust und Oberhuber (1995)
1960 - 1985	0.06	Häkkinen (1995)
1986 - 1992	0.14	Harder (1996)
1986 - 1992	0.08	Harder et al. (1998)
1979 - 1994	0.11	Hilmer (1997) (ECMWF Antriebe)
1979 - 1994	0.09	Hilmer (1997) (NCEP Antriebe)
1986 - 1992	0.11	Kreyscher et al. (1997)

Tabelle 2.2: Abschätzungen des Eisexports durch die Framstraße von verschiedenen Autoren.

Abbildung 2.10 zeigt die Framstraßenregion mit dem in dieser Arbeit verwendeten vektorialen Modellgitter (siehe Kapitel 3) und den Positionen der Eisdickenmessungen. Der Eisexport der Modellsimulationen wird entlang des eingezeichneten Schnittes berechnet, der innerhalb des Modellkoordinatensystems in Richtung einer Koordinate verläuft und somit eine mit der Advektion konsistente Berechnung des Eistransportes erlaubt.

Für die Validierung des simulierten Eisexports stehen Eisdickenmessungen in der Framstraße aus den fünf Jahren 1990 - 1994 und zeitlich hochauflösende SSM/I-Driftfelder aus den 12 Wintermonaten 1987/88 und 1994/95 zur Verfügung. Es werden die zeitliche Entwicklung der entlang des Framstraßenschnittes gemittelten Geschwindigkeiten

$$\bar{u}_{\perp}(t) = \frac{1}{L} \int_L u_{\perp}(x, t) dx \quad (2.4)$$

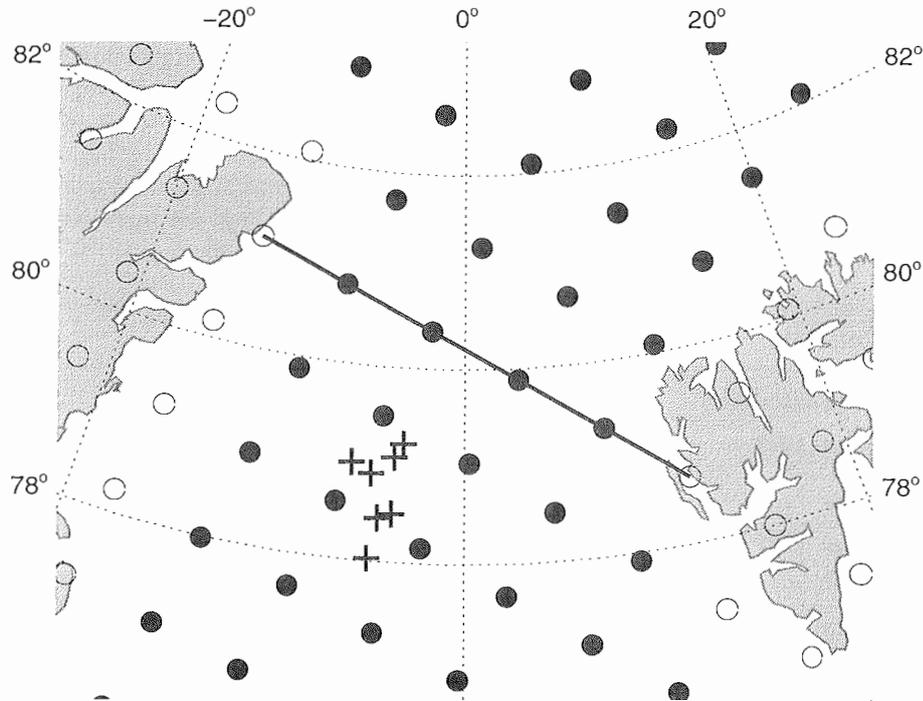


Abbildung 2.10: Vektorpunkte des Modellgitters (siehe Kapitel 3) (gefüllte Kreise für Wasserpunkte / weiße Kreise für Landpunkte) und die Positionen der ULS-Eisdickenmessungen (Kreuze) in der Framstraße. Der Eisexport durch die Framstraße wird an dem eingezeichneten Schnitt berechnet.

und die Eisdicke an den ULS-Positionen $h(x, t)$ mit den Modellrechnungen verglichen. Hierdurch ist es erstmals möglich, sowohl Absolutwert als auch Variabilität des Eisexports durch die Framstraße mit dem Fehler der Berechnung abzuschätzen.

Kapitel 6 diskutiert den Vergleich der Modellsimulationen mit den Beobachtungsdaten und die Auswirkungen der verschiedenen zu testenden Rheologieansätze auf den prognostizierten Eisexport. Dies führt zu einer Bewertung der Modellansätze auf Grundlage einer weiteren klimarelevanten Größe.

Kapitel 3

Physik des Meereismodells

3.1 Variablen des Meereismodells

Großskalige Meereismodelle beschreiben die wesentlichen physikalischen Eigenschaften des Meereises durch prognostische Modellvariablen. Für die Simulation der klimarelevanten Einflüsse des Meereis sind nicht einzelne Eisschollen, sondern die über einen größeren Bereich gemittelten Eigenschaften des Meereises wichtig. Als Grundlage für den Übergang von kleinskaligen auf großskalige Prozesse dient die *Kontinuumshypothese*. Sie stellt eine gute Annahme dar, wenn in die betrachteten physikalischen Variablen eine große Anzahl einzelner, subskaliger Objekte eingeht. Für großskalige Meereismodelle trifft dies zu, da die Größe der Gitterzellen von ca. 10^4 km^2 die Größe einzelner Eisschollen oder Rinnen offenen Wassers um mehrere Größenordnungen übertrifft. Die im folgenden dargestellten prognostischen Variablen des Meereismodells sind stets als horizontales Mittel über die Region einer Modellgitterzelle zu verstehen.

- Eisbedeckungsgrad A

Der Eisbedeckungsgrad A , oft als Eiskonzentration bezeichnet, beschreibt den Flächenanteil der eisbedeckten Modellgitterzelle. A ist dimensionslos und liegt im Intervall $[0,1]$. Eine Eisbedeckung von 0 oder 1 (0 % bzw. 100 % Eiskonzentration) entspricht einer eisfreien bzw. vollständig eisbedeckten Gitterzelle.

- Eisdicke h

Die Eisdicke h wird im Modell als die über die Ausdehnung der Modellgitterzelle gemittelte Eisdicke definiert. h entspricht also der Dicke, die das Eis hätte, wenn es gleichmäßig über die gesamte Gitterzelle verteilt wäre. h gibt das Eisvolumen pro Gittereinheitsfläche an (Abb. 3.1).

- Schneedicke h_s

Die Schneedicke ist analog zur Eisdicke definiert und gibt das Schneevolumen pro Gittereinheitsfläche, d.h. die über die gesamte horizontale Ausdehnung der Gitterzelle gemittelte Schneedicke, an.

- Eisdriftgeschwindigkeit \mathbf{u}

Der zweidimensionale Vektor \mathbf{u} beschreibt die horizontale Driftgeschwindigkeit des Eises auf der Meeresoberfläche.

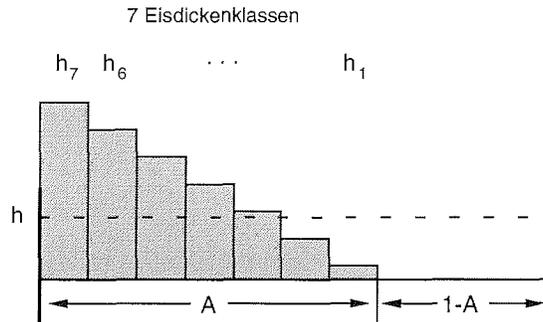


Abbildung 3.1: Modellgitterzelle und idealisierte Modelleisschollen mit sieben Eisdickenklassen h_n . Die Eisdicke h entspricht der Dicke einer homogen über die gesamte Gitterzelle verteilten Eisscholle. Der Eisbedeckungsgrad A gibt den Anteil der eisbedeckten Fläche an.

Die zeitliche Entwicklung der prognostischen Variablen mittlere Eisdicke h , mittlere Schneedicke h_s und Eiskonzentration A wird durch Bilanzgleichungen beschrieben:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}h) = S_h \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}h_s) = S_s \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}A) = S_A \quad (3.3)$$

Die S-Terme auf der rechten Seite beschreiben die Quellen und Senken der prognostischen Variablen und werden im folgenden Abschnitt beschrieben. Die Bilanzgleichungen 3.1 – 3.3 besitzen auf der linken Seite die Form einer Kontinuitätsgleichung. Wären die Quellterme auf der rechten Seite gleich Null, so würde die lokale zeitliche Änderung der prognostischen Variablen allein durch Advektion, d.h. durch horizontalen Transport von einer Gitterzelle in die andere, hervorgerufen. Die Bilanz für das gesamte Modellgebiet würde sich zu Null summieren, die prognostischen Variablen wären Erhaltungsgrößen.

3.2 Thermodynamik

Im allgemeinen sind die Quellterme auf der rechten Seite der Bilanzgleichungen von Null verschieden, da thermodynamische Prozesse das Meereis durch Gefrieren

(Quelle) oder Schmelzen (Senke) in seiner Dicke und Ausdehnung verändern. Die Beschreibung des thermodynamischen Wachstums — hiermit seien im folgenden sowohl Gefrier- als auch Schmelzprozesse gemeint — basiert auf einer Energiebilanz für die Grenzfläche Ozean-Atmosphäre. Ein positiver Nettoenergieeintrag in die ozeanische Deckschicht führt zum Schmelzen des Eises. Ein negativer Energieeintrag führt zur Abkühlung der Deckschicht bis zum Gefrierpunkt T_f von Meerwasser und darüber hinaus zur Bildung von Meereis.

Dieses Unterkapitel beschreibt die thermodynamischen Quellen und Senken der Meereisgrößen und deren Formulierung im Modell. Die Darstellung gliedert sich nach den drei durch thermodynamische Prozesse beeinflussten Meereisvariablen Eisdicke, Schneedicke und Eisbedeckung.

3.2.1 Eiswachstum und Energiebilanz

Gefrieren und Schmelzen von Meereis läßt sich durch eine Energiebilanz der obersten durchmischten Schicht des Ozeans, der Deckschicht, beschreiben. Die ozeanische Deckschicht ist dadurch gekennzeichnet, daß in ihr Temperatur und Salzgehalt idealerweise keine vertikalen Gradienten aufweisen, d.h. vertikal konstant sind. Verursacht wird dieser Zustand durch fortwährenden Eintrag von turbulenter kinetischer Energie durch Windantrieb, der die Deckschicht bis zu einer charakteristischen Tiefe, der Deckschichttiefe d_s , immer wieder durchmischet.

Der Nettowärmefluß in die Deckschicht

$$Q_n = Q_a + Q_o \quad (3.4)$$

läßt sich in einen atmosphärischen Anteil Q_a und einen ozeanischen Anteil Q_o aufteilen. Durch Gefrieren oder Schmelzen von Meereis wird soviel latente Wärme freigesetzt bzw. verbraucht, daß die Energiebilanz der Deckschicht gerade ausgeglichen ist (Parkinson und Washington, 1979)

$$Q_a + Q_o + \rho_i L_i S_h = 0 \quad (3.5)$$

Hierin ist $S_h = (\partial h / \partial t)$ die zu bestimmende thermodynamisch bedingte Änderung der Eisdicke, ρ_i die Dichte und L_i die spezifische latente Wärme von Meereis. Eine Schmelzrate von einem Zentimeter pro Tag entspricht z.B. einem Wärmefluß $Q_n \approx 35 \text{ W m}^{-2}$ in die ozeanische Deckschicht.

Zur genaueren Behandlung der an der Unter- und Oberseite des Meereises auftretenden Wärmeflüsse wird die Energiebilanz 3.5 nach Semtner (1976) in zwei Bilanzen aufgeteilt. Für die obere Grenzfläche zwischen Eis und Atmosphäre erhält man

$$Q_a + Q_c + \rho_i L_i \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_a = 0 \quad (3.6)$$

und für die an der Unterseite der Eisscholle gelegene Grenzfläche ergibt sich

$$Q_o - Q_c + \rho_i L_i \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)_w = 0 \quad (3.7)$$

wobei Q_c der konduktive Wärmefluß durch das Eis ist.

Atmosphärischer Wärmefluß Q_a

Der atmosphärische Wärmefluß

$$Q_a = Q_s + Q_l + R_{s,\downarrow} + R_{s,\uparrow} + R_{l,\downarrow} + R_{l,\uparrow} \quad (3.8)$$

setzt sich aus den Flüssen sensibler und latenter Wärme (Q_s und Q_l), der einfallenden und der vom Eis reflektierten kurzwelligigen Solarstrahlung ($R_{s,\downarrow}$ und $R_{s,\uparrow}$), der langwelligeren Abstrahlung $R_{l,\downarrow}$ und der langwelligeren atmosphärischen Gegenstrahlung $R_{l,\uparrow}$ zusammen (Abb. 3.2).

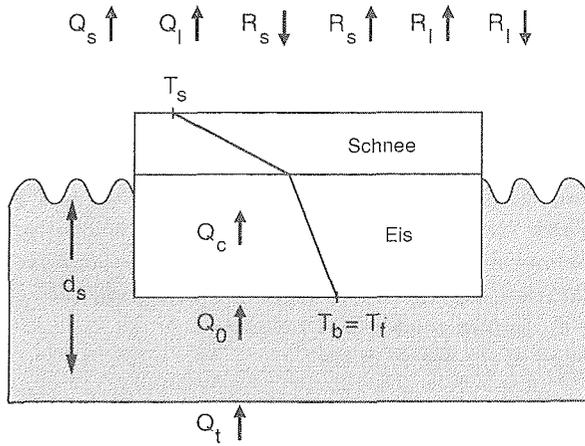


Abbildung 3.2: Lineares Temperaturprofil in Meereis und Schnee nach dem Nullschichtenmodell (Semtner, 1976). An der Unterseite des Eises wird die Temperatur konstant auf dem Gefrierpunkt des Meerwassers gehalten $T_b = T_f$. Die Oberflächentemperatur T_s wird aus der Energiebilanz an der Eisoberfläche bestimmt. Hier gehen die sensiblen und latenten Wärmeflüsse (Q_s und Q_l), die kurz- und langwellige Strahlung ($R_{s,\downarrow}$ und $R_{l,\downarrow}$) sowie der konduktive Wärmestrom Q_c ein. Basales Gefrieren oder Schmelzen wird durch die Energiebilanz an der Eisunterseite festgelegt, in die der konduktive Wärmefluss mit umgekehrten Vorzeichen und der ozeanische Wärmefluss Q_o eingehen. Die Deckschichttiefe d_s ist räumlich und zeitlich konstant angenommen.

Die einfallende kurzwellige und langwellige Strahlung ($R_{s,\downarrow}$ und $R_{l,\downarrow}$) wird als Antriebsgröße vorgegeben (Abschnitt 3.4.2). Die sensiblen und latenten Wärmeflüsse werden durch Bulkformeln (Smith, 1988) beschrieben

$$Q_s = c_s c_p \rho_a |\mathbf{u}_a| (T_a - T_s) \quad (3.9)$$

$$Q_l = c_l L \rho_a |\mathbf{u}_a| (q_a - q_s) \quad (3.10)$$

Darin sind c_s und c_l die Austauschkoefizienten für sensible bzw. latente Wärme, c_p die spezifische Wärme und ρ_a die Dichte der Luft (Tab. 3.2). T_s ist die Eisoberflächentemperatur, T_a ist die Lufttemperatur in 2 m Höhe. Analog hierzu ist q_s

die spezifische Feuchte der Luft direkt oberhalb der Eisoberfläche, für die Sättigung angenommen wird, und q_a die spezifische Feuchte in 2 m Höhe. Die spezifische latente Wärme L ist über offenem Wasser mit dem Wert der Verdunstung und über eisbedeckten Flächen mit dem Wert der Sublimation angesetzt.

Ein großer Teil der einfallenden kurzwelligigen solaren Strahlung wird über eisbedeckten Flächen reflektiert

$$R_{s,\uparrow} = -\alpha R_{s,\downarrow} \quad (3.11)$$

Die Albedo α , die das Rückstreuvermögen für kurzwellige Strahlung beschreibt, wird abhängig von den Oberflächeneigenschaften festgelegt (Tab. 3.1). Über offenem Wasser wird der überwiegende Anteil der kurzwelligen Strahlung absorbiert ($\alpha = 0.1$). Dies hat zur Folge, daß schon kleine Flächen offenen Wassers einen erheblichen Einfluß auf die Energiebilanz der ozeanischen Deckschicht haben.

Oberfläche	Albedo α
offenes Wasser	0.1
schmelzendes Eis ohne Schneeauflage	0.68
gefrorenes Eis ohne Schneeauflage	0.7
schmelzender Schnee	0.77
gefrorener Schnee	0.81

Tabelle 3.1: Werte der Albedo für verschiedene Oberflächen.

Die langwellige Abstrahlung $R_{l,\uparrow}$ im Infrarotbereich wird nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz

$$R_{l,\uparrow} = -\epsilon_s \sigma_B T_s^4 \quad (3.12)$$

für einen grauen Strahler der Emissivität ϵ_s beschrieben, wobei σ_B die Stefan-Boltzmann-Konstante ist. Die Emissivität wird für alle Oberflächen auf den Wert $\epsilon_s = 0.99$ gesetzt.

Konduktiver Wärmefluß Q_c

Der konduktive Wärmefluß Q_c durch das Eis und die darüberliegende Schneeschicht

$$Q_c = \frac{A}{h/k_i + h_s/k_s} (T_b - T_s) \quad (3.13)$$

wird nach dem Nullschichtenmodell von Semtner (1976) beschrieben. Bei diesem Ansatz hat das Meereis keine Wärmekapazität, und die vertikalen Temperaturgradienten sind lineare Funktionen der Eis- bzw. Schneetiefe (Abb. 3.2). Dies hat zur Folge, daß Q_c mit gleichem Betrag, aber umgekehrtem Vorzeichen in die Gleichungen 3.6 und 3.7 eingeht.

Q_c ist proportional zur Temperaturdifferenz zwischen Unter- und Oberseite der Eisscholle. Aufgrund der unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten k_i für Eis und k_s für Schnee ist der Temperaturgradient in den beiden Medien unterschiedlich groß (Abb.

3.2). Schnee hat eine um den Faktor sieben geringere Wärmeleitfähigkeit als Eis und ist daher ein wesentlich effektiverer Wärmeisolator als Meereis. Die Temperatur T_b an der Unterseite des Eises wird auf den Gefrierpunkt von Meerwasser gesetzt ($T_b = T_f$). Für die Berechnung von Q_c muß zusätzlich die Oberflächentemperatur T_s bestimmt werden. Es gilt die Zwangsbedingung, daß die Oberflächentemperatur des Meereises bzw. des Schnees nicht über dem Schmelzpunkt von Süßwasser (beide Medien werden als nahezu salzfrei an der Oberfläche angenommen) liegen kann ($T_s \leq 0^\circ \text{ C}$). Die Oberflächentemperatur wird in einem iterativen Verfahren so bestimmt, daß die Energiebilanz der Meereisoberfläche

$$Q_a(T_s) + Q_c(T_s) = 0 \quad (3.14)$$

gerade ausgeglichen ist. Hierbei ist zu beachten, daß die atmosphärischen Wärmeflüsse von der Oberflächentemperatur abhängen. Erfordert Gleichung 3.14 eine Oberflächentemperatur oberhalb des Gefrierpunktes, wird $T_s = 0^\circ \text{ C}$ gesetzt und der Energieüberschuß $Q_a(T_s) + Q_c(T_s) > 0$ wird zum Schmelzen von Eis bzw. Schnee verwendet (Gl. 3.6).

Durch die Festlegung der Oberflächentemperatur ist auch der konduktive Wärmefluß Q_c bestimmt. An der Unterseite des Meereises findet basales Schmelzen oder Gefrieren für die Fälle $Q_0 - Q_c > 0$ bzw. $Q_0 - Q_c < 0$ statt (Gl. 3.7).

Ozeanischer Wärmefluß Q_0 an der Eisunterseite

Der in die thermodynamische Energiebilanz eingehende ozeanische Wärmefluß Q_0 an der Eisunterseite (Abb. 3.2) wird durch ein einfaches prognostisches ozeanisches Deckschichtmodell mit *konstanter* Deckschichttiefe d_s berechnet.

Das Deckschichtmodell ist eindimensional in dem Sinne, daß es nur vertikale Wärmeflüsse prognostiziert und keinen horizontalen Wärmeaustausch zwischen den Gitterzellen enthält. Die Berücksichtigung der zum Teil beträchtlichen advektiven ozeanischen Wärmetransporte (z.B. durch den Golfstrom) geschieht hierbei indirekt durch einen explizit vorgeschriebenen vertikalen Wärmefluß Q_t vom tiefen Ozean in die Deckschicht (Abschnitt 3.4.2).

Der ozeanische Wärmefluß Q_0 an der Eisunterseite entspricht bei eisbedeckten Gitterzellen (Deckschichttemperatur am Gefrierpunkt $T_d = T_f$) dem ozeanischen Wärmefluß vom tiefen Ozean in die Deckschicht ($Q_0 = Q_t$). In sommerlich eisfreien Gebieten kann sich die Deckschichttemperatur T_d erhöhen, und die Deckschicht wirkt als Wärmespeicher, dessen Wärmehalt erst an die Atmosphäre abgegeben werden muß, bevor im Winter neues Meereis gebildet werden kann.

$$T_d = T_f \quad \text{für } h > 0 \quad (3.15)$$

$$\frac{\partial T_d}{\partial t} \rho_w c_w d_s = Q_a + Q_t \quad \text{für } h = 0 \quad (3.16)$$

Eisdickenverteilung und offenes Wasser

Das in der Natur vorkommende Meereis besteht aus Schollen unterschiedlicher Dicke mit dazwischenliegenden Rinnen offenen Wassers. Die in Abbildung 3.1 dargestellte idealisierte Modelleisscholle besteht nach Hibler (1984) aus sieben Eisklassen mit einer gleichmäßigen Eisdickenverteilung ($\frac{1}{7} \frac{h}{A} \leq D_k \leq \frac{13}{7} \frac{h}{A}$). Die beschriebene thermodynamische Energiebilanz wird jeweils für alle Eisklassen getrennt voneinander gelöst und die zugehörigen Nettowärmeflüsse $Q(D_k)$ berechnet.

Für die Bestimmung des Wärmeflusses $Q(0)$ über offenem Wasser entfällt die für das Eis getroffene Unterscheidung von oberer und unterer Grenzfläche und damit der konduktive Wärmefluß Q_c . Anstelle der zwei Gleichungen 3.6 und 3.7 ist die Energiebilanz 3.5 direkt zu lösen.

Insgesamt ergibt sich der Nettowärmefluß Q_n in der Energiebilanz als horizontales Mittel über die Wärmeflüsse $Q(D_k)$ der verschiedenen Eisklassen und dem Wärmefluß Q_0 über offenem Wasser zu

$$Q_n = (1 - A)Q(0) + A \sum_{k=1}^7 \frac{1}{7} Q \left(\frac{2k-1}{7} \frac{h}{A} \right) \quad (3.17)$$

3.2.2 Schnee

Meereisschollen bilden als „schwimmende Inseln“ auf dem Ozean die Grundlage für die Akkumulation von Schnee. In der Arktis schmilzt die Schneeschicht im Sommer in den meisten Regionen vollständig und beginnt im Herbst langsam wieder anzuwachsen. Maximale großräumige mittlere Schneehöhen von 30 cm werden im April nördlich von Grönland beobachtet (Barry et al., 1993).

Dem Schnee fällt aus zwei Gründen eine wichtige Bedeutung zu. Seine Wärmeleitfähigkeit ist sieben mal geringer als die von Eis. Er stellt somit einen sehr guten Wärmeisolator dar, der den konduktiven Wärmefluß Q_c stark reduziert. Zweitens ist seine Albedo deutlich höher als die von Eis (Tab. 3.1); damit verringert er die absorbierte kurzweilige Einstrahlung im Sommer erheblich.

Das Modell enthält eine prognostische Schneeschicht nach Owens und Lemke (1990), deren Entwicklung die Bilanzgleichung 3.2 festlegt. Da die Schneeschicht in der Natur i.a. fest mit der darunterliegenden Eisscholle verbunden ist, wird Schnee mit der gleichen Driftgeschwindigkeit \mathbf{u} wie das Meereis advehiert. Umlagerungen des Schnees über weite Strecken durch Verwehungen werden von dem Modell nicht erfaßt.

Die Quelle des Schnees ist der Niederschlag, der bei einer Lufttemperatur unterhalb des Gefrierpunktes ($T_a < 0^\circ \text{C}$) als Schnee behandelt wird. Die vorgegebene Niederschlagsrate P_w bestimmt hierbei die maximale Akkumulationsrate der Schneeschicht. Nur der Anteil des Niederschlags, der über dem eisbedeckten Teil einer Gitterzelle fällt, wird beim Aufbau der Schneeschicht berücksichtigt. Der Niederschlag über offenem Wasser geht in die ozeanischen Deckschicht.

Die Senke des Schnees ist das thermodynamische Schmelzen, hervorgerufen durch einen Nettoenergieüberschuß an der Oberseite der Eisscholle: $Q_a + Q_c > 0$. Im Modell wird zuerst der gesamte Schnee geschmolzen, bevor das Meereis anfängt an

der Oberfläche zu schmelzen. Das Modell berücksichtigt ebenfalls die Möglichkeit des *Flutens* einer Eisscholle bei übermäßiger Schneelast. Darunter versteht man das seitliche Eindringen von Meerwasser in die Schneeschicht, falls das Gewicht des Schnees die Grenzfläche zwischen Meereis und Schnee unter die Wasserlinie drückt. Dabei tritt eine Konversion des Schnees in sog. *meteorisches Eis* auf (Leppäranta, 1983). Die Bildung von meteorischem Eis spielt in der Arktis, im Gegensatz zur Antarktis, nur eine untergeordnete Rolle (Eicken et al. 1994; Fischer, 1995; Harder, 1996; Fichfet und Morales Maqueda, 1997).

Thermodynamischer Parameter	Symbol	Wert
Austauschkoeffizient für sensible Wärme	c_s	$1.75 \cdot 10^{-3}$
Austauschkoeffizient für latente Wärme	c_l	$1.75 \cdot 10^{-3}$
spezifische Wärme der Luft	c_p	$1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
spezifische Wärme des Meerwassers	c_w	$4010 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
Oberflächenemissivität	ϵ_s	0.99
Rinnenschließungsparameter	h_0	1.0 m
Wärmeleitfähigkeit des Meereises	k_i	$2.1656 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
Wärmeleitfähigkeit des Schnees	k_s	$0.31 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
spezifische Schmelzwärme des Meereises	L_i	$3.34 \cdot 10^5 \text{ J kg}^{-1}$
spezifische latente Wärme (Verdunstung)	L	$2.500 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
spezifische latente Wärme (Sublimation)	L	$2.834 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
Luftdruck am Boden	p	1013 hPa
Dichte des Meereises	ρ_i	910 kg m^{-3}
Dichte des Schnees	ρ_s	300 kg m^{-3}
Dichte des Meerwassers	ρ_w	1025 kg m^{-3}
Dichte der Luft	ρ_a	1.3 kg m^{-3}
Stefan-Boltzmann-Konstante	σ_B	$5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$
Gefriertemperatur von Süßwasser	$T_{f,a}$	0° C
Gefriertemperatur von Meerwasser	T_f	-1.86° C
Deckschichttiefe	d_s	25.4 m

Tabelle 3.2: *Thermodynamische Modellparameter und physikalische Konstanten.*

3.2.3 Quellen und Senken der Eisbedeckung

Das aus der Energiebilanz der ozeanischen Deckschicht berechnete Eiswachstum legt nur die Änderung des Eisvolumens fest. Unbestimmt ist bisher noch, in welchem Verhältnis laterales und vertikales Eiswachstum zueinander stehen. Wenn eine Eisscholle schmilzt, führt dies sowohl zu einer Verringerung der Eisschollendicke als auch der Eisschollenfläche. Durch die lateralen Schmelzprozesse entstehen Flächen offenen Wassers, der Bedeckungsgrad A verkleinert sich. Die Quellen und Senken

der Eiskonzentration werden durch empirische Ansätze (Hibler, 1979) beschrieben

$$S_A = \frac{1-A}{h_0} G_h + \frac{A}{2h} M_h \quad , \quad (3.18)$$

wobei $G_h = \max(S_h, 0)$ die Gefriertrate und $M_h = \min(S_h, 0)$ die Schmelzrate darstellt. Der erste Term beschreibt das Gefrieren von Meereis. Das horizontale Zufrieren ist proportional zu der Fläche offenen Wassers $(1-A)$ und zur Gefriertrate. Der Rinnenschließungsparameter h_0 kontrolliert die Geschwindigkeit, mit der sich die Eisfläche schließt. Schmelzen, welches durch den zweiten Term beschrieben wird, verringert die Eisfläche proportional zur Schmelzrate M_h und umgekehrt proportional zur aktuellen Eisdicke der Modelleisscholle h/A . Dies trägt dem Umstand Rechnung, daß bei dünnem Eis eine raschere Abnahme der eisbedeckten Fläche zu erwarten ist als bei dicken Eisschollen.

Einen Überblick der im Modell verwendeten thermodynamischen Modellparameter und physikalischen Konstanten gibt Tabelle 3.2.

3.3 Dynamik

In den Advektionsterm der Bilanzgleichungen 3.1 – 3.3 geht die horizontale Eisdriftgeschwindigkeit \mathbf{u} ein. Diese wird durch eine Impulsbilanz (Hibler, 1979)

$$m \frac{D\mathbf{u}}{Dt} = -mf\mathbf{k} \times \mathbf{u} + \boldsymbol{\tau}_a + \boldsymbol{\tau}_w - mg\nabla H + \mathbf{F} \quad (3.19)$$

bestimmt. Darin ist m die Eismasse pro Einheitsfläche, $\frac{D}{Dt}$ der Operator der totalen zeitlichen Ableitung ($\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla$), f der Coriolisparameter, \mathbf{k} ein Einheitsvektor normal zur Ozeanoberfläche, $\boldsymbol{\tau}_a$ bzw. $\boldsymbol{\tau}_w$ die atmosphärische bzw. ozeanische Schubspannung, g die Gravitationsbeschleunigung, H die dynamische Höhe der Ozeanoberfläche und \mathbf{F} die durch die Wechselwirkung der einzelnen Eisschollen verursachten internen Eiskräfte.

Harder (1996) konnte zeigen, daß der Trägheitsterm auf der linken Seite der Impulsbilanz 3.19 für Zeitskalen des Antriebs von einem Tag oder länger zu vernachlässigen ist, da dieser um mindestens eine Größenordnung kleiner als die restlichen Terme der Impulsbilanz ist. Für alle in dieser Arbeit durchgeführten Modellrechnungen wird daher

$$m \frac{D\mathbf{u}}{Dt} = 0 \quad (3.20)$$

angesetzt. Durch diese Vereinfachung enthält die Impulsbilanz keine zeitlichen Ableitungen mehr und kann diagnostisch gelöst werden. Dies erleichtert unter anderem die Ankopplung an Ozean- oder Atmosphärenmodelle mit anderen Zeitschrittverfahren (Harder, 1996) und stellt eine sinnvoll vereinfachte Formulierung der Impulsbilanz für Meereismodelle in gekoppelten Klimasimulationen dar.

Der in die Corioliskraft eingehende Coriolisparameter

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (3.21)$$

ist eine Funktion der Erdrotationsfrequenz $\Omega = 7.29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ und der geographischen Breite φ .

Die Wind- und Ozeanschubspannungen τ_a und τ_w werden aufgrund experimenteller Erkenntnisse quadratisch zur Relativgeschwindigkeit Meereis – Wind bzw. Meereis – Ozean angesetzt (McPhee, 1979). Da die Windgeschwindigkeit \mathbf{u}_a um zwei Größenordnungen größer als die Eisdriftgeschwindigkeit ist, gilt in guter Näherung $\mathbf{u}_a - \mathbf{u} \approx \mathbf{u}_a$. Für die Ozeangeschwindigkeit \mathbf{u}_w kann diese Näherung nicht vorgenommen werden. Die Schubspannungen ergeben sich zu

$$\tau_a = \rho_a c_a |\mathbf{u}_a| [\mathbf{u}_a \cos \Phi + \mathbf{k} \times \mathbf{u}_a \sin \Phi] \quad (3.22)$$

$$\tau_w = \rho_w c_w |\mathbf{u}_w - \mathbf{u}| [(\mathbf{u}_w - \mathbf{u}) \cos \Theta + \mathbf{k} \times (\mathbf{u}_w - \mathbf{u}) \sin \Theta] \quad , \quad (3.23)$$

wobei ρ_a und ρ_w die Dichten von Luft und Meerwasser, c_a und c_w die Schubspannungskoeffizienten für Luft und Wasser und Φ und Θ die Ablenkungswinkel der Schubspannungen gegenüber der Richtung der Relativgeschwindigkeiten von Wind und Meereis bzw. von Ozean und Meereis sind (McPhee, 1979). Einen Überblick über die verwendeten Dynamikparameter gibt Tabelle 3.3. Der ozeanische Ablenkungswinkel $\Theta = 25^\circ$ ist nach Messungen von Overland und Davidson (1992) für eine geostrophische Strömung gewählt. Der atmosphärische Drehwinkel ist 0° , da die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe als Bodenwind betrachtet wird. Der ozeanische Schubspannungskoeffizient ist auf den von McPhee (1979) abgeleiteten Wert festgelegt.

Das Verhältnis der Schubspannungskoeffizienten c_a/c_w hat einen großen Einfluß auf die Eisdriftgeschwindigkeit (Thorndike und Colony, 1982). Dies leuchtet unmittelbar ein, wenn man bedenkt, daß die Eisdriftgeschwindigkeit in erster Linie durch die Balance von atmosphärischem Windantrieb und ozeanischer Schubspannung bestimmt wird. c_a/c_w ist somit ein wichtiger Modellparameter, der für realistische Modellergebnisse optimal gewählt werden muß. Die in der Literatur angegebenen beobachteten Werte (Overland und Davidson, 1992; Smith, 1988; McPhee, 1979) variieren und lassen einen größeren Wertebereich für c_a/c_w zu. Das Verhältnis der Schubspannungskoeffizienten ist daher ein innerhalb physikalisch sinnvoller Grenzen zu wählender Modellparameter, der zur Optimierung der in dieser Arbeit untersuchten Modelle herangezogen wird (Kapitel 5).

Dynamikparameter	Symbol	Wert
Schubspannungskoeffizient, Atmosphäre	c_a	$2.25 \cdot 10^{-3}$
Schubspannungskoeffizient, Ozean	c_w	$5.5 \cdot 10^{-3}$
Drehwinkel, Atmosphäre	ϕ	0°
Drehwinkel, Ozean	θ	25°

Tabelle 3.3: Die in die Meereisdynamik eingehenden Parameter, ihre symbolische Bezeichnung und ihr Wert.

Der horizontale Gradient der dynamischen Höhe H der Ozeanoberfläche erzeugt eine Hangabtriebskraft, die das Meereis in Richtung des negativen Gradienten der

dynamischen Höhe beschleunigt. Auch diese Kraft ist im Vergleich zu den anderen Kräften klein (Harder, 1996).

Die angemessene physikalische Beschreibung der internen Kräfte \mathbf{F} in Gleichung 3.19 ist für eine realistische Simulation der großräumigen Eisdickenverteilung und Meereistransporte von entscheidender Bedeutung. Kapitel 4 konzentriert sich auf die Darstellung der zu untersuchenden Meereisrheologien und der Eigenschaften der daraus resultierenden internen Kräfte.

3.4 Numerik und Antrieb

3.4.1 Räumliche und zeitliche Diskretisierung

Die in den vorherigen Abschnitten dargestellte Modellphysik beschreibt die Entwicklung der Meereisvariablen durch stetig differenzierbare Funktionen des Ortes und der Zeit. Zur numerischen Lösung dieser Gleichungen verwendet man eine räumliche und zeitliche Diskretisierung. Die physikalischen Variablen des Modells werden an einer endlichen Anzahl räumlicher Gitterpunkte definiert, und ihre prognostische Entwicklung wird durch Integration der zugehörigen Differentialgleichungen mit einem endlichen Zeitschritt Δt berechnet. Ableitungen werden durch Brüche finiter Differenzen approximiert, z.B. $\frac{\partial h}{\partial t} \approx \frac{\Delta h}{\Delta t}$. Einen allgemeinen Überblick über die in numerischen Modellen verwendeten Methoden geben Mesinger und Arakawa (1976). Die speziellen numerischen Umsetzungen der verwendeten Meereisrheologien werden ausführlich von Hibler (1979), Harder (1996), Flato und Hibler (1992) und Bryan (1969) beschrieben.

Alle in dieser Arbeit untersuchten Modelle werden für einen aussagekräftigen Vergleich mit gleicher zeitlicher und räumlicher Auflösung betrieben. Die Modelle arbeiten mit einem täglichen Zeitschritt ($\Delta t = 86400$ s). Dies ermöglicht eine gute zeitliche Auflösung von Tiefdruckgebieten mit typischen Zeitskalen von mehreren Tagen und von damit verbundenen Änderungen der Windfelder.

Die untersuchten Meereismodelle verwenden einheitlich ein B-Gitter (Mesinger und Arakawa, 1976) für die Berechnung der skalaren Größen. Die Impulsbilanz des Cavitating-Fluid-Modells wird aus Gründen der numerischen Stabilität (Flato und Hibler, 1992) auf einem C-Gitter berechnet und anschließend auf das B-Gitter transformiert. Das Freie-Drift-Modell mit anschließender Geschwindigkeitskorrektur ist ursprünglich für ein C-Gitter konzipiert. Die Geschwindigkeiten der freien Drift werden daher auf ein C-Gitter umgerechnet, nach dem in Kapitel 4 beschriebenen Verfahren modifiziert und anschließend wieder auf das B-Gitter zurückgerechnet.

Die Modellregion umfaßt die gesamte Arktis sowie die angrenzenden Meeresgebiete (Abb. 3.3). Das Modellgitter ist ein sphärisches Koordinatensystem, welches rotiert ist, um die Singularität am Nordpol zu vermeiden. Der Nordpol des sphärischen Modellgitters liegt im Indischen Ozean bei $0^\circ\text{N } 60^\circ\text{O}$ in geographischen Koordinaten. Der Modelläquator verläuft entlang der geographischen Längengrade 30°W bzw. 150°O durch den Nordpol. Die räumliche Auflösung beträgt 1° . Dies entspricht aufgrund der Rotation des Modellgitters einer nahezu konstanten Auflösung von 110 km für das gesamte Modellgebiet (Abb. 3.3).

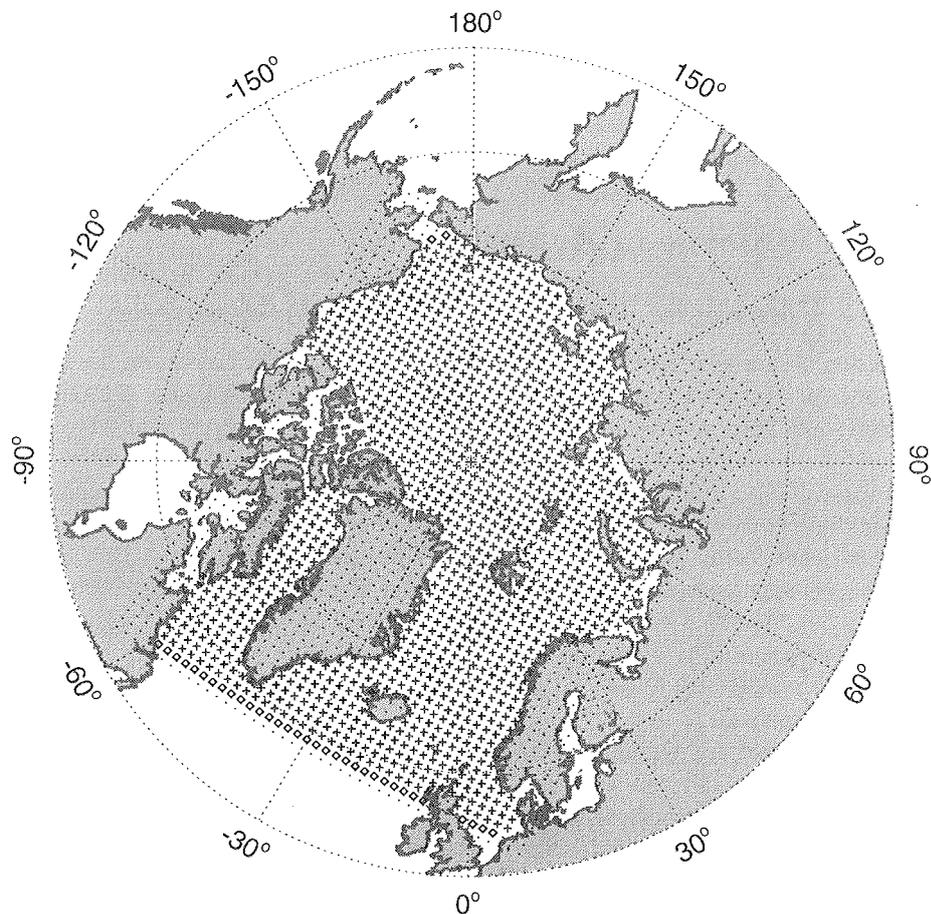


Abbildung 3.3: Modellgitter für skalare Größen. Kreuze stellen Wasserpunkte dar, auf denen Meereis existieren kann. Punkte markieren Land. Vektorielle Größen werden in der Mitte zwischen jeweils vier benachbarten skalaren Gitterpunkten definiert (B-Gitter). Rauten markieren Ausflußzellen.

3.4.2 Antrieb

Die Entwicklung des Meereises ist bestimmt durch die Zustände der Atmosphäre und des Ozeans. Dem Meereismodell werden explizit zeitabhängige atmosphärische und ozeanische Randbedingungen vorgeschrieben, die als *Antrieb* bezeichnet werden.

Atmosphärischer Antrieb

Als täglich variierende Antriebsgrößen werden dem Modell die Lufttemperatur und die relative Luftfeuchte in 2 m Höhe sowie das Windfeld in 10 m Höhe vorgeschrieben. Die Daten stammen aus einem Reanalyseprojekt, das gemeinsam vom *National Center of Environmental Prediction* (NCEP) und vom *National Center of Atmospheric Research* (NCAR) betrieben wird (Kalany, 1996). Das Reanalyseprojekt hat zur Aufgabe, konsistente Zeitreihen atmosphärischer Felder ohne künstliche Schwankungen durch Änderungen im Datenassimilationsmodell zu erstellen. Für diese Arbeit standen die Reanalysen von 1979 bis 1995 zur Verfügung. In naher Zukunft wird der volle Datensatz über den Zeitraum von 1957 bis heute fertiggestellt sein. Es ist geplant, die Reanalysen alle fünf Jahre mit dem jeweils aktuellen Assimilationsmodell zu wiederholen.

Im folgenden werden die Antriebsgrößen im einzelnen beschrieben:

- Windfeld

Der Wind u_a in 10 m Höhe wird den NCEP/NCAR-Reanalysen aus den Jahren 1979 bis 1995 entnommen. Die auf einem globalen Gitter (ca. 2° räumliche Auflösung) vorliegenden Daten wurden auf das Modellgitter interpoliert (Hilmer, 1997). Die Originaldaten liegen in einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden vor. Das Antriebsfeld wurde dem Zeitschritt des Modells durch Bildung von Mittelwerten über 24 Stunden angepaßt.

- Temperaturfeld

Die Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe wurde in analoger Weise zum Windfeld an die räumliche und zeitliche Auflösung des Meereismodells angepaßt. Sie enthält ebenfalls die volle Variabilität auf Zeitskalen von einem Tag bis zu mehreren Jahren.

- Luftfeuchte

Das Meereismodell benötigt für die Parametrisierung der latenten Wärmeflüsse (Gl. 3.10) die spezifische Feuchte q der Luft und für die Berechnung der kurzwelligen Einstrahlung (Gl. 3.27) den Dampfdruck e .

Die Luftfeuchtedaten aus den NCEP/NCAR-Reanalysen nehmen außerhalb der Schmelzperiode unrealistisch hohe Werte an, welche zu einer Umkehrung des latenten Wärmeflusses führen (Hilmer, 1997). Dieses Problem tritt in den Polargebieten auf, da für die Parametrisierung der Feuchtediffusion ein Vertikalprofil der Feuchte aus mittleren Breiten angenommen wird, welches den Bedingungen über Eis nur unzureichend gerecht wird. Eine genauere Feuchteapproximation ist für die zukünftigen Reanalysen geplant.

Aufgrund der unzureichenden Qualität der NCEP/NCAR-Luftfeuchtedaten wird die relative Feuchte U aus den Analysen des *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) abgeleitet. Da diese Daten aber nicht aus konsistenten Reanalysen gewonnen sind und beträchtliche interannuale

Schwankungen aufgrund von Umstellungen im Analysemodell aufweisen (Har- der, 1996), wurden aus den täglichen Daten des Zeitraums 1986 bis 1992 qua- siklimatologische Monatsmittel gebildet (Hilmer, 1997). Die täglichen Werte für die relative Feuchte U werden durch lineare Interpolation aus den Monats- mitteln errechnet. Unter Verwendung der aktuellen Lufttemperatur T_a und des Luftdrucks p wird die spezifische Feuchte q und der Dampfdruck e nach folgenden Formeln berechnet

$$e = \frac{U e_s}{100\%} \quad (3.24)$$

$$q = \frac{0.622e}{p + 0.378e} \quad (3.25)$$

mit

$$e_s = 6.108 \exp \left\{ \frac{a T_a}{T_a + b} \right\} \quad (3.26)$$

Nach Murray (1967) werden bei der Berechnung des Sättigungdampfdrucks e_s die empirischen Konstanten a und b für Flächen offenen Wassers ($a = 17.269$, $b = 237.3$) und eisbedeckte Gebiete ($a = 21.875$, $b = 265.5$) unterschieden.

- Wolken und Niederschlag

Der Bewölkungsgrad $A_c \in [0, 1]$ und die Niederschlagsrate P_w werden als räum- lich konstante, klimatologische Monatsmittel vorgeschrieben. Die Werte für die einzelnen Tage werden linear zwischen den entsprechenden Monatsmitteln in- terpoliert. Für die Bewölkung werden die Daten von Ebert und Curry (1993) und für die Niederschlagswerte der Datensatz von Vowinckel und Orvig (1970) verwendet.

- Solare Einstrahlung

Die solare Einstrahlung $R_{s,l}$ wird nach der empirischen Formel (Zillman, 1972)

$$R_{s,l} = S_0 \cdot \frac{\cos^2 Z}{(\cos Z + 2.7)e_v \cdot 10^{-5} + 1.085 \cos Z + 0.1} \cdot (1 - 0.6A_c^3) \quad , \quad (3.27)$$

ergänzt um die Wolkenkorrektur $(1 - 0.6A_c^3)$ nach Laevastu (1960), beschrieben. Darin ist $S_0 = 1368 \text{ W m}^{-2}$ die Solarkonstante, Z der solare Zenitwinkel und e_v der Partialdruck [Pa] des Wasserdampfs in der Luft. Der Ausdruck

$$\cos Z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \alpha_h \quad (3.28)$$

läßt sich durch Standardformeln der Geometrie (Sellers, 1965) berechnen. Hier- bei ist φ die geographische Breite, δ die Deklination und α_h der Stundenwinkel. Die Deklination wird durch

$$\delta = 23.44^\circ \cdot \cos \left[\frac{d_h - d}{n_d} \cdot 360^\circ \right] \quad , \quad (3.29)$$

berechnet, wobei n_d die Anzahl der Tage im Jahr, $d \in \{1, 2, \dots, n_d\}$ den aktuellen Tag und $d_h = 172$ den Tag mit dem höchsten Sonnenstand (Sommersonnenwende am 21. Juni) bezeichnet. Der Stundenwinkel α_h berechnet sich zu einer gegebenen Sonnenzeit $t_s \in [0, 24[$ als

$$\alpha_h = \left(1 - \frac{t_s}{12}\right) \cdot 180^\circ \quad (3.30)$$

- Langwellige Gegenstrahlung

Die langwellige Einstrahlung $R_{l,1}$ aus der Atmosphäre auf die Eis- bzw. Schneeoberfläche wird nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz

$$R_{l,1} = \epsilon_a \sigma_B T_a^4 \quad (3.31)$$

beschrieben, in dem ϵ_a die Emissivität der Atmosphäre im Infrarotbereich, $\sigma_B = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ die Stefan-Boltzmann-Konstante und T_a die 10m-Lufttemperatur ist. Die Emissivität der Atmosphäre wird nach der empirischen Formel von König-Langlo und Augstein (1994) als Funktion des Bewölkungsgrads A_c

$$\epsilon_a(A_c) = 0.765 + 0.22 \cdot A_c^3 \quad (3.32)$$

angesetzt, die durch Messungen in Arktis wie Antarktis belegt ist.

Ozeanischer Antrieb

- Der Ozeanstrom \mathbf{u}_w ist einem Lauf des gekoppelten Ozean-Meereismodells von Hibler und Zhang (1993) für die Arktis entnommen und auf das Modellgitter interpoliert. Der Ozeanstrom wird zeitlich konstant als klimatologisches Jahresmittel vorgegeben (Abb. 3.4). Die Verwendung eines klimatologischen ozeanischen Antriebs stellt eine starke Vereinfachung der natürlichen Situation dar. Nach Proshutinsky und Johnson (1997) wechselt die oberflächennahe ozeanische Zirkulation im arktischen Becken zwischen einem zyklonischen und einem antizyklonischen Modus auf einer Zeitskala von 5-7 Jahren. Diese markante zwischenjährliche Variabilität wird durch den klimatologischen Antrieb nicht erfaßt.

- Neigung der Ozeanoberfläche

Die Neigung der Ozeanoberfläche ∇H wird über die geostrophische Beziehung

$$\nabla H = -\frac{f}{g} \mathbf{k} \times \mathbf{u}_w \quad (3.33)$$

aus dem geostrophischen Ozeanstrom abgeleitet und stellt somit ebenfalls eine zeitlich konstante, klimatologische Antriebsgröße dar.

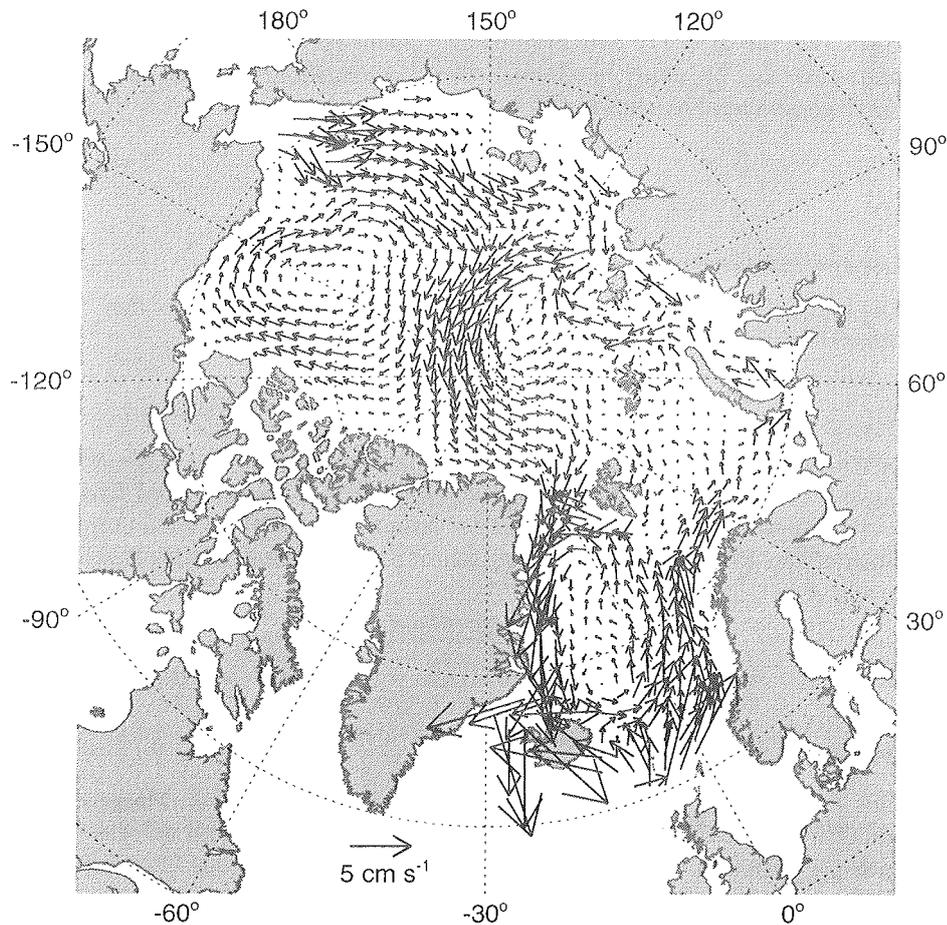


Abbildung 3.4: Geostrophischer Ozeanstrom nach Hibler und Zhang (1993).

- Wärmefluß des tiefen Ozeans in die Deckschicht

Das Meereismodell enthält ein einfaches eindimensionales Deckschichtmodell mit konstanter Deckschichttiefe d_s (Abschnitt 3.2.1). Um die zum Teil beträchtlichen advektiven ozeanischen Wärmetransporte zu erfassen, wird der ozeanische Wärmefluß Q_t vom tiefen Ozean in die Deckschicht einem gekoppelten Meereis-Ozeanmodell (Hibler und Zhang, 1993) entnommen und als äußerer Antrieb vorgegeben. Q_t wird als quasiklimatologisches Monatsmittel vorgeschrieben.

Abb. 3.5 zeigt das quasiklimatologische Jahresmittel (Mittelwert der 12 Monatsmittel). Auffällig sind die ausgeprägten Maxima des mittleren ozeanischen Wärmeflusses von über 100 W m^{-2} im Europäischen Nordmeer und in der Barentssee. Die sommerlichen Wärmeflüsse in dieser Region sind gegenüber

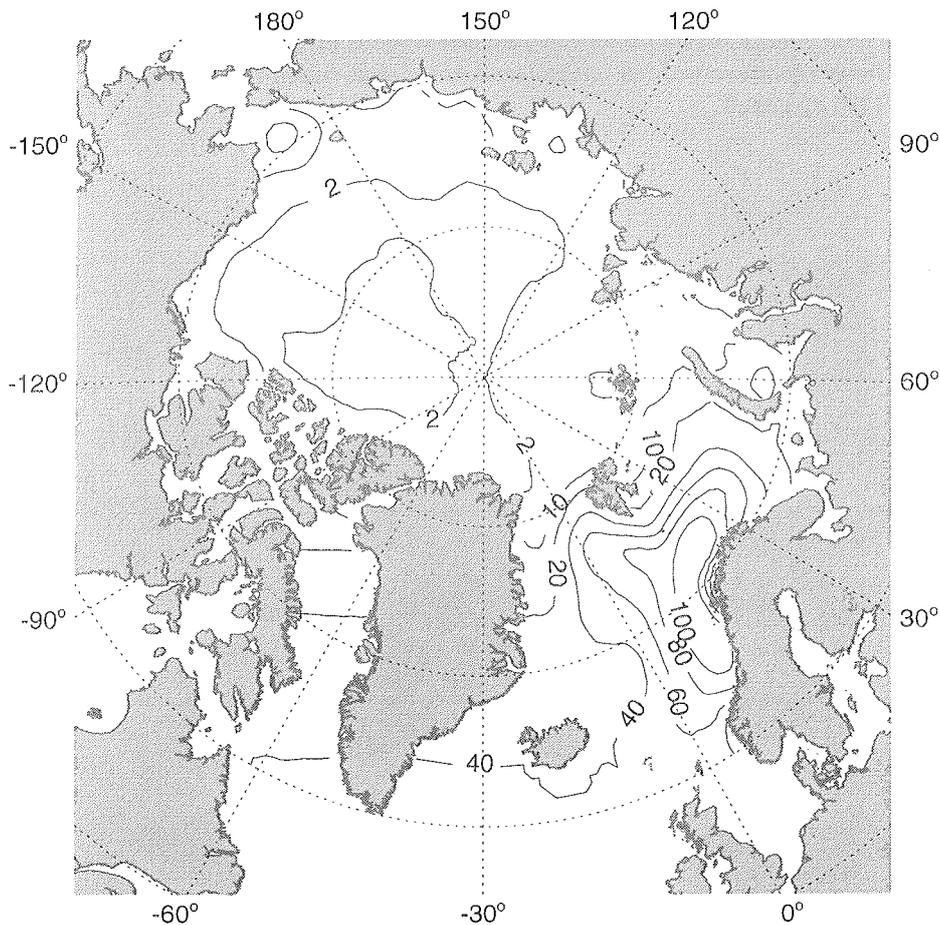


Abbildung 3.5: Der mittlere Wärmefluß Q_t vom tiefen Ozean in die Deckschicht nach Hibler und Zhang (1993).

dem Jahresmittel deutlich reduziert, dementsprechend sind die winterlichen Wärmeflüsse größer als im gezeigten Jahresmittel und erreichen im Maximum Werte um 400 W m^{-2} . Der relativ kleine Wärmefluß von 2 W m^{-2} in der zentralen Arktis ist nahezu unabhängig von der Jahreszeit.

3.4.3 Anfangsbedingungen

Als Anfangsbedingung der Modellsimulation wird ein eisfreier Ozean vorgegeben. Eisdicken, Schneehöhen, Bedeckungsgrade und Driftgeschwindigkeiten werden auf den Startwert Null gesetzt. Alle Charakteristiken der Meereisverteilung bilden sich während der Modellintegration aus.

Alle Modellläufe werden mit einem „Spin up“ von 7 Jahren (1979 - 1985) gerechnet, bei dem ein zyklstationärer Zustand des Modells erreicht wird. Die eigentlichen Simulationsergebnisse werden nachfolgend aus einem vollen Lauf über die 17 Jahre 1979 - 1995 ermittelt.

Kapitel 4

Meereisrheologien

4.1 Interne Kräfte und Eisdrift

Die Drift des Meereises wird in erster Ordnung durch das Gleichgewicht zwischen atmosphärischem Windantrieb und ozeanischer Schubspannung bestimmt. Bei hohen Eiskonzentrationen ($A > 0.9$), d.h. bei nahezu geschlossener Eisdecke, berühren sich einzelne Eisschollen mit hoher Wahrscheinlichkeit und können miteinander wechselwirken. In der Natur läßt sich die Wirkung interner Kräfte in Situationen konvergenter Eisdrift beobachten:

- Durch räumliche Variation der atmosphärischen und ozeanischen Antriebe können Eisschollen benachbarter Gebiete zusammengeschoben werden, wobei die stärker angetriebenen Eisschollen ihre langsameren Nachbarn beschleunigen. Umgekehrt verlangsamt sich dabei die Eisdrift in dem Gebiet mit den stärkeren Antrieben.
- Die stärksten internen Kräfte treten in der Nähe zu Land auf. Bei auflandigem Wind wird das Eis gegen die Küste getrieben. Die die Küste berührenden Eisschollen werden durch die Wechselwirkung mit dem Land zum Driftstillstand gezwungen und wirken nun ihrerseits als stillstehende Barriere für nachrückende Eisschollen. Dieser Vorgang kann sich so weit fortsetzen, bis die Eisdrift einer gesamten Region zum Erliegen kommt. Die dem Land am nächsten liegenden Eisschollen müssen in diesem Fall der Summe aller atmosphärischen und ozeanischen Schubspannungen der zum Stillstand gebrachten Eisschollen widerstehen. Diese Kräfte können so groß werden, daß die Eisschollen nachgeben und brechen, sich übereinander schieben oder zu Eisverwerfungen auftürmen.

Ozeanmodelle, die keine Meereiskomponente mit internen Kräften enthalten, überschätzen die atmosphärischen Schubspannungen in Gebieten, in denen die Meer eisdrift stark durch die Nähe zu Land beeinflusst wird. Das Beispiel *Festeis*, eine kompakte, über Monate stillstehende Eisdecke in der Nähe von Küsten oder in Buchten, macht dies deutlich. Der atmosphärische Impulseintrag, der ohne Eis auf die Deckschicht einwirken würde, wird bei der Anwesenheit von Festeis vollständig an

das Land abgegeben. Die Deckschicht ist von dem atmosphärischen Antrieb entkoppelt. In Abbildung 2.8 kann man die Gebiete erkennen, in denen die Eisdrift markant durch interne Kräfte verlangsamt wird. Besonders betroffen sind hiervon die Gebiete nördlich von Grönland und nördlich des kanadischen Archipels und die südlichsten Gebiete der eurasischen Schelfmeere, in denen sich im Winter Festeis bildet. Vernachlässigt man die internen Kräfte, überschätzt man den atmosphärischen Impulseintrag in die ozeanische Deckschicht systematisch.

In der sehr kompakten winterlichen Eisdecke der Arktis können sich interne Eiskräfte über große Entfernungen hinweg auswirken. Sie vermitteln eine Fernwechselwirkung zwischen weit auseinander liegenden Eisgebieten. Dies ist der physikalische Grund für die aufwendige numerische Umsetzung von Rheologiegesetzen in Meereismodellen. Die auf einen Modellgitterpunkt wirkenden Kräfte sind nicht mehr ausschließlich von lokal definierten äußeren Antrieben wie atmosphärischer und ozeanischer Schubspannung abhängig, sondern werden von den Bewegungszuständen aller anderen Modellgitterpunkte beeinflusst. Es muß daher ein Geschwindigkeitsfeld gefunden werden, welches eine konsistente Lösung der Impulsbilanz 3.19 für das gesamte Modellgitter darstellt.

Durch welche physikalischen Gesetzmäßigkeiten sind die internen Kräfte des Meereises bestimmt? Für ein kontinuumsmechanisches Medium lassen sich die internen Kräfte \mathbf{F} als Divergenz des Spannungstensors $\boldsymbol{\sigma}$ beschreiben

$$\mathbf{F} = \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma} \quad (4.1)$$

Der Spannungstensor ist im allgemeinen eine Funktion von unterschiedlichen physikalischen Größen wie z.B. Temperatur, Salzgehalt oder Porosität und von kinematischen Größen wie Deformation oder Deformationsrate. Die interne Spannung stellt eine *dynamische* Größe dar, während die Deformation $\boldsymbol{\varepsilon}$ und Deformationsrate $\dot{\boldsymbol{\varepsilon}}$ *kinematische* Größen sind. Die funktionale Abhängigkeit der Dynamik von der Kinematik wird durch ein *Rheologiegesetz* festgelegt ($\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{\sigma}(\boldsymbol{\varepsilon}, \dot{\boldsymbol{\varepsilon}})$). Klassische Beispiele für Rheologiegesetze sind *elastisches* und *viskoses* Verhalten, bei denen der Spannungszustand jeweils proportional zur Deformation ($\boldsymbol{\sigma} \sim \boldsymbol{\varepsilon}$) bzw. Deformationsrate ($\boldsymbol{\sigma} \sim \dot{\boldsymbol{\varepsilon}}$) ist. *Plastisches* Verhalten ist dadurch gekennzeichnet, daß das Material bis zu einer maximalen Grenzspannung ohne Deformation auf äußere Kräfte reagiert und bei Überschreiten der Grenz- oder Bruchspannung anfängt, sich zu deformieren. Dies wird oft als „Fließen“ bezeichnet. Seine interne Spannung entspricht hierbei konstant der Grenzspannung, unabhängig von Deformation oder Deformationsrate (Abb. 4.1).

Zur Ableitung großskaliger Rheologiegesetze für Meereis sind in der Vergangenheit zahlreiche Anstrengungen unternommen worden. Eine Möglichkeit besteht darin, die physikalischen Eigenschaften des Meereises im Labor an einzelnen Eisstücken zu studieren und durch geeignete Modellbildung auf ein statistisches Gemenge unterschiedlicher Eisschollengrößen und -dicken für großskalige Anwendungen zu übertragen (Rothrock, 1975; Hibler, 1977; Bratchie, 1984; Hopkins et al., 1991; Ukita und Moritz, 1995). Das Problem bei dieser Methode besteht in der Unsicherheit beim Übergang von kleinskaligen auf großskalige Prozesse, da dieser von zu treffenden Vereinfachungen und eingehenden physikalischen Annahmen abhängt.

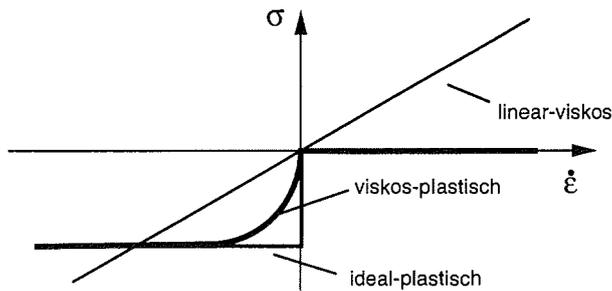


Abbildung 4.1: Funktionale Abhängigkeit der internen Spannung von der Deformationsrate für drei verschiedene Medien.

Eine zweite Methode versucht, interne Kräfte und die großskalige Deformation des Meereises gleichzeitig zu messen, um daraus eine funktionale Abhängigkeit der beiden Größen direkt abzuleiten. Mitte der 70er Jahre wurden im *Arctic Ice Dynamics Joint Experiment (AIDJEX)* Driftstationen im arktischen Meereis mit umfassenden Messungen der Eisdynamik und des atmosphärischen und ozeanischen Antriebs durchgeführt. Aus den Beobachtungen konnten folgende notwendige Bedingungen für die Formulierung einer Meereisrheologie abgeleitet werden (Coon et al., 1974):

- Der Widerstand gegen Konvergenz ist weit größer als gegen Divergenz.
- Außer in Bereichen sehr kleiner Deformationen zeigt sich keine nennenswerte Elastizität.
- Häufig besteht Unabhängigkeit der internen Spannungen von der Deformationsrate.
- Interne Spannungen im Eis ohne gleichzeitige Deformation sind möglich (analog zum hydrostatischen Druck).

Diese Erkenntnisse deuten klar auf ein plastisches Materialverhalten von Meereis hin. Für die Ableitung eines eindeutigen Rheologiegesetzes sind sie aber nicht hinreichend.

Der Ansatz dieser Arbeit besteht in dem Vergleich mehrere Rheologieansätze. Diese werden anhand von Beobachtungsdaten validiert, um eine Bewertung der Modelle vornehmen zu können. Die untersuchten Rheologien bilden eine Hierarchie, die von dem physikalisch vollständigsten viskos-plastischen Modell (Hibler, 1979) angeführt wird. Die anderen Modelle zeichnen sich durch grundlegende Vereinfachungen gegenüber dem viskos-plastischen Modell aus. Dies ermöglicht die Untersuchung grundlegender Annahmen über das großskalige Materialverhalten von Meereis (lineare / nicht-lineare Viskositäten, mit / ohne Scherkräfte) und wird zusätzlich die

Frage beantworten, welche Beobachtungsdaten für die Untersuchung von Rheologieansätzen am geeignetsten sind.

Die Auswahl der Modelle orientiert sich außerdem an den in Klimamodellen verwendeten Rheologieansätzen. Bis auf das kompressible Newtonsche Fluid werden alle hier untersuchten Modelle in GCMs (General Circulation Models) verwendet.

4.2 Hierarchie der Meereisrheologien

4.2.1 Viskos-plastische Rheologie

Ausgangspunkt des von Hibler (1979) vorgeschlagenen viskos-plastischen Modells (VPM) für Meereis ist das Reiner-Rivlin-Fluidmodell. Dieses ist ein allgemein gültiger Rheologieansatz für Stokesche Flüssigkeiten. Der Zusammenhang zwischen dem Spannungszustand σ und der Deformationsrate $\dot{\epsilon}$ wird hierin als

$$\sigma_{ij} = 2\eta\dot{\epsilon}_{ij} + ((\zeta - \eta)(\dot{\epsilon}_{11} + \dot{\epsilon}_{22}) - P/2)\delta_{ij} \quad (4.2)$$

definiert, mit $i, j \in \{1, 2\}$. Hierbei ist $\dot{\epsilon}$ der Tensor der Deformationsrate

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right\}, \quad (4.3)$$

der die rotationsfreie Deformation des Fluids beschreibt, η die Scherviskosität, ζ die Viskosität der Volumenkompression, P der Druck und δ_{ij} das Kroneckersymbol. Das Reiner-Rivlin-Modell gilt allgemein für isotrope, viskose Medien. Um das durch die AIDJEX-Experimente beobachtete plastische Verhalten von Meereis zu beschreiben, müssen die Viskositäten η und ζ als nichtlineare Funktionen der Deformationsrate angesetzt werden. Die auf Hibler (1979) zurückgehende Definition der nichtlinearen Viskositäten für eine elliptische Bruchkurve mit einer von Harder (1996) modifizierten Formulierung des Übergangsregimes von viskosem zu plastischem Verhalten lautet

$$\zeta = \frac{P_p}{2(\Delta + \Delta_{\min})} \quad (4.4)$$

$$\eta = \frac{P_p}{2e^2(\Delta + \Delta_{\min})} \quad (4.5)$$

$$P = \frac{P_p \Delta}{2(\Delta + \Delta_{\min})} \quad (4.6)$$

Hierbei ist P_p die durch die Eisdicke und Eiskonzentration parametrisierte Eishärte (siehe unten) und

$$\Delta(\dot{\epsilon}) = \sqrt{(\dot{\epsilon}_{11}^2 + \dot{\epsilon}_{22}^2)(1 + e^{-2}) + 4e^{-2}\dot{\epsilon}_{12}^2 + 2\dot{\epsilon}_{11}\dot{\epsilon}_{22}(1 - e^{-2})} \quad (4.7)$$

ist ein kinematisches Maß für die gesamte Deformation der Eisdecke. Der konstante Regimeparameter

$$\Delta_{\min} = 5 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-1} \quad (4.8)$$

ist im Falle nennenswerter Deformationsraten klein gegenüber $\Delta(\dot{\epsilon})$. Die Exzentrizität e der elliptischen Bruchkurve beschreibt das Verhältnis der Beiträge von Konvergenz und Scherung zu den internen Spannungen und wird auf den Wert $e = 2$ gesetzt (Hibler, 1979).

Die nichtlinearen Viskositäten sind so gewählt, daß die resultierenden Spannungszustände unabhängig vom Betrag der Deformationsrate sind und somit plastisches Verhalten eines Mediums beschreiben. Für den Spezialfall vernachlässigbarer Scherkräfte ($e \gg 1$ bzw. $\eta \approx 0$) kann man dies an den Gleichungen 4.2, 4.4 - 4.7 unmittelbar erkennen.

Für den Sonderfall sehr kleiner Deformationsraten konvergiert $\Delta = \Delta(\dot{\epsilon})$ gegen Null und wird gegenüber Δ_{min} vernachlässigbar klein. In diesem Fall sind die Viskositäten nahezu konstant (Gl. 4.4 - 4.6), und das Meereis befindet sich im linear-viskosen Zustand. Der kontinuierliche Übergang von linear-viskosem zu plastischem Verhalten hängt von der Wahl des Regimeparameters Δ_{min} ab. Je größer Δ_{min} gewählt wird, um so stärker nähert sich das Verhalten einem linear-viskosem Medium (Abb. 4.1). Die Annahme von linear-viskosem Verhalten bei sehr kleinen Deformationsraten ist sowohl aus numerischen als auch aus physikalischen Gründen sinnvoll. Bei einem ideal-plastischen Medium ist die Unstetigkeit des Spannungszustandes bei dem Übergang von festem zu plastischem Verhalten (Abb. 4.1) numerisch schwer zu behandeln. Hibler (1977) konnte zeigen, daß aus der Mittelung über eine große Anzahl ideal-plastischer Meereisschollen mit stochastisch variierenden Deformationsraten ein linear-viskoser Übergang für kleine Deformationsraten resultiert.

Plastisches 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*, so verformt sich das Material. Die materialabhängige Grenzspannung wird auch als *Bruch-* oder *Fließpunkt* des Mediums bezeichnet. Bei einem zweidimensionalen Medium wie Meereis liegt der Spannungszustand bei plastischer Verformung auf einer *Bruch-* oder *Fließkurve*. Abbildung 4.2 zeigt die elliptische Bruchkurve im Spannungsraum, der durch die Eigenvektoren σ_1 und σ_2 des Spannungstensors aufgespannt wird. Die spezielle Form der Bruchkurve folgt aus der Definition der Viskositäten, was durch Einsetzen der entsprechenden Gleichungen in das Reiner-Rivlin-Fluidmodell leicht nachgerechnet werden kann.

Auffällig ist die Tatsache, daß die elliptische Bruchkurve fast ausschließlich im dritten Quadranten des Hauptspannungsraumes liegt. Dies ist Ausdruck des physikalischen Umstandes, daß Meereis nur Deformationen mit einer konvergenten Komponente nennenswerten Widerstand leistet (siehe Abschnitt 4.1). Der Punkt K am Ende der elliptischen Bruchkurve beschreibt den Spannungszustand bei isotroper Konvergenz. Die Spannungszustände S werden durch reine Scherdeformation ohne Volumenveränderungen hervorgerufen. Spannungszustände innerhalb der Bruchkurve entsprechen kleinen Deformationsraten, bei denen sich das Meereis im Übergangsregime zu linear-viskosem Verhalten befindet.

Gegenüber dem ursprünglichen Modell von Hibler (1979) wird der Druckterm in Gleichung 4.2 nicht unabhängig von der Deformationsrate gewählt, sondern konvergiert mit kleiner werdenden Deformationsraten gegen Null (Gl. 4.6). Dies wird in

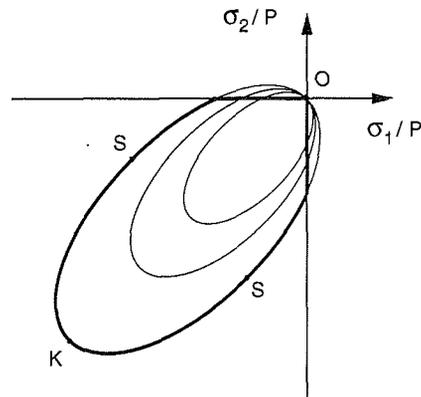


Abbildung 4.2: Elliptische Bruchkurve nach Hibler (1979) mit einer Verschiebung des Mittelpunktes der Ellipse für kleine Deformationsraten (Ip, 1993). Die elliptische Bruchkurve wird auf den dritten Quadranten des Hauptspannungsraumes eingeschränkt (dicke Linie), um numerische Instabilitäten auszuschließen (Hibler, 1997).

Abb. 4.2 durch die Verschiebung des Mittelpunktes der inneren Ellipsen in Richtung des Koordinatenursprungs verdeutlicht. Dieser Ansatz wurde von Ip (1993) vorgeschlagen, um ein zu häufig auftretendes völliges Erliegen der Eisdrift im Modell zu verhindern.

Zusätzlich wird die elliptische Form der Bruchkurve beschnitten, so daß die Bruchkurve ausschließlich im dritten Quadranten des Hauptspannungsraumes liegt. Erreicht wird dies dadurch, daß alle positiven Spannungskomponenten gleich Null gesetzt werden (Hibler, 1997). Dies schließt theoretisch mögliche numerische Instabilitäten bei divergenter Deformation aus (Gray und Killworth, 1995).

Die internen Spannungen hängen nicht nur von der Form oder Lage der Bruchkurve und damit von der Deformationsrate ab, sondern sind auch eine Funktion der Eishärte. Die Eishärte P_p geht in die Definition der Kompressions- und Scherviskositäten und des Druckterms ein (Gl. 4.4 - 4.6) und beschreibt die großskalige Festigkeit des Meereises.

Die Parametrisierung der großskaligen Eishärte wird nach Hibler (1979) als

$$P_p(h, A) = P^* h \exp(-C(1 - A)) \quad (4.9)$$

definiert. Die Werte der hier auftretenden Konstanten P^* und C sind Modellparameter, die nicht direkt aus Beobachtungen bestimmt werden können. P^* stellt einen wichtigen dynamischen Modellparameter dar, der zur Optimierung der verschiedenen Meereisrheologien verwendet wird (siehe Kap. 5). Abbildung 4.3 zeigt den Verlauf der Eishärte in Abhängigkeit des Bedeckungsgrades A für $C = 20$. Erst bei hohen Eiskonzentrationen über 80% ($A > 0.8$) können nennenswerte interne Kräfte auftreten. Die Abhängigkeit der großskaligen Eishärte von anderen Parametern wie Salzgehalt, Temperatur oder Porosität der Eisschollen wird vernachlässigt.

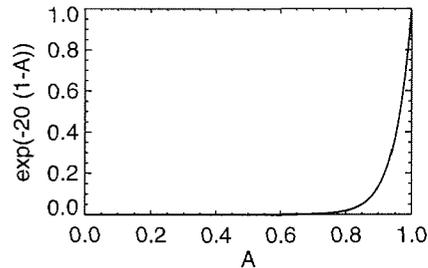


Abbildung 4.3: Abhängigkeit der Eishärte vom Eisbedeckungsgrad A .

Die Parametrisierung der Eishärte stellt ein wichtiges Element bei der Formulierung von Meereisrheologien dar. Da es aber bisher nicht möglich ist, diese aus Beobachtungsdaten für großskalige Anwendungen abzuleiten, stellt sie zugleich eine der größten Unsicherheiten in der realistischen Beschreibung von Meereis dar. Sensitivitätsstudien mit einem quadratischen Ansatz für die Abhängigkeit der Eishärte von der Eisdicke (Loewe, 1990) belegen die Sensitivität der Meereismodelle gegenüber der Parametrisierung der Eishärte. Um einen aussagekräftigen Vergleich der verschiedenen Modelle durchführen zu können, werden alle Modelle (außer dem Freie-Drift-Modell mit Geschwindigkeitskorrektur, siehe 4.2.4) mit der gleichen funktionalen Parametrisierung der Eishärte betrieben (Gl. 4.9). Der Eishärteparameter P^* dient jeweils als zu optimierender Modellparameter.

Die viskos-plastische Rheologie mit elliptischer Bruchkurve wird den durch das AIDJEX-Experiment gewonnenen Erkenntnissen über das Materialverhalten von Meereis gerecht. Meereis wird als plastisches Medium beschrieben, das gegenüber konvergenter Deformation Widerstand leistet. Divergenter Bewegung werden keine oder nur geringe interne Kräfte entgegengesetzt. Das Modell enthält Scherkräfte, die die Meereisdrift zum völligen Erliegen bringen können (Ip, 1993).

4.2.2 Cavitating-Fluid-Modell

Das von Flato und Hibler (1992) vorgeschlagene Cavitating-Fluid-Modell (CFM) beschreibt Meereis ähnlich wie das VPM als ein plastisches Medium, welches gegenüber konvergenter Deformation interne Spannungen aufbaut, divergente Bewegung aber ohne Gegenkräfte zuläßt. Der entscheidende Unterschied gegenüber der viskos-plastischen Rheologie von Hibler (1979) besteht darin, daß das CFM keine Scherkräfte enthält. Damit liegen die Spannungszustände auf einer zur Geraden entarteten Bruchkurve (Abb. 4.4). Im Formalismus des VPM entspricht dies einer elliptischen Bruchkurve mit unendlich großer Exzentrizität e , die keine Scherspannungen mehr zuläßt.

Der Vorteil des CFM besteht darin, daß durch die Vernachlässigung der Scherkräfte die internen Kräfte \mathbf{F} als Divergenz eines skalaren Druckterms beschrieben

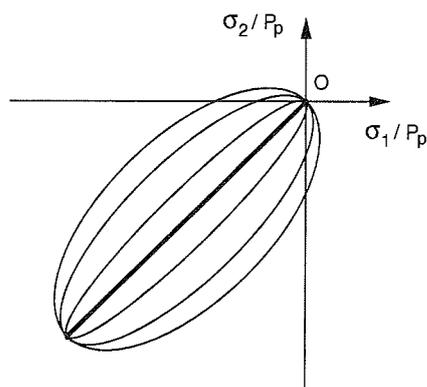


Abbildung 4.4: Übergang der elliptischen Bruchkurve zum Cavitating-Fluid-Modell durch systematische Vergrößerung der Exzentrizität. Die dicke Linie entspricht der Bruchkurve des Cavitating-Fluid-Modells.

werden können.

$$\mathbf{F} = \nabla p \quad (4.10)$$

mit

$$p = P_P \quad \text{für } \nabla \cdot \mathbf{u} < 0 \quad (4.11)$$

$$p \in [0, P_P] \quad \text{für } \nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (4.12)$$

$$p = 0 \quad \text{für } \nabla \cdot \mathbf{u} > 0 \quad (4.13)$$

Dies vereinfacht die Formulierung des Rheologiegesetzes beträchtlich. Der in Gleichung 4.11 eingehende Maximaldruck P_P bei konvergenter Deformation entspricht der Eishärte im viskos-plastischen Modell und ist analog zu diesem durch die Eisdicke und die Eiskonzentration parametrisiert (Gl. 4.9).

Das CFM ist in der Lage in Gebieten konvergenter Eisdrift das unrealistisch starke Auftürmen von Eis zu verhindern, da der Druckterm die äußeren Kräfte auszugleichen vermag und die konvergente Bewegung zum Stillstand bringt. Durch die nicht vorhandenen Scherkräfte ist es ihm jedoch nicht möglich, Festeis oder blockierende Eisbögen, die in Buchten oder Meerengen in der Natur auftreten, zu simulieren (Ip, 1993).

Innerhalb der Modellhierarchie stellt es einen physikalisch geschlossenen Rheologieansatz dar, der neben dem VPM Verbreitung bei gekoppelten Modellsimulationen gefunden hat (IPCC, 1996).

4.2.3 Kompressibles Newtonsches Fluid

Ausgangspunkt für die Beschreibung des Meereises als kompressibles Newtonsches Fluid (KNF) ist wie beim VPM das Reiner-Rivlin-Fluidmodell (Gl. 4.2). Um das

linear-viskose Verhalten der Newtonflüssigkeit zu modellieren, werden die Scher- und Kompressionsviskositäten im Gegensatz zum VPM konstant definiert

$$\zeta = \frac{P_p}{2\Delta_0} \quad (4.14)$$

$$\eta = \frac{P_p}{2e^2\Delta_0} \quad (4.15)$$

$$P = 0 \quad (4.16)$$

Die Konstante $\Delta_0 = 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ wird so gewählt, daß sie dem Wert von $\Delta = \Delta(\dot{\epsilon})$ (Gl. 4.7) für typische großskalige Deformationsraten des Meereises entspricht. Die Exzentrizität e wird gegenüber dem VPM verdoppelt ($e = 4$), um die Scherkräfte, die jetzt auch bei divergenter Deformation wirken, zu begrenzen. Der Druckterm P wird auf Null gesetzt, um bei deformationsfreien Situationen spannungsfreie Zustände zu erhalten. Dies verhindert eine zu starke Diffusion des Eises bei gleichförmiger Eisbewegung. Die Eishärte P_p ist analog zu der Parametrisierung im viskos-plastischen und im Cavitating-Fluid-Modell (Gl. 4.9) definiert. Für den eindimensionalen Fall zeigt Abbildung 4.1 die linear-viskose Abhängigkeit der internen Spannungen von der Deformationsrate.

Das kompressible Newtonsche Fluid besitzt im Gegensatz zum viskos-plastischen und zum Cavitating-Fluid-Modell keine Asymmetrie des Verhaltens bei konvergenter und divergenter Deformation. Das Meereis verhält sich wie ein flacher Film aus Honig, der sich sowohl einer Komprimierung als auch einer Dehnung durch interne Spannungen von gleichem Betrage widersetzt. Da das Medium linear-viskos ist, kann es durch interne Kräfte nie zum völligen Driftstillstand gezwungen werden. Bei Driftstillstand wären die Deformationsraten gleich Null und somit ebenfalls die internen Spannungen.

Das Materialverhalten des KNF widerspricht deutlich den Beobachtungen des AIDJEX-Experiments. Der Rheologieansatz wurde trotzdem in die Untersuchung aufgenommen, da er ein physikalisch grundlegendes Modell darstellt und numerisch effektiv zu lösen ist. Die gute numerische Bestimmbarkeit der internen Kräfte bei diesem Ansatz rührt daher, daß die Viskositäten nicht von der Deformationsrate und damit nicht von den Geschwindigkeiten selbst abhängen. Beim VPM und beim CFM muß die Berechnung der Viskositäten und des Geschwindigkeitsfeldes, welches seinerseits von den Viskositäten abhängt, in einem iterativen Verfahren gelöst werden. Viskositäten und Geschwindigkeitsfeld müssen solange abwechselnd bestimmt werden, bis beide annähernd der optimalen Lösung entsprechen. Bei konstanten Viskositäten kann die Berechnung des Geschwindigkeitsfeldes in einem einzigen Schritt erfolgen.

4.2.4 Freie Drift mit Geschwindigkeitskorrektur

Den einfachsten Ansatz zur Berücksichtigung von internen Kräften innerhalb der Modellhierarchie stellt das Freie-Drift-Modell mit nachträglicher Geschwindigkeitskorrektur (FDK) dar. Das FDK berechnet zuerst die Lösung der freien Drift aus der Impulsbilanz 3.19, für die die internen Kräfte in der Impulsbilanz auf Null gesetzt

werden. Erst nachfolgend werden alle Driftkomponenten, die von dünnem in dickeres Eis gerichtet sind und bei denen zusätzlich die mittlere Eisdicke eine kritische Eisdicke h_k überschreitet, auf Null gesetzt (Abb. 4.5).

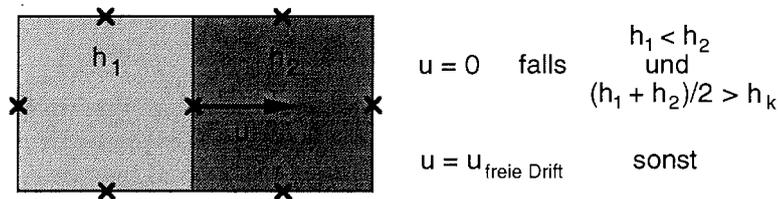


Abbildung 4.5: Bedingung für die Korrektur der freien Drift, dargestellt an zwei skalaren Modellgitterzellen mit Eisdicken h_1 und h_2 . Die Geschwindigkeiten sind auf den durch Kreuze markierten Punkten definiert (C-Gitter).

Die Motivation für das beschriebene Korrekturverfahren der Geschwindigkeitsfelder liegt darin, daß bei einem reinen Freie-Drift-Modell die Eisdicke in Gebieten mit konvergenter Eisdrift unbegrenzt anwächst, ohne daß interne Kräfte dies verhindern können. Es können hierbei unrealistische Eisdicken von über 100 m auftreten. Um dies zu vermeiden, wurden in der Vergangenheit schon zahlreiche Korrekturverfahren, ähnlich dem oben beschriebenen, vorgeschlagen (Bryan, 1969; Parkinson und Washington, 1979). Allen ist gemeinsam, daß die Geschwindigkeitsfelder nachträglich, aufgrund lokaler Bedingungen wie Eisdicke oder Eiskonzentration modifiziert werden können. Der Vorteil liegt hierbei in der simplen Formulierung und numerischen Implementierung sowie dem geringen Verbrauch an Rechenzeit (Abschnitt 6.5).

Die nachträglich durchgeführte Korrektur der Geschwindigkeitsfelder verletzt die Impulserhaltung des Modells, da die Korrektur nicht konsistent durch das Wirken von Kräften beschrieben wird. Es werden keine Fernwechselwirkungen der internen Kräfte berücksichtigt, da die Bedingungen für die Korrekturen ausschließlich lokal definiert sind.

Trotz der beschriebenen physikalischen Defizite findet der Modellansatz noch heute Verwendung in Klimamodellen (IPCC, 1996).

Kapitel 5

Methodik des Modellvergleichs

Vor dem Vergleich der Modelle werden diese mit Hilfe der wichtigsten thermodynamischen und dynamischen Modellparameter optimiert. Für die anschließende quantitative Bewertung der unterschiedlichen Rheologieansätze werden Fehlerfunktionen, in die die simulierte und beobachtete Eisdicke, Eisausdehnung und Eisdrift eingehen, definiert. Im folgenden werden das Optimierungsverfahren und die Eigenschaften der verwendeten Fehlermaße vorgestellt.

5.1 Modelloptimierung

Für einen quantitativen Vergleich, der zu einer Bewertung der Rheologieansätze führen soll, ist es wichtig, für alle Modelle die gleichen Ausgangsvoraussetzungen zu schaffen. Die Grundlage hierfür ist die Vorgabe identischer Antriebe und die gleiche räumliche und zeitliche Diskretisierung. Bei dem Vergleich der Ergebnisse innerhalb der Modellhierarchie ist zu beachten, daß die auftretenden Abweichungen zwischen Beobachtung und Simulation auf unterschiedliche Fehlerquellen zurückgeführt werden können:

- Die Fehler in den Beobachtungsdaten stellen eine natürliche Grenze für die erreichbare Güte der Modelle dar. Selbst ein perfektes Modell ist nicht in der Lage, fehlerbehaftete Beobachtungsdaten zu reproduzieren. Um den Einfluß der Beobachtungsfehler auf die Bewertung der Modelle abzuschätzen, wird für die Fehlermaße jeweils ein Vertrauensbereich angegeben (siehe 5.1). Dieser gibt Auskunft über die Schwankung der Fehlermaße aufgrund von Beobachtungsfehlern. Somit ist es möglich, Fehler im Modell von Ungenauigkeiten in den Beobachtungen zu trennen.
- Die vorgeschriebenen Antriebe der Meereismodelle stellen eine weitere Fehlerquelle dar. So wird ein Großteil der Antriebsgrößen als klimatologische Monats- bzw. Jahresmittel vorgegeben, die nicht die volle Variabilität des natürlichen Wetter- und Klimasystems enthalten (Abschnitt 3.4.2). Neben dieser Einschränkung besitzen die Antriebsdaten auch stochastische und systematische Fehler, die nur schwer abzuschätzen sind. Die Frage, ob Abweichungen zwischen Modell und Beobachtung auf die Antriebsdaten zurückzuführen sind, ist

oftmals schwer zu beantworten. Die Weiterentwicklung von atmosphärischen Reanalysemodellen und die Entwicklung gekoppelter Ozean-Meereismodelle verbessert die Qualität der Antriebsdaten aber fortwährend. Durch verbesserte Antriebe können Fragestellungen der Meereismodellierung, die bisher nicht befriedigend behandelt werden können, in Zukunft beantwortet werden.

- Im Rahmen des Modellvergleichs stellt die implementierte Modellphysik die wesentliche Fehlerquelle dar. Die Beschreibung der physikalischen Prozesse ist der Kern eines jeden Modells und bestimmt neben den Antrieben die Entwicklung der Modellvariablen. Sind wichtige physikalische Prozesse im Modell nicht oder fehlerhaft implementiert, so zeigen sich diese Mängel anhand des Vergleichs mit den Beobachtungsdaten.

In die Beschreibungen der physikalischen Prozesse geht eine große Zahl von Modellparametern ein. Einige von diesen sind durch Messungen festgelegt, andere dagegen nur auf einen Bereich eingeschränkt oder, wie z.B. der großskalige Eishärteparameter P^* , nicht direkt meßbar. Modelle produzieren unrealistische Ergebnisse, falls ungünstige Parametereinstellungen gewählt werden. Viele Unzulänglichkeiten in Modellen lassen sich durch eine geeignete Parameterwahl beheben, andere Fehler haben dagegen ihre Ursache in einer grundsätzlich falschen oder unzureichenden Modellphysik. Um Aussagen über die verwendete Modellphysik machen zu können, muß daher sichergestellt sein, daß die Modelle mit optimalen Parametereinstellungen betrieben werden. Erst die Optimierung zeigt, ob Diskrepanzen zwischen Beobachtung und Modell auf eine grundsätzlich falsche Modellphysik zurückzuführen sind.

Die Optimierung der Modelle gliedert sich in drei unabhängige Schritte. Im ersten Schritt wird die thermodynamische Parametrisierung festgelegt, und nachfolgend werden die zentralen dynamischen Modellparameter für jedes Modell individuell optimiert.

5.1.1 Thermodynamik

Da der Schwerpunkt der Untersuchungen auf dem Vergleich verschiedener Rheologieansätze und damit auf der Dynamik des Meereises liegt, wird für alle Modelle eine identische thermodynamische Parametrisierung vorgegeben. Die optimale Konfiguration der thermodynamischen Parameter wird mittels des VPM ermittelt, da dieses bei der Beschreibung der internen Kräfte das physikalisch vollständigste Modell ist.

Die Optimierung der Thermodynamik stützt sich auf die Beobachtungsdaten der Eisdicke am Nordpol (McLaren et al., 1994) und die Zeitserie der monatlichen Eisausdehnung, abgeleitet aus den passiven Mikrowellendaten des SMMR und SSM/I (Kap. 2).

Die Modellparameter, die einen großen Einfluß auf die Eisdicke und die Eisausdehnung haben, sind die Albeden für schmelzenden Schnee und schmelzendes Eis, der Rinnenschließungsparameter h_0 und die Übertragungskoeffizienten c_s und c_l für sensible und latente Wärme (Shine und Henderson-Sellers, 1985; Ebert und

Curry, 1993; Fischer, 1995). Die Albeden kontrollieren die absorbierte kurzwellige Einstrahlung und beeinflussen dadurch die sommerliche Eisdicke und die minimale Eisausdehnung. Der Rinnenschließungsparameter h_0 bestimmt die Geschwindigkeit des Zufrierens offener Wasserflächen im Winter (Gl. 4.9). Da im Winter ein Großteil des Wärmeverlustes über die offenen Wasserflächen stattfindet, beeinflußt h_0 die winterlichen Gefrierdaten in der zentralen Arktis. Erhöhte sensible und latente Wärmeflüsse bewirken eine Zunahme der Eisdicke und der Eisausdehnung im Jahresmittel.

Die besten Ergebnisse für das VPM wurden mit den in Abschnitt 3.2 aufgeführten Parameterwerten erzielt (Tab. 3.1 und Tab. 3.2). Hierbei ist auffällig, daß die verwendeten Albedowerte deutlich über gemessenen Werten liegen (Barry, 1996). Ein Grund hierfür liegt in der Verwendung des Nullschichtenmodells von Semtner (1976). Dieses vernachlässigt die Speicherung von latenter (Aufschmelzen von gefrorener Sole) und sensibler (Wärmekapazität des Meereises) Wärme im Meereis. Dadurch findet im Modell ein verstärktes Schmelzen von Meereis im Sommer statt, welches durch erhöhte Albedowerte begrenzt wird (Semtner, 1976; Fichefet und Morales Maqueda, 1997).

Die thermodynamische Parametrisierung wird für alle Modelle einheitlich verwendet. Da die Größen Eisdicke und Eisausdehnung auch von dynamischen Prozessen abhängen, stellt sich die Frage, ob die anderen Rheologieansätze signifikante Abweichungen in der Eisdicke am Nordpol und der Eisausdehnung aufweisen. Kapitel 6 wird hierüber Auskunft geben.

5.1.2 Verhältnis der Schubspannungskoeffizienten c_a/c_w

Der zweite Optimierungsschritt betrifft unmittelbar die Meereisdynamik und wird daher für jedes Modell individuell durchgeführt. Das Verhältnis der atmosphärischen und ozeanischen Schubspannungskoeffizienten c_a/c_w hat einen entscheidenden Einfluß auf die Meereisdrift, da die Driftgeschwindigkeit in erster Ordnung durch die Balance zwischen ozeanischem und atmosphärischen Antrieb reguliert wird (Thorndike und Colony, 1982). c_a/c_w ist daher ein wichtiger zu optimierender Modellparameter (Harder, 1994; Fischer, 1995). Er wird so gewählt, daß die beobachtete mittlere tägliche Meereisgeschwindigkeit mit der vom Modell simulierten übereinstimmt. Hierfür werden die Beträge von allen täglichen Bojengeschwindigkeiten räumlich und zeitlich gemittelt und mit dem Mittelwert der korrespondierenden Modellgeschwindigkeiten verglichen.

Im Falle zu kleiner oder zu großer simulierter mittlerer Geschwindigkeiten wird das Verhältnis der Schubspannungskoeffizienten solange erhöht bzw. erniedrigt, bis die mittleren Geschwindigkeitsbeträge übereinstimmen. Hierbei wird c_w auf den von McPhee (1979) gemessenen Wert von $c_w = 5.5 \cdot 10^{-3}$ gesetzt. Die Meßwerte für den atmosphärischen Schubspannungskoeffizienten variieren in Abhängigkeit von der Stabilität der atmosphärischen Grenzschicht, den Eisverhältnissen und der Struktur der Schneeaufgabe deutlich (Overland, 1985; Andreas und Claffey, 1995). Die für die Modelle zugelassenen Werte für das Verhältnis der Schubspannungskoeffizienten werden auf das Intervall $[0.3, 0.6]$ eingeschränkt, um zu verhindern daß

c_a/c_w aufgrund einer fehlerhaften Beschreibung der internen Kräfte auf physikalisch unsinnige Werte gesetzt wird. Da der simulierte mittlere Geschwindigkeitsbetrag nahezu linear von dem Verhältnis c_a/c_w abhängt (Fischer, 1995) kann dieser Optimierungsschritt durch wenige Modellläufe durchgeführt werden. Die optimierten Verhältnisse der Schubspannungskoeffizienten c_a/c_w für die verschiedenen Modelle sind in Tabelle 5.1 zusammengefaßt.

Es fällt auf, daß sich für das CFM das kleinste c_a/c_w ergibt. Der Grund hierfür ist, daß das CFM keine Scherkräfte besitzt, die das Meereis abbremsen könnten. Es reichen daher schon relativ kleine atmosphärische Schubspannungen aus, um die mittlere beobachtete Meereisgeschwindigkeit zu reproduzieren. Im Gegensatz dazu besitzen das KNF und das FDK die größten Verhältnisse der Schubspannungskoeffizienten. Beide Modelle verwenden das maximal zugelassene c_a/c_w und unterschätzen trotzdem die mittlere Driftgeschwindigkeit (Abb. 6.11). Dies deutet darauf hin, daß die Wirkungen der internen Kräfte in beiden Modellen überschätzt werden. Das Verhältnis der Schubspannungskoeffizienten für das VPM von $c_a/c_w = 0.5$ liegt zwischen den Werten der anderen Modelle.

Die aufgeführten Werte sind gegenüber den Werten aus einer anderen Arbeit (Kreyscher et al., 1997), die ebenfalls die mittlere Driftgeschwindigkeit als Zielfunktion hatte, systematisch erhöht. Die Ursache hierfür ist die Verwendung unterschiedlicher Windantriebe. Die für die zitierte Untersuchung verwendeten ECMWF-10 m-Winde sind im Vergleich zu den hier verwendeten NCEP-10 m-Winden systematisch erhöht. Hilmer (1997) gibt an, daß die mittlere Windgeschwindigkeit der ECMWF-Analysen mit 5.5 m s^{-1} um ca. 0.5 m s^{-1} größer als die der NCEP-Reanalysen ist. Daher reichen bereits kleinere Verhältnisse der Schubspannungskoeffizienten aus, um die beobachtete mittlere Driftgeschwindigkeit zu reproduzieren. Hier zeigt sich der Einfluß der verwendeten Antriebe auf die Wahl der optimalen Modellparameter. Die beschriebenen Unterschiede von c_a/c_w innerhalb der Modellhierarchie sind jedoch unabhängig von den verwendeten Windantrieben (vgl. Kreyscher et al., 1997), da sie Ausdruck der zugrundeliegenden Modellphysik sind.

5.1.3 Parametrisierung der Eishärte

Neben den atmosphärischen und ozeanischen Antrieben wird die Meereisdrift stark durch die Größe der internen Kräfte im Meereis beeinflusst (Thorndike und Colony, 1982). Die internen Kräfte werden zum einen durch das angenommene Rheologiegesetz und zum anderen durch die großskalige Festigkeit des Meereises definiert. Alle Modelle besitzen einen zentralen Parameter, der die großskalige Eishärte bestimmt. Für das VPM, CFM und das KNF ist dies der Eishärteparameter P^* (Gl. 4.9) und für das FDK ist dies die kritische Eisdicke h_k (Abb. 4.5), ab der das Eis zum Driftstillstand gezwungen wird. In einem dritten Optimierungsschritt wird daher der Eishärteparameter für die verschiedenen Modelle optimiert.

Die Eishärteparameter werden anhand der beobachteten Histogramme der täglichen Bojengeschwindigkeiten optimiert, da die Verteilung der Driftgeschwindigkeiten charakteristisch für verschiedene Rheologieansätze ist (Ip, 1993; Kreyscher et al., 1997). So ist der hohe Anteil an kleinen Geschwindigkeiten ein wichtiges Indiz für das

	VPM	CFM	KNF	FDK
c_a/c_w	0.5	0.38	0.6	0.6
P^* [N m^{-2}] bzw. h_k [m]	14000	27500	30000	3

Tabelle 5.1: Werte der optimierten Modellparameter.

Wirken von internen Kräften (Thorndike and Colony, 1982). Die Geschwindigkeitsverteilungen der Bojendrift werden für die vier verschiedenen Jahreszeiten und für vier verschiedene Teilregionen der Arktis berechnet und mit den korrespondierenden Modelldaten verglichen. Durch systematische Variation der Eishärteparameter wird der optimale Wert für P^* bzw. h_k mit minimaler Abweichung zwischen beobachteten und simulierten Geschwindigkeitsverteilungen ermittelt. Tabelle 5.1 zeigt die sich ergebenden optimalen Eishärteparameter für die verschiedenen Modelle. Das VPM besitzt das kleinste P^* , da es als plastisches Medium mit Scherkräften am besten einen hohen Anteil an Driftstillstand simulieren kann. Das CFM und das KNF sind aufgrund fehlender Scherkräfte bzw. linear-viskosem Verhalten schlechter in der Lage, die Eisdrift zum Stillstand zu bringen und besitzen daher größere Eishärten. Das FDK ist nicht direkt vergleichbar, da h_k nicht die gleiche physikalische Bedeutung wie P^* hat. In Abschnitt 6.3.1 werden die Charakteristiken der optimierten Geschwindigkeitshistogramme für die verschiedenen Modelle ausführlich diskutiert.

5.2 Fehlermaße

Um die Abweichungen zwischen den simulierten und den gemessenen Größen zu quantifizieren, eignen sich je nach Anwendungsgebiet unterschiedliche Fehlermaße.

Ein grundlegendes Fehlermaß ist die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung (Root Mean Square)

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (d_i - m_i)^2} \quad , \quad (5.1)$$

wobei N die Anzahl der eingehenden Beobachtungsdaten d_i bzw. der Modelldaten m_i ist. Je größer der RMS-Wert ist, desto schlechter reproduziert das Modell die Beobachtungsdaten. Der RMS-Fehler erlaubt keine direkten Vergleiche zwischen verschiedenen physikalischen Größen, wie z.B. Eisdicke und Eisdrift, da er eine dimensionsbehaftete Größe ist. Er vermittelt jedoch einen unmittelbaren Eindruck von der Größe der Fehler und bildet die Grundlage für das weiter unten beschriebene Fehlermaß des *Skill*.

Um die Korrelation zwischen simulierten und beobachteten Größen m_i bzw. d_i zu bestimmen, wird der Korrelationskoeffizient r

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (m_i - \bar{m})(d_i - \bar{d})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (m_i - \bar{m})^2 \sum_{i=1}^N (d_i - \bar{d})^2}} \quad (5.2)$$

eingeführt, wobei N die Anzahl der eingehenden Beobachtungs- bzw. Modelldaten ist und \bar{m} und \bar{d} die Mittelwerte der entsprechenden Größen darstellen.

Da die Schätzung der Korrelation zwischen Beobachtung und Modell nur auf einer begrenzten Anzahl von Datenwerten beruht, wird zusätzlich der Mutungs- oder Vertrauensbereich Δr des Korrelationskoeffizienten berechnet

$$\Delta r = z_\alpha \frac{1 - r^2}{\sqrt{N - 1}} \quad (5.3)$$

Für ein Signifikanzniveau $\alpha = 0.95$, daß die Korrelation tatsächlich innerhalb des errechneten Intervalls $r \pm \Delta r$ liegt, wird $z_\alpha = 1.96$ gesetzt (Bronstein und Semendjajew, 1983).

Zur Untersuchung der Meereisdrift werden Geschwindigkeits- und Richtungsstatistiken herangezogen. Für die Bewertung der simulierten Geschwindigkeits- und Richtungsverteilungen innerhalb der Modellhierarchie wird der χ^2 -Test angewendet. Dieser testet die Hypothese H_0 , daß eine empirisch bestimmte Häufigkeitsverteilung einer theoretischen Verteilungsfunktion bis auf stochastische Abweichungen entspricht. Hierfür berechnet man die Testgröße

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^K \frac{(M_i - D_i)^2}{D_i} \quad (5.4)$$

wobei K die Anzahl der Histogrammklassen und M_i und D_i die Anzahl der modellierten bzw. beobachteten Werte in den entsprechenden Klassen ist. Da der χ^2 -Wert ein Maß für die Abweichung von der theoretischen Verteilung ist, lehnt man die Hypothese H_0 ab, falls dieser einen kritischen Wert χ_α^2 überschreitet. Der Grenzwert χ_α^2 ist abhängig von der Anzahl der Histogrammklassen und dem vorgegebenen Signifikanzniveau α (Bronstein und Semendjajew, 1983).

Bei der Bewertung der Rheologieansätze anhand der Geschwindigkeits- und Richtungsverteilungen kann der χ^2 -Test strenggenommen nicht angewendet werden, da die beobachteten Geschwindigkeits- und Richtungsverteilungen der Bojendrift keinen bekannten theoretischen Verteilungen entsprechen, sondern ihrerseits empirisch bestimmte Verteilungsfunktionen mit stochastischen Unsicherheiten darstellen. Daher kann die Hypothese H_0 für die einzelnen Modelle weder bestätigt noch verworfen werden. Der Vergleich der unterschiedlichen χ^2 -Werte innerhalb der Modellhierarchie ist aber dennoch sinnvoll und gibt einen guten Anhaltspunkt über die Güte der verschiedenen Modelle (Ip, 1993; Hibler, 1997). Je größer der χ^2 -Wert, desto größer sind die Fehler des Modells.

Um die Abweichungen zwischen Simulation und Beobachtung für alle betrachteten Größen (Eisdicke, Eisausdehnung und Meereisdrift) untereinander vergleichbar zu machen, wird zusätzlich das Fehlermaß *Skill* (Fähigkeit, Geschick) eingeführt. Der Skill basiert auf der mittleren quadratischen Abweichung zwischen Beobachtung und Simulation. Diese wird zusätzlich mit dem Fehler der Beobachtungsdaten gewichtet und normiert, so daß der Skill eine dimensionslose Größe ist. Holloway und Sou (1996) verwendeten dieses Fehlermaß für den Vergleich verschiedener Ozeanmodelle mit Messungen aus verankerten Geschwindigkeitsmessern. Der Skill der Meereismodelle kann daher direkt mit der Güte der großskaligen Ozeanmodelle verglichen werden (Kap. 7).

Für die Definition des Skill werden folgende Größen eingeführt (Holloway und Sou, 1996)

$$eKE = 0.5(\mathbf{m} - \mathbf{d})\mathbf{V}^{-1}(\mathbf{m} - \mathbf{d}) \quad (5.5)$$

$$dKE = 0.5\mathbf{d}\mathbf{V}^{-1}\mathbf{d} \quad (5.6)$$

$$mKE = 0.5\mathbf{m}\mathbf{V}^{-1}\mathbf{m} \quad (5.7)$$

wobei der Vektor \mathbf{m} die Modelldaten m_i und \mathbf{d} die entsprechenden Beobachtungsdaten d_i enthält. \mathbf{V} ist eine diagonale Gewichtungsmatrix, die die Standardabweichungen σ_i^2 der einzelnen Meßwerte enthält und zu $Spur\mathbf{V} = 1$ normiert ist.

Die Größe eKE (error kinetic energy) ist ein Maß für den gewichteten Fehler, dKE und mKE (data kinetic energy bzw. model kinetic energy) beschreiben die Variabilität der Beobachtungs- bzw. Modelldaten. Es erweist sich als zweckmäßig

$$SkillE = (dKE - eKE)/(dKE + eKE) \quad (5.8)$$

zu definieren, so daß ein fehlerfreies Modell $SkillE = 1$ erreicht und ein Modell mit sehr großen Fehlern sich $SkillE = -1$ nähert. Vergleicht man den SkillE des Modells mit SkillF eines vollkommen stochastischen Datensatzes, so erhält man das eigentliche Fehlermaß

$$Skill = SkillE - SkillF \quad (5.9)$$

mit

$$SkillF = -mKE/(2dKE + mKE) \quad (5.10)$$

Der Skill ist ein Maß für die Güte des Modells gegenüber einem rein stochastischen Modell ohne jeglichen physikalischen Inhalt. Der Skill liegt nicht mehr innerhalb des Intervalls $[-1,1]$, sondern ist leicht in Richtung positiver Werte verschoben. Negative Skill-Werte - diese treten tatsächlich auf - zeigen starke systematische Fehler des Modells an.

Um die Robustheit der Fehlermaße RMS und Skill gegenüber den Fehlern in den Beobachtungsdaten abzuschätzen, werden jeweils Vertrauensbereiche ΔRMS bzw. $\Delta Skill$ angegeben. Diese werden ermittelt, indem aus den Beobachtungsdaten zufällig veränderte Testdaten errechnet werden. Die Standardabweichung der Testdaten von den Originaldaten wird dabei gerade so gewählt, daß sie dem Fehler der Beobachtungsdaten entspricht. Die RMS- und Skill-Werte werden für eine große Zahl von Testdatensätzen errechnet und aus ihrer Standardabweichung die Vertrauensbereiche ΔRMS bzw. $\Delta Skill$ berechnet. Unterschiede zwischen zwei Modellen, die innerhalb dieser Vertrauensbereiche liegen, sind nicht signifikant und könnten auch durch Fehler in den Beobachtungsdaten verursacht sein.

Kapitel 6

Ergebnisse des Modellvergleichs

6.1 Eisdicke

6.1.1 Großskalige Eisdickenverteilung

Um die Frage zu beantworten, wie sich die unterschiedlichen Rheologieansätze auf die großskalige räumliche Verteilung der Eisdicke auswirken, werden die über 17 Jahre gemittelten winterlichen räumlichen Eisdickenverteilungen für die einzelnen Modelle berechnet (Abb. 6.1). Das VPM prognostiziert die größten Eisdicken nördlich von Grönland und nördlich des kanadischen Archipels. Dies steht in qualitativer Übereinstimmung mit der quasiklimatologischen winterlichen Eisdickenverteilung nach Bourke und McLaren (1992) (Abb. 2.2). Das CFM besitzt im Gegensatz dazu sein Eisdickenmaximum in der Beaufortsee. Wegen der Vernachlässigung der Scherkräfte kann das Meereis leicht entlang der Küsten gleiten, so daß sich das Gebiet mit maximaler Eisdicke gegenüber dem VPM deutlich verlagert. Das KNF liefert ein sehr ähnliches Muster der Eisdickenverteilung wie das VPM - mit dem Unterschied, daß es wesentlich größere maximale Eisdicken erreicht. Das KNF ist aufgrund seines linear-viskosen Verhaltens nicht so gut in der Lage, die konvergente Deformation des Meereises zu verhindern. Das FDK zeigt eine fast homogene Eisdickenverteilung von über 5 m für die gesamte Arktis. Dies widerspricht deutlich den Erkenntnissen, die über die arktische Eisdickenverteilung gewonnen wurden (Bourke und McLaren, 1992; Barry et al., 1993).

Nach den Daten von Bourke und McLaren (1992) erscheint die Eisdickenverteilung des VPM am realistischsten. Da diese Daten aber nicht aus den gleichen Jahren wie die Modellsimulationen stammen und die genauen Orte und das Datum der Messungen nicht vorliegen, kann kein Vergleich durchgeführt werden, der eine quantitative Bewertung der Modellergebnisse zuließe.

6.1.2 Vergleich mit den ULS-Daten

Die zahlreichen ULS-Daten, für die sowohl Ort als auch Datum der Messung vorliegen, erlauben eine quantitative Bewertung der Modellergebnisse. Der Eisdicke am Nordpol fällt dabei eine besondere Bedeutung zu, da diese zur Optimierung der

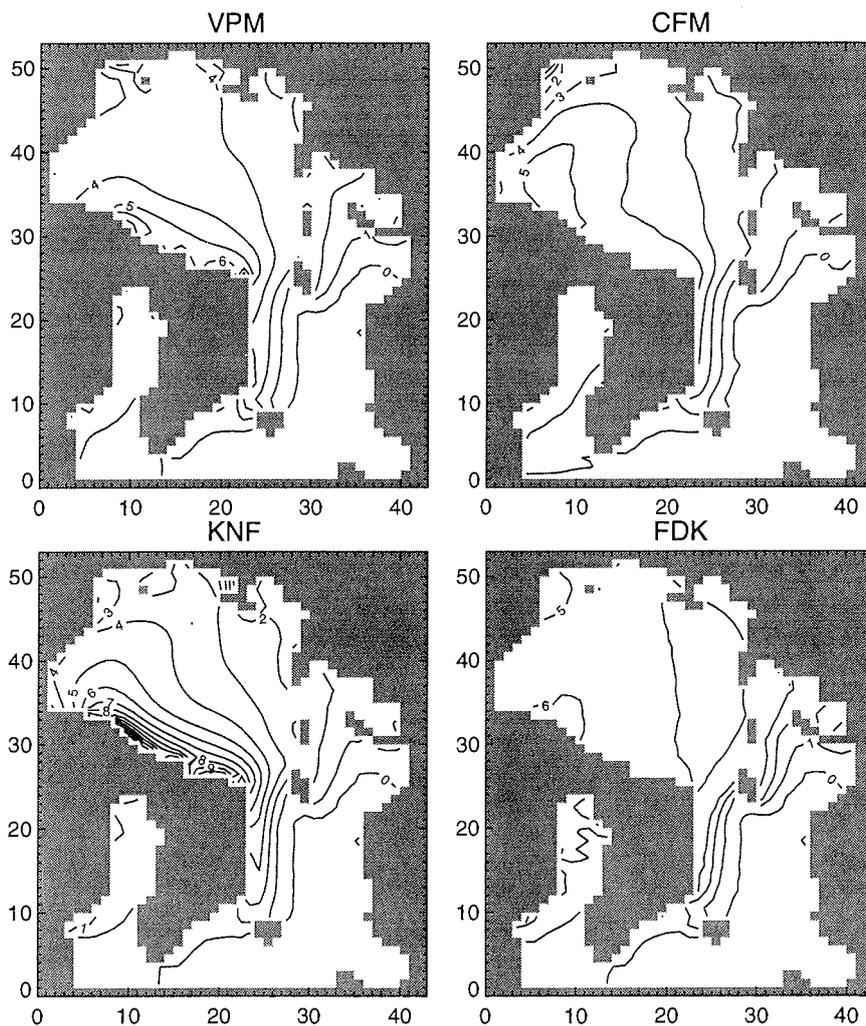


Abbildung 6.1: Mittlere räumliche Eisdickenverteilung [m] des Monats März für den Zeitraum von 1979 bis 1995.

Thermodynamik dient (Abschnitt 5.1). Da für die Optimierung der Thermodynamik das VPM verwendet wurde, stimmen beobachtete und simulierte mittlere Eisdicken am Nordpol für das VPM überein (Tab. 6.1). Die anderen Modelle verwenden die gleiche thermodynamische Parametrisierung und prognostizieren aufgrund ihrer unterschiedlichen Rheologieansätze leicht verschiedene mittlere Eisdicken am Nordpol.

Die in Tabelle 6.1 aufgeführten Werte zeigen, daß das CFM leicht reduzierte Eisdicken in der zentralen Arktis prognostiziert. Das CFM verhindert die konvergente Deformation des Meereises vor der nordgrönländischen und nordkanadischen

Eisdicke [m]	Beobachtung	VPM	CFM	KNF	FDK
Nordpol	4.1 ± 0.3	4.1	3.6	4.4	5.1

Tabelle 6.1: *Mittlere Eisdicke der ULS-Messungen am Nordpol und die korrespondierenden Mittelwerte der verschiedenen Modelle.*

Küste am effektivsten, da die fehlenden Scherkräfte ein Ausweichen des Meereises parallel zur Küste begünstigt. Die mittlere Eisdicke des KNF ist im Vergleich zum VPM leicht erhöht, da der linear-viskose Ansatz vermehrt konvergente Deformation zuläßt und somit die Eisdicke aufgrund dynamischer Prozesse erhöht wird. Das FDK prognostiziert innerhalb der Modellhierarchie die größte Eisdicke am Nordpol. Die lokale Korrektur der Geschwindigkeiten erzeugt stark unterschiedliche Deformationsraten zwischen benachbarten Gitterzellen und erhöht damit den Anteil offenen Wassers. Dies führt im Winter zu erhöhten Wärmeffüssen von der Deckschicht in die Atmosphäre, die ein verstärktes Wachstum des Meereises bedingen.

Die Zeitserien der einzelnen ULS-Messungen im Vergleich mit den simulierten Daten (Abb. 6.2) zeigen die Auswirkungen der verschiedenen Rheologieansätze auf die regionale Verteilung und den Jahresgang der Eisdicke.

Die Beobachtungsdaten für den Nordpol (ULS 10) stammen mit einer Ausnahme aus den Monaten April und Mai des arktischen Spätwinter. Für diese Monate liegen die Werte des VPM, CFM und KNF dicht beieinander. Die beobachtete extreme Eisdickenanomalie im Mai 1979 kann von keinem der Modelle reproduziert werden. Die Eisdicke ist die am langsamsten reagierende Meereisgröße, Anomalien der Eisdicke können sich über mehrere Jahre auswirken (Flato, 1995). Da die Antriebsdaten erst ab 1979 vorliegen und dynamische oder thermodynamische Anomalien des vorangegangenen Jahres vom Modell nicht erfaßt werden, könnte dies der Grund für die von allen Modellen unterschätzte Eisdicke im Mai 1979 sein.

Für den einzigen sommerlichen Meßwert am Nordpol im September 1989 weisen alle Modelle eine zu niedrige Eisdicke auf. Die Modelle prognostizieren eine über 1 m kleinere sommerliche Eisdicke als im Winter. Die Beobachtungsdaten zeigen im Gegensatz dazu eine größere sommerliche Eisdicke für das Jahr 1989 als der Mittelwert aus den winterlichen Daten.

Betrachtet man die Messungen in der Framstraße (ULS 1-8), so zeigt sich auch hier in fast allen Jahren eine systematische Unterschätzung der Eisdicke in den Sommermonaten Juli, August, September und Oktober. Dies betrifft alle Modelle gleichermaßen. Die Eisdicke in der Framstraße hängt maßgeblich von den Eisverhältnissen in ihrem Einzugsbereich ab. Somit spiegeln zu niedrige Eisdicken in der Framstraße erniedrigte Eisdicken in der zentralen Arktis oder nördlich von Grönland wider.

Ein Grund hierfür ist vermutlich die vereinfachte Thermodynamik, die auf dem Nullschichtenmodell von Semtner (1976) basiert. Die Vernachlässigung von latenter

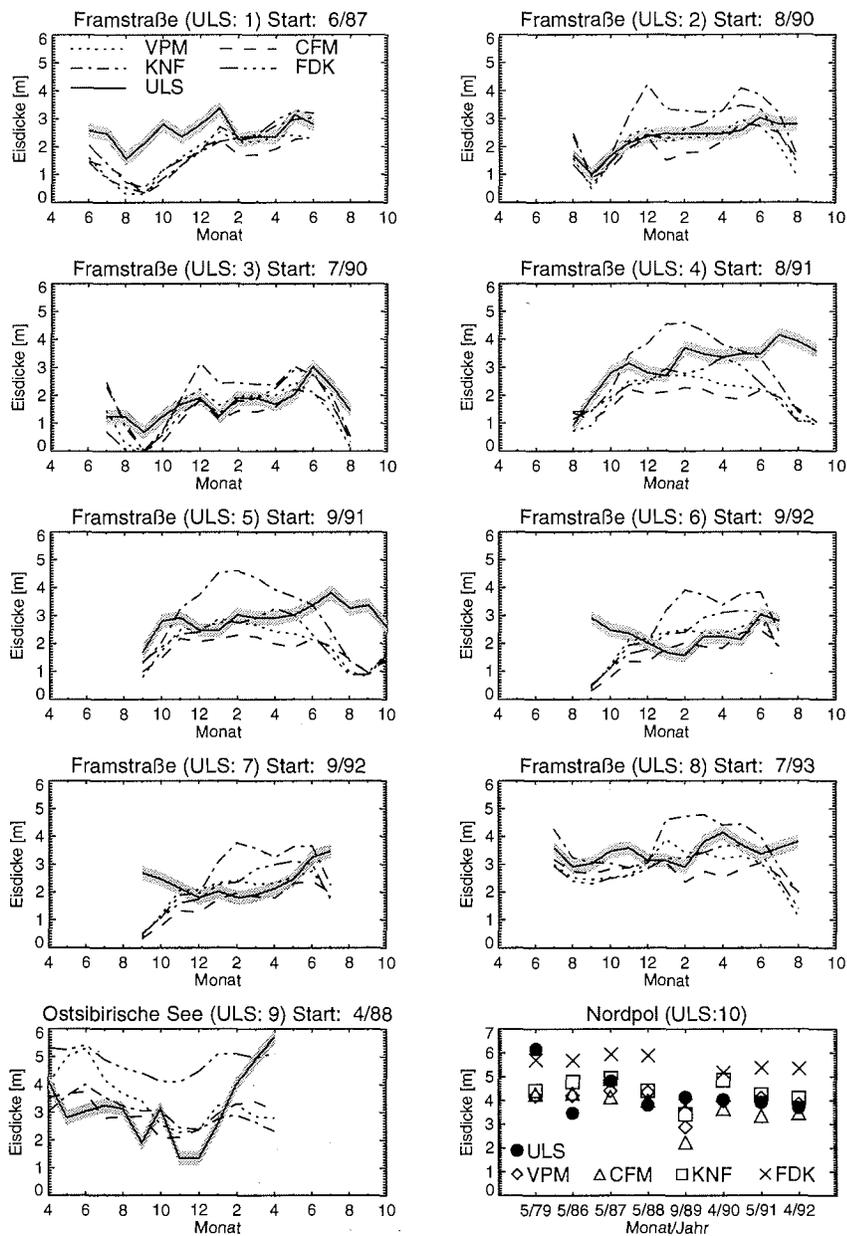


Abbildung 6.2: Zeitserien der gemessenen und simulierten Eisdicken für die Framstraße, die Ostsibirische See und den Nordpol (vgl. Abb. 2.3). Für die Beobachtungsdaten ist jeweils der geschätzte Fehler von 25 cm (Abschnitt 2.1) als schattierter Bereich angegeben. Die Ordinate für die Messungen in der Framstraße und der Ostsibirische See sind so gewählt, daß alle Diagramme im April beginnen.

und sensibler Wärmespeicherung im Meereis bewirkt ein zu rasches Schmelzen des Meereises im Sommer. Die thermodynamischen Sensitivitätsexperimente von Fichefet und Morales Maqueda (1997) belegen den großen Einfluß der latenten Wärmespeicherung auf das sommerliche Eisvolumen in der Arktis.

Die Beobachtungsdaten in der Ostsibirischen See (ULS 9) zeichnen sich durch eine hohe Variabilität auf monatlicher Zeitskala aus. Diese wird durch die Nähe zur Küste mitverursacht, die das Auftreten von stark deformiertem Meereis begünstigt. Die Ostsibirische See zeichnet sich zusätzlich in Modellsimulationen durch eine große interannuale Variabilität in der Eisdicke aus (Hilmer, 1997). Die Modelle simulieren die mittlere Eisdicke in der Ostsibirischen See gut, sind aber nicht in der Lage, den starken Anstieg der Eisdicke im Frühjahr 1989 zu reproduzieren. Das FDK überschätzt die Eisdicke in dieser Region systematisch während des ganzen Jahres.

Tabelle 6.2 zeigt die Ergebnisse des Eisdickenvergleichs für die verschiedenen Modelle als RMS-Fehler und als Skill-Werte. Die Daten wurden so gewichtet, daß die drei Regionen gleichberechtigt zur Bewertung der Modelle beitragen. Der angegebene Vertrauensbereich der Fehlermaße wird nach dem in Abschnitt 5.2 dargestellten Verfahren berechnet und gibt die Schwankungsbreite der Fehlermaße aufgrund von Beobachtungsfehlern wieder. Die kleinsten RMS-Fehler weisen das CFM und das VPM auf. Das KNF und das FDK schneiden signifikant schlechter ab. Der Skill ergibt ein etwas anderes Bild. Hier erzielen alle Modelle, mit Ausnahme des FDK, sehr ähnliche Werte. Die Unterschiede zwischen dem VPM, CFM und dem KNF sind nicht signifikant und liegen innerhalb des angegebenen Vertrauensbereichs.

Durch die zur Verfügung stehenden Eisdickendaten läßt sich nur das FDK mit Sicherheit als schlechtestes Modell identifizieren. Die anderen Modelle besitzen zwar deutliche Abweichungen gegenüber den Beobachtungsdaten, diese sind aber so ähnlich, daß keine Rangfolge innerhalb der Modellhierarchie aufgestellt werden kann.

Eisdicke	VPM	CFM	KNF	FDK
RMS-Fehler [m]	0.94 ± 0.04	0.85 ± 0.04	1.18 ± 0.04	1.14 ± 0.04
Skill	1.17 ± 0.02	1.18 ± 0.02	1.20 ± 0.02	1.08 ± 0.02

Tabelle 6.2: *RMS-Fehler [m] und Skill-Werte für die simulierte Eisdicke.*

Warum zeigen sich die deutlichen Unterschiede in den räumlichen Eisdickenverteilungen der verschiedenen Modelle (Abb. 6.1) nicht auch bei dem Vergleich mit den ULS-Daten? Der Grund hierfür liegt in der für diesen Zweck ungeeigneten Position der ULS-Messungen. In Abbildung 6.3 sind fünf Testgebiete markiert und die zugehörigen winterlichen Eisdicken für die verschiedenen Modelle abgebildet. Für drei der eingezeichneten Testregionen - den Nordpol (A), die Framstraße (E) und die Ostsibirische See (D) - liegen ULS-Daten vor. Die drei interessantesten Modelle, das VPM, das CFM und das KNF unterscheiden sich jedoch in diesen drei Regionen kaum. Daher fällt die Bewertung der Modellhierarchie anhand der vorhandenen Eisdickendaten auch nicht signifikant aus. Nur das FDK zeichnet sich durch systematisch größere Eisdicken aus. Könnte man die Testregionen **B** und **C**

in den Vergleich einbeziehen, so ließen sich aufschlußreiche Erkenntnisse gewinnen, da die Eisdickenverteilung in diesen Regionen das Materialverhalten von Meereis widerspiegelt:

- Das VPM und das CFM unterscheiden sich am stärksten in Testregion C. Der Gradient der Eisdicke zwischen Testregion B und C ist daher ein Maß für das Verhältnis von Scher- zu Kompressionskräften.
- Das VPM und das KNF unterscheiden sich am stärksten in Testregion B. Der Gradient der Eisdicke zwischen Testregion A und B gibt daher Auskunft über das Auftreten von plastischem Verhalten, linear-viskosem Verhalten oder einer Mischung aus beiden.

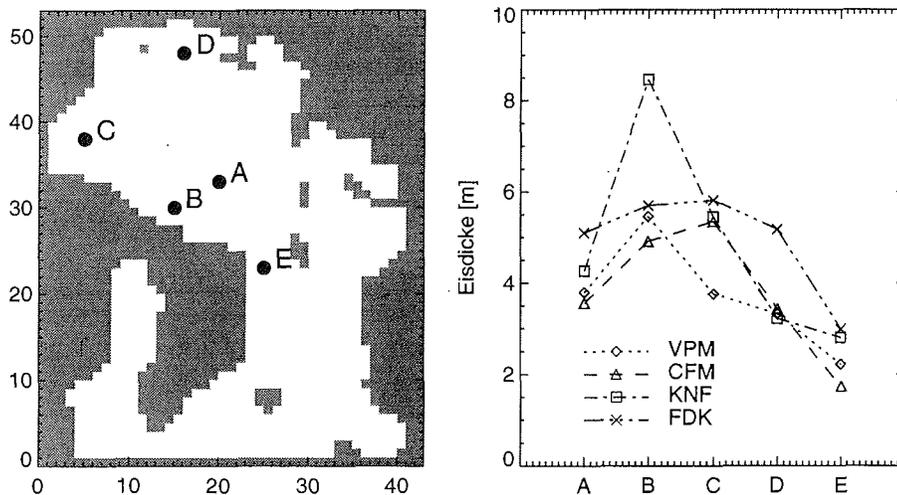


Abbildung 6.3: Verschiedene Testregionen in der Arktis und die zugehörigen mittleren Eisdicken des Monats März für die verschiedenen Modelle.

Dies verdeutlicht die Möglichkeiten, die die räumliche Eisdickenverteilung für die Untersuchung von Meereisrheologien bietet. Die in naher Zukunft erwartete Veröffentlichung weiterer Eisdickenmessungen mit Orts- und Datumsangabe (Abschnitt 2.1) wird die Datenbasis für die Eisdicke erweitern und damit wertvolle Erkenntnisse über die großskaligen Materialeigenschaften des Meereises liefern.

6.2 Eisausdehnung

Die Eisausdehnung unterliegt ausgeprägten saisonalen und interannualen Schwankungen, deren geographische Verteilung Abbildung 2.4 in Abschnitt 2.2 aufzeigt. Der starke saisonale Zyklus der Eisausdehnung belegt den Einfluß thermodynamischer Prozesse. Die Arbeiten von Holland et al. (1993) für die Arktis und von Fischer (1995) aus dem antarktischen Weddellmeer zeigen, daß die Lufttemperatur die Lage der Eiskante als dominierender Faktor bestimmt. Eine Erniedrigung oder Erhöhung der Lufttemperatur um weniger als ein Grad Celsius führt in den Modellrechnungen zu einer deutlichen Reduktion bzw. Vergrößerung der eisbedeckten Fläche. Die Eiskante orientiert sich hierbei an der 0°C -Isolinie der Lufttemperatur.

Im folgenden wird untersucht, inwieweit die Eisausdehnung in der Arktis durch dynamische Prozesse beeinflusst wird und ob die verschiedenen Ansätze zur Beschreibung der Meereisrheologie einen Einfluß auf die Lage der Eiskante haben.

6.2.1 Modellvergleich für Zeitserien der Eisausdehnung

Für die Berechnung der beobachteten Eisausdehnung werden die auf das Modellgitter interpolierten SMMR- und SSM/I-Daten verwendet (Abschnitt 2.2). Die Eiskante ist hierbei durch die 15%-Isolinie der Eiskonzentration definiert. Es gehen nur Daten aus der zentralen Arktis und den angrenzenden Meeresgebieten Barentssee, Europäisches Nordmeer und Grönlandsee ein; die Labradorsee und die Beringsee werden nicht betrachtet.

Um einen Überblick über das Verhalten der Modelle zu erhalten, wird der *mittlere* Jahresgang der Eisausdehnung für die Jahre von 1979 bis 1995 mit der Beobachtung verglichen (Abb. 6.4).

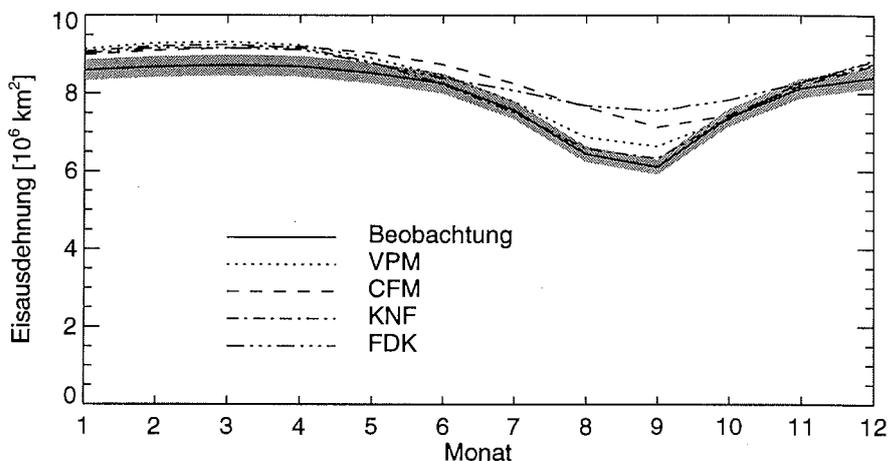


Abbildung 6.4: Beobachteter und simulierter mittlerer Jahresgang der Eisausdehnung für den Zeitraum von 1979 bis 1995. Der Fehler der Beobachtungsdaten wird durch den grauen Bereich dargestellt.

Die beobachtete Eisausdehnung in der zentralen Arktis ist geprägt durch einen deutlichen Jahresgang mit einer minimalen Ausdehnung von $6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ im September und einer maximalen Eisbedeckung von $8.7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ im März. Die simulierte mittlere Eisausdehnung der Modelle (VPM: $8.3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, CFM: $8.5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, KNF: $8.2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, FDK: $8.5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) liegt über der beobachteten mittleren Eisausdehnung von $8.0 \pm 0.2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Es fällt auf, daß die Modelle in den Wintermonaten einheitlich die Eisausdehnung überschätzen. Im Sommer zeigen sich zusätzlich deutliche Unterschiede innerhalb der Modellhierarchie. Dies deutet darauf hin, daß die Wintersituation kaum durch die verschiedenen Rheologieansätze beeinflusst wird und die beobachtete systematische Abweichung auf thermodynamische Effekte zurückzuführen ist.

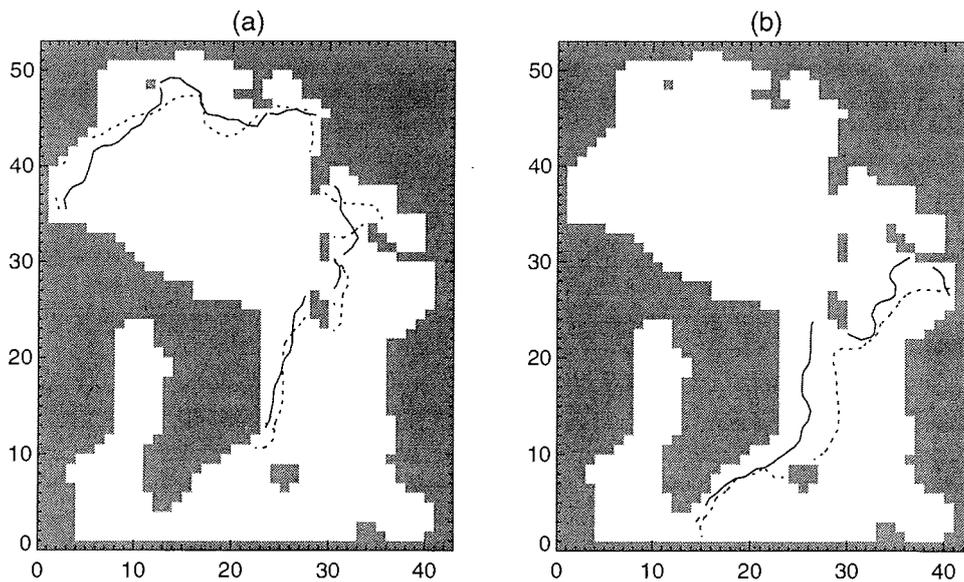


Abbildung 6.5: Beobachtete (durchgezogene Linie) und vom VPM simulierte (gestrichelte Linie) Eisausdehnung im a) September 1993 b) März 1993.

Der Einfluß thermodynamischer Prozesse wird deutlich, wenn man die geographische Lage der vom VPM simulierten Eiskante mit der Lage der beobachteten Eiskante vergleicht (Abb. 6.5). Die simulierte sommerliche Eisausdehnung im Jahr 1993 weist keine systematischen Fehler auf. Das VPM reproduziert den Verlauf der beobachteten Eiskante bis auf regionale Abweichungen gut. Im Winter des gleichen Jahres zeigt sich dagegen eine deutlich überschätzte Eisausdehnung in der Barentssee und dem Europäischen Nordmeer. Diese Meeresgebiete werden stark durch die warmen Ausläufer des Golfstroms beeinflusst. Der den Modellen vorgeschriebene ozeanische Wärmefluß Q_t vom tiefen Ozean in die Deckschicht, der die horizontalen ozeanischen Wärmeflüsse repräsentiert (Abschnitt 3.4.2), ist in dieser Region auch tatsächlich sehr groß (Abb. 3.5), reicht aber offensichtlich nicht aus, die Eisausdeh-

nung zu begrenzen.

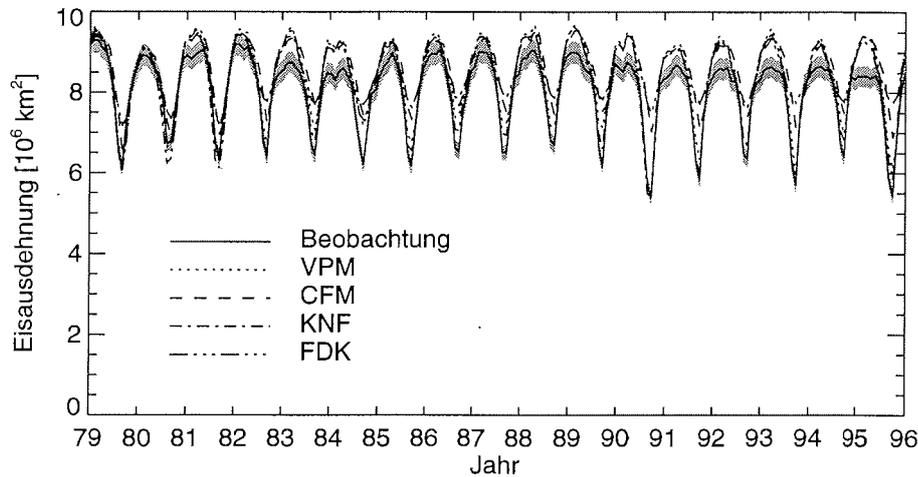


Abbildung 6.6: Monatliche Zeitserien der Eisausdehnung im Zeitraum von 1979 bis 1995.

Die Ergebnisse gekoppelter Eis-Ozeanmodelle bestätigen den starken Einfluß der ozeanischen Wärmeflüsse in diesen Regionen (Hibler und Bryan, 1987). Es liegt daher nahe, die überschätzte winterliche Eisausdehnung der Modelle auf eine unzureichende Qualität des ozeanischen Antriebs zurückzuführen.

Neben dem saisonalen Zyklus besitzt die Eisausdehnung auch eine deutliche interannuale Variabilität, welche in der Zeitserie der monatlich gemittelten Eisausdehnung für den Zeitraum von 1979 bis 1995 zum Ausdruck kommt (Abb. 6.6).

Eisausdehnung	VPM	CFM	KNF	FDK
RMS-Fehler [10^6 km^2]	0.48 ± 0.06	0.66 ± 0.05	0.42 ± 0.06	0.7 ± 0.04
Skill	1.347 ± 0.002	1.347 ± 0.002	1.343 ± 0.002	1.346 ± 0.002

Tabelle 6.3: RMS-Fehler [10^6 km^2] und Skill-Werte für die monatlichen Zeitserien der Eisausdehnung.

Signifikante Unterschiede innerhalb der Modellhierarchie treten bei den monatlichen Zeitserien nur in den Sommermonaten auf. Die Eisausdehnung der anderen Monate wird von den Modellen sehr ähnlich prognostiziert. Dies hat zur Folge, daß die in Tabelle 6.3 aufgeführten RMS- und Skill-Werte relativ kleine Unterschiede aufweisen. Bei den RMS-Fehlern schneiden das VPM und das KNF am besten ab, und beim Skill weisen das VPM und das CFM die besten Werte auf. Insgesamt sind die Unterschiede aber so klein, daß die monatliche Zeitserie der Eisausdehnung nur eingeschränkt zur Bewertung der Modelle herangezogen werden kann.

6.2.2 Anomalien der sommerlichen Eisausdehnung

Da die Unterschiede innerhalb der Modellhierarchie bei der Eisausdehnung in den Sommermonaten am größten sind (Abb. 6.4 und 6.6), konzentriert sich dieser Abschnitt auf die interannualen Anomalien der Eisausdehnung im September. Der Monat September wurde gewählt, da in diesem Monat das Meereis seine minimale Ausdehnung erreicht (Abb. 6.4).

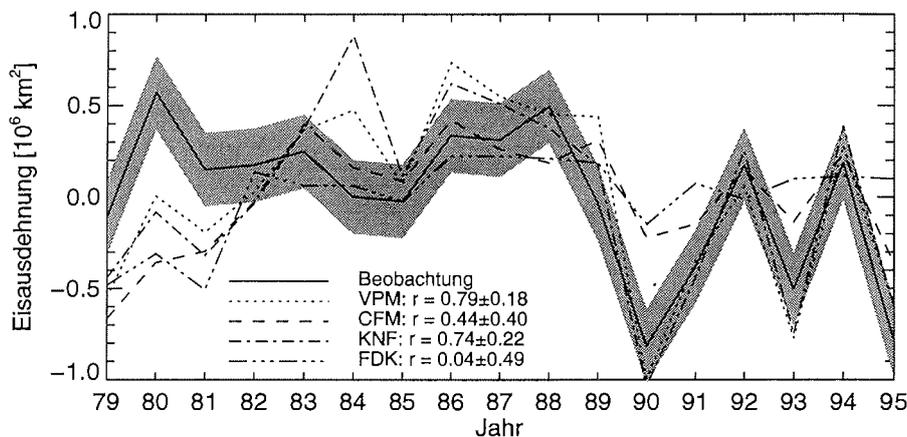


Abbildung 6.7: Anomalien der Eisausdehnung im September. Der graue Bereich stellt den Fehler der Beobachtungsdaten dar. r gibt die Korrelation zwischen der beobachteten und den simulierten Zeitserien an.

Die verschiedenen Rheologieansätze haben einen deutlichen Einfluß auf die Anomalien der sommerliche Eisausdehnung (Abb. 6.7). Das VPM und das KNF vermögen einen Großteil der sommerlichen Anomalien zu simulieren, wohingegen das CFM und das FDK nur eingeschränkt in der Lage sind die beobachteten sommerlichen Eisanomalien zu reproduzieren. Dies spiegelt sich auch deutlich in den RMS-Fehlern und den Skill-Werten für die einzelnen Modelle wider (Tab. 6.4).

Anomalien der sommerlichen Eisausdehnung	VPM	CFM	KNF	FDK
RMS-Fehler [10^6 km^2]	0.3 ± 0.1	0.38 ± 0.1	0.34 ± 0.1	0.44 ± 0.1
Skill	0.71 ± 0.22	0.27 ± 0.1	0.6 ± 0.16	0.02 ± 0.05

Tabelle 6.4: RMS-Fehler [10^6 km^2] und Skill-Werte für die Anomalien der sommerlichen Eisausdehnung.

Um den Einfluß der Dynamik auf die Anomalien der sommerlichen Eisausdehnung zu untersuchen, werden Sensitivitätsläufe mit dem VPM mit Standardantrieb,

dem VPM mit klimatologischem Temperaturantrieb und mit einem rein thermodynamischen Modell mit voller Variabilität der Lufttemperatur durchgeführt. Die Simulationen belegen, daß ein dynamisches Modell ohne interannuale Variabilität im thermodynamischen Antrieb in der Lage ist, die ausgeprägten Anomalien in der sommerlichen Eisausdehnung zu reproduzieren (Abb. 6.8). Der Korrelationskoeffizient des rein thermodynamischen Modells ($r = 0.01 \pm 0.5$) ist wesentlich schlechter als der der beiden anderen Modelle, obwohl dieses die interannualen Anomalien der Lufttemperatur enthält.

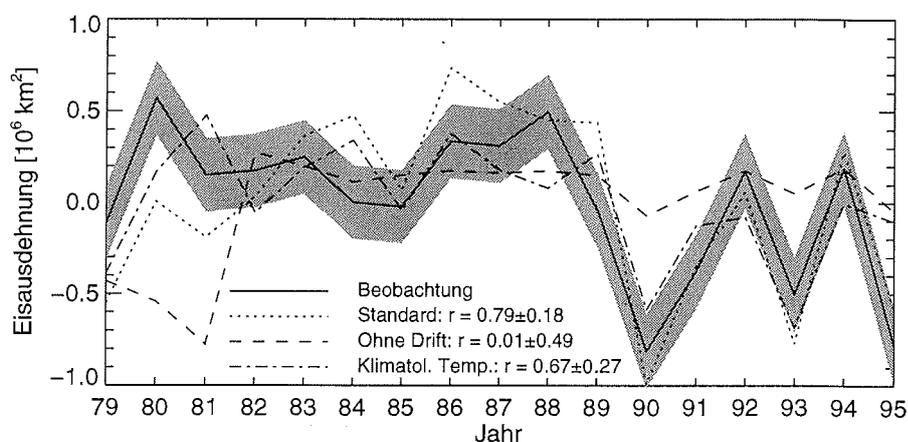


Abbildung 6.8: Anomalien der Eisausdehnung im September für die Beobachtung, den Standardlauf des VPM, einen rein thermodynamischen Lauf ohne Meereisdrift und einen Lauf mit klimatologischem Temperaturantrieb. r gibt die Korrelation zwischen der beobachteten und den simulierten Zeitserien an.

Serreze et al. (1995) kommen in ihrer Arbeit zu dem Schluß, daß die bisher größte beobachtete negative Anomalie der Eisausdehnung im Sommer 1990 auf eine verfrüht einsetzende Schneeschmelze, verursacht durch eine ausgeprägte Warmluftadvektion, zurückzuführen sei. Die Autoren räumen ein, daß dynamische Effekte diesen Vorgang unterstützt haben könnten. Die hier gezeigten Modellergebnisse deuten dagegen darauf hin, daß die Anomalie der Eisausdehnung im Sommer 1990 zum überwiegenden Teil dynamischer Natur war und auch ohne eine Temperaturanomalie zu beobachten gewesen wäre.

Wie läßt sich die starke Abhängigkeit der sommerlichen Eisausdehnung von dynamischen Effekten erklären? Einen ersten Hinweis zur Beantwortung dieser Frage zeigt Abbildung 6.9, in der der mittlere Windantrieb im August für die Jahre 1990 und 1994 dargestellt ist. Zusätzlich sind die beobachteten Eiskanten im darauffolgenden Monat September eingezeichnet. Das Jahr 1990 zeichnet sich durch eine extrem niedrige Eisausdehnung aus, während 1994 eine relativ große Eisausdehnung aufweist (vgl. Abb. 6.8). Betrachtet man das Windfeld, so erkennt man einen ausgeprägten antizyklonalen Wirbel im August 1990 und einen zyklonalen Wirbel im

August 1994. Die Meereisdrift wird aufgrund der Corioliskraft gegenüber dem Windantrieb um typischerweise 25° nach rechts abgelenkt (Thorndike und Colony, 1982). Dies bedeutet, daß das Meereis durch ein Windfeld mit antizyklonaler Zirkulation in das Zentrum des Wirbels getrieben und die Eisausdehnung verkleinert wird. Umgekehrt wird durch einen zyklonalen Wirbel das Meereis nach außen getrieben und die Eisausdehnung vergrößert.

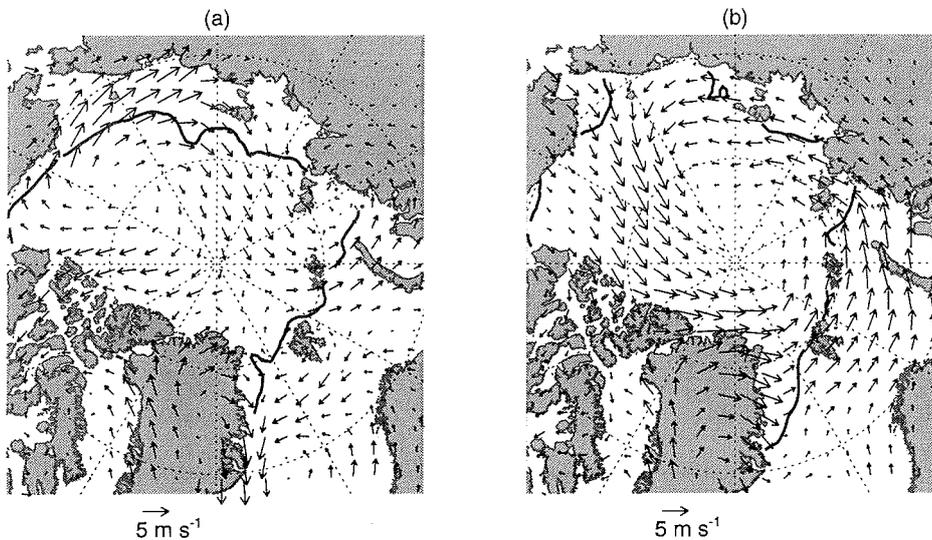


Abbildung 6.9: Mittlere Windgeschwindigkeit im August und beobachtete Eisausdehnung im darauffolgenden September a) 1990 b) 1994.

Um diesen Sachverhalt zu belegen, wird die Zirkulation des Windfeldes entlang der klimatologischen sommerlichen Eiskante für den gesamten Zeitraum von 1979 bis 1995 berechnet (Abb. 6.10a). Es zeigt sich eine signifikante Korrelation ($r = 0.63 \pm 0.3$) zwischen den beobachteten Anomalien der Zirkulation der Oberflächenwinde und den Anomalien der beobachteten Eisausdehnung. Insbesondere die extremen Maxima und Minima der Zeitserien korrespondieren gut. Weiterhin ist eine systematische Abweichung zwischen beiden Kurven zu erkennen.

Durch lineare Regression wird zusätzlich der Trend beider Zeitreihen berechnet (Abb. 6.10a). Für die sommerliche Eisausdehnung ergibt sich eine Abnahme um $0.7\%/Jahr$. Dieser Wert steht in guter Übereinstimmung mit den Untersuchungen von Maslanik et al. (1996), die eine Abnahme der sommerlichen Eisausdehnung um $0.6\%/Jahr$ für den gleichen Zeitraum und das gleiche Gebiet festgestellt haben. Die Zirkulation des Windfeldes nimmt im Gegensatz zur Eisausdehnung während des beobachteten Zeitraumes zu. Auch dies wird durch Maslanik et al. (1996) bestätigt, die im Jahresmittel eine Zunahme der Tiefdruckgebiete seit 1985 nachweisen konnten.

Zieht man von beiden Zeitserien den jeweiligen linearen Trend ab, so ergibt sich eine hohe Korrelation von $r = 0.95 \pm 0.05$ zwischen den Anomalien der sommerlichen Eisausdehnung und der Windzirkulation (Abb. 6.10b). Dies bedeutet, daß sich die Variabilität der sommerlichen Eisausdehnung von Jahr zu Jahr fast vollständig

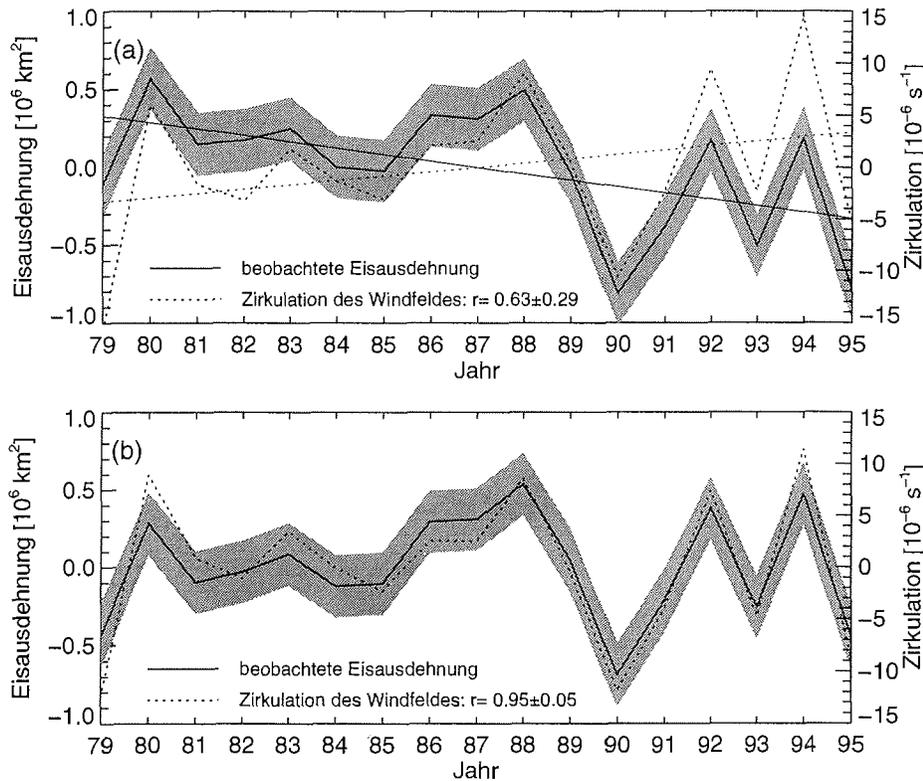


Abbildung 6.10: Zeitserien der Anomalien der beobachteten sommerlichen Eisausdehnung (September) und der Zirkulation des mittleren Windfeldes im August und September a) mit eingezeichneten linearen Trends b) nach Abzug der linearen Trends. r gibt die Korrelation zwischen den verschiedenen Zeitserien an.

durch Anomalien im Windantrieb erklären läßt. Hierbei ist zu beachten, daß nur die Eisausdehnung durch dynamische Effekte verändert wird. Das sommerliche Eisvolumen und die mit Eis bedeckte Wasserfläche werden durch das Auseinanderdriften des Eisfeldes nicht direkt beeinflusst.

Der langjährig gegenläufige Trend beider Zeitreihen läßt sich nicht durch dynamische Effekte erklären. Hier könnte sich die Wirkung thermodynamischer Prozesse zeigen. Die aktuellen Klimamodelle sagen bei erhöhten CO_2 -Konzentrationen eine markante Erwärmung der Arktis voraus (IPCC, 1996). Tatsächlich wird ein positiver Trend der Lufttemperatur seit den 60er Jahren an arktischen Landstationen gemessen (Jones, 1994). Dieser sollte sich durch eine Reduktion des Eisvolumens bemerkbar machen. Da das Eisvolumen der Arktis aber nicht direkt meßbar ist, fällt der durch Satelliten beobachtbare Eisausdehnung als Indikator für Veränderungen der Meereisdecke eine besondere Bedeutung zu. Die Ergebnisse dieses Abschnitts belegen den großen Einfluß dynamischer Prozesse auf die sommerliche Eisausdehnung. Die Interpretation der sommerlichen Eisausdehnung hinsichtlich thermodynamischer

Prozesse kann daher nur unter Berücksichtigung der dynamischen Effekte erfolgen.

Während des untersuchten Zeitraums von 1979 bis 1995 wirkte die Zunahme der Tiefdruckgebiete, gleichbedeutend mit einer Zunahme der positiven Windzirkulation, der vermutlich thermodynamisch verursachten Abnahme der Eisausdehnung *entgegen*. Ohne dynamische Effekte wäre daher eine noch größere Abnahme der Eisausdehnung zu beobachten gewesen.

Sollte diese Abnahme tatsächlich durch eine anthropogene globale Erwärmung hervorgerufen werden und nicht nur eine kurzfristige natürliche Klimaschwankung darstellen, so ist zu befürchten, daß sich die Reduktion der sommerlichen Eisausdehnung durch positive Rückkopplungen noch verstärkt: eine Erniedrigung der arktischen Eisbedeckung um 1% bewirkt aufgrund der stark unterschiedlichen Albeden für Meereis und offenes Wasser eine Erhöhung der absorbierten kurzwelligigen Strahlung um 5%. Diese in der ozeanischen Deckschicht absorbierte Energie steht zum Schmelzen des verbliebenen Meereises zur Verfügung oder erwärmt die Deckschicht, so daß sich das Einsetzen der herbstlichen Neueisbildung verzögert.

Die beschriebenen Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Meereis und Ozean belegen erneut, daß eine sowohl dynamisch als auch thermodynamisch realistische Beschreibung des Meereises in Klimamodellen notwendig ist, um Klimaschwankungen in hohen Breiten nachzuvollziehen und vorherzusagen.

6.3 Eisdrift

Die zentrale Größe zur Bewertung der verschiedenen Rheologieansätze ist die Meerisdrift \mathbf{u} . Die internen Kräfte \mathbf{F} gehen in die Impulsbilanz des Meereises (Gl. 3.19) ein und beeinflussen die simulierten Geschwindigkeitsfelder unmittelbar. Die Frage ist, in welchen Gebieten und auf welchen Zeitskalen die Effekte der Meereisrheologie sich am deutlichsten bemerkbar machen. Es ist zu erwarten, daß in der Nähe zu Land die Einflüsse der internen Kräfte am markantesten zum Vorschein treten (vgl. Abb. 2.8). Unbeantwortet ist, auf welchen Zeitskalen sich die Materialeigenschaften des Meereises am deutlichsten bemerkbar machen.

Um diese Frage zu beantworten, stehen zwei verschiedene Datensätze zur Verfügung: die Bojendriftdaten des IABP aus den Jahren 1979 - 1994 und die aus Satellitendaten abgeleiteten Driftfelder aus den Wintern 1987/88 und 1994/95 (Abschnitt 2.3). Beide Datensätze enthalten voneinander unabhängige Informationen und werden jeweils für unterschiedliche Regionen und Zeiträume untersucht.

6.3.1 Bojendrift für verschiedene Mittelungszeiträume

Mit den Bojendaten des IABP liegen über 100000 tägliche Driftgeschwindigkeiten aus der 16-jährigen Zeitspanne von 1979 - 1994 vor. Für den Vergleich mit den simulierten Geschwindigkeiten werden ausschließlich sowohl zeitlich als auch räumlich korrespondierende Daten verwendet (Abschnitt 2.3.1).

Abbildung 6.11a zeigt die beobachteten und simulierten mittleren Beträge aller Driftgeschwindigkeiten für verschiedene Mittelungsperioden. Die Bestimmung der Modellgeschwindigkeiten für Zeitspannen über einen Tag geschieht hierbei mittels

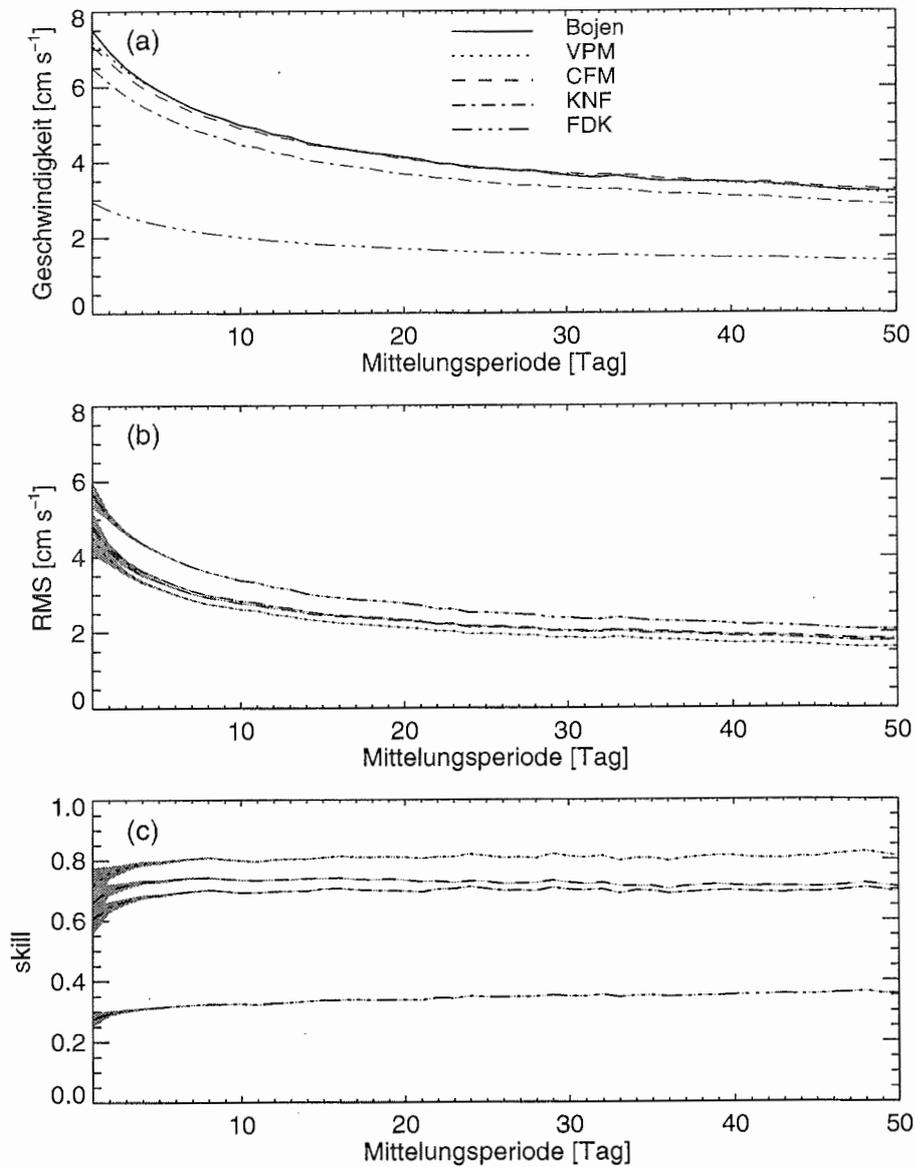


Abbildung 6.11: Vergleich der Bojendrift mit den simulierten Driftgeschwindigkeiten für verschiedene Mittelungszeiträume: a) räumlich und zeitlich gemittelter Betrag der Geschwindigkeiten, b) RMS-Fehler c) Skill-Werte. Die grauen Bereiche kennzeichnen den Schwankungsbereich der Fehlermaße aufgrund von Beobachtungsfehlern.

progressiver Addition der Geschwindigkeitsvektoren. Bei diesem Verfahren (z.B. Flato und Hibler, 1992; Ip, 1993) werden die täglichen Geschwindigkeiten des Modells an den *beobachteten* täglichen Bojenpositionen berechnet und über den entsprechenden Zeitraum vektoriell gemittelt.

Eine andere Methode ist die Berechnung von „freien“ Modelltrajektorien (Fischer, 1995; Harder, 1998). Hierbei startet die Modellboje gemeinsam mit der realen Boje an der beobachteten Bojenposition. Nachfolgend wird die Modelltrajektorie über den gesamten Zeitraum unabhängig vom beobachteten Driftweg simuliert. Die Modellgeschwindigkeiten werden dabei nicht an den Bojenpositionen, sondern entlang eines vom Modell prognostizierten Driftweges berechnet. Fehler am Anfang der simulierten Trajektorie wirken sich bei dieser Methode auf die gesamte nachfolgende Modelltrajektorie aus.

Bei der Berechnung von freien Modelltrajektorien vermischt sich das natürliche chaotische Verhalten von Meereis - man beobachtet, daß dicht beieinander ausgesetzte Driftbojen sich bereits nach kurzer Zeit weit voneinander entfernen können - mit systematischen Fehlern, verursacht durch fehlerhafte Antriebe oder die Modellphysik. Da für die Untersuchungen dieser Arbeit aber gerade die Abweichungen aufgrund der unterschiedlichen Modellphysik herausgearbeitet werden sollen, wird die progressive Addition der Geschwindigkeitsvektoren entlang der beobachteten Bojentrjektorie verwendet.

Der Betrag der Driftgeschwindigkeiten zeigt einen deutlichen Abfall für längere Mittelungsperioden (Abb. 6.11a). Die täglichen Bojengeschwindigkeiten liegen in der zentralen Arktis im Mittel bei 7.5 cm s^{-1} , während die mittleren monatlichen Geschwindigkeiten nur noch 4 cm s^{-1} betragen. Dies wird durch die hohe Variabilität der Driftrichtungen auf kurzen Zeitskalen verursacht. Da die Drift stark durch Windsysteme geprägt wird, ändert sich die Driftrichtung beim Durchzug von Tiefdruckgebieten. Die über eine längere Zeitspanne zurückgelegte Wegstrecke gleicht einer Zickzackkurve mit vielen Schleifen und Bögen (vgl. Abb. 2.6). Die über längere Zeiträume vektoriell gemittelten Geschwindigkeiten sind daher deutlich kleiner als die über einen Tag gemittelten Geschwindigkeiten.

Die Modelle (Abb. 6.11a) zeigen alle einen sehr ähnlichen Abfall für längere Mittelungsperioden. Das VPM und CFM sind hinsichtlich des mittleren Betrages der monatlichen Bojengeschwindigkeiten erfolgreich optimiert (vgl. Abschnitt 5.1). Die täglichen mittleren Geschwindigkeiten werden von beiden Modellen leicht unterschätzt. Dies liegt vermutlich am atmosphärischen Antrieb, der aufgrund seiner begrenzten räumlichen Auflösung nicht die volle Variabilität des natürlichen Wettersystems enthält.

Die Geschwindigkeiten des KNF und des FDK sind trotz der Optimierung systematisch zu klein, da die Verlangsamung der Modelldrift durch unrealistisch simulierte interne Kräfte nicht durch eine Erhöhung des Verhältnisses der Schubspannungskoeffizienten c_a/c_w vollständig ausgeglichen werden kann. Beide Modelle werden mit dem maximalen Verhältnis $c_a/c_w = 0.6$ betrieben (Abschnitt 5.1). Offensichtlich dämpft das beim FDK angewendete Korrekturverfahren das Geschwindigkeitsfeld zu stark. Auch das KNF, welches gegenüber divergenter Eisdraft starke interne Kräfte aufbauen kann, verlangsamt die Eisdraft unrealistisch stark.

Um die Güte der simulierten Geschwindigkeiten abzuschätzen, werden die RMS-Fehler und Skill-Werte in Abhängigkeit der Mittelungsperiode für die verschiedenen Modelle berechnet (Abb. 6.11b und c). In die Berechnung der Fehlermaße gehen alle für einen Mittelungszeitraum zur Verfügung stehenden Geschwindigkeitsdaten komponentenweise ein. Für die täglichen Geschwindigkeiten liegen über 200000 Geschwindigkeitskomponenten vor, deren Werte mit den simulierten Geschwindigkeitskomponenten verglichen werden. Die grauen Bereiche bei kleinen Mittelungsperioden stellen die Schwankungsbereiche der Fehlermaße aufgrund von Beobachtungsfehlern dar (vgl. Abschnitt 5.2). Die Fehler der beobachteten Bojengeschwindigkeiten verkleinern sich mit zunehmender Mittelungsperiode (Abschnitt 2.3.1), daher werden die Schwankungsbereiche der Fehlermaße schnell kleiner und sind für Mittelungsperioden über fünf Tage zu vernachlässigen.

Die RMS-Fehler zeigen bei allen Modellen einen fast parallelen Abfall für längere Mittelungsperioden. Das VPM weist den kleinsten, das CFM und das KNF einen etwas höheren, und das FDK den deutlich größten RMS-Fehler auf. Diese Rangfolge ist unabhängig von der Mittelungsperiode.

Da die Geschwindigkeiten für längere Mittelungszeiten kleiner werden, bedeutet die gleichzeitige Abnahme des *absoluten* RMS-Fehlers nicht, daß auch der *relativen* Fehler für längere Mittelungszeiträume kleiner wird. Abbildung 6.11c zeigt den Skill, der auf *relativen* Fehlern basiert. Auch hier verlaufen die Kurven der Modelle nahezu parallel. Die Modelle verzeichnen einen deutlichen Anstieg des Skill beim Übergang von täglichen Geschwindigkeiten zu über mehrere Tage gemittelten Geschwindigkeiten. Dies ist auf Fehler in den Beobachtungsdaten und Ungenauigkeiten im atmosphärischen Antrieb zurückzuführen. Der Fehler der Bojenpositionsbestimmung fällt beim Übergang zu längeren Mittelungsperioden weniger ins Gewicht, da in diesem Zeitraum größere Strecken von der Boje zurückgelegt werden. Die stochastischen Fehler der Antriebsdaten mitteln sich über längere Zeitspannen ebenfalls heraus. Daher steigt die Güte der simulierten Geschwindigkeiten für längere Mittelungsperioden deutlich an.

Die Unterschiede innerhalb der Modellhierarchie treten jetzt deutlicher hervor als beim RMS-Fehler. Das VPM mit einem Skill von ca. 0.8 erzielt die besten Resultate, gefolgt vom CFM (Skill ≈ 0.7) und KNF (Skill ≈ 0.65). Das FDK (Skill ≈ 0.3) weist den niedrigsten Skill auf. Wichtig ist festzuhalten, daß dieses Resultat unabhängig von der betrachteten Mittelungsperiode ist: Modelle, die bei täglichen Geschwindigkeiten gute Resultate erzielen, tun dies auch bei monatlichen Geschwindigkeiten oder noch längeren Mittelungszeiträumen. Die Wirkung der internen Kräfte macht sich auf allen Zeitskalen bemerkbar.

6.3.2 Statistiken der Bojengeschwindigkeiten

Eine Methode, die Wirkungsweise von internen Kräften näher zu untersuchen, ist die Berechnung von Geschwindigkeitshistogrammen (Thorndike und Colony, 1982; Ip, 1993; Kreyscher et al., 1997). Die charakteristische Verteilung der Driftgeschwindigkeiten für verschiedene Regionen und Zeiträume ermöglicht es Rückschlüsse über die zugrunde liegenden Materialeigenschaften des Meereises zu ziehen. Die Histo-

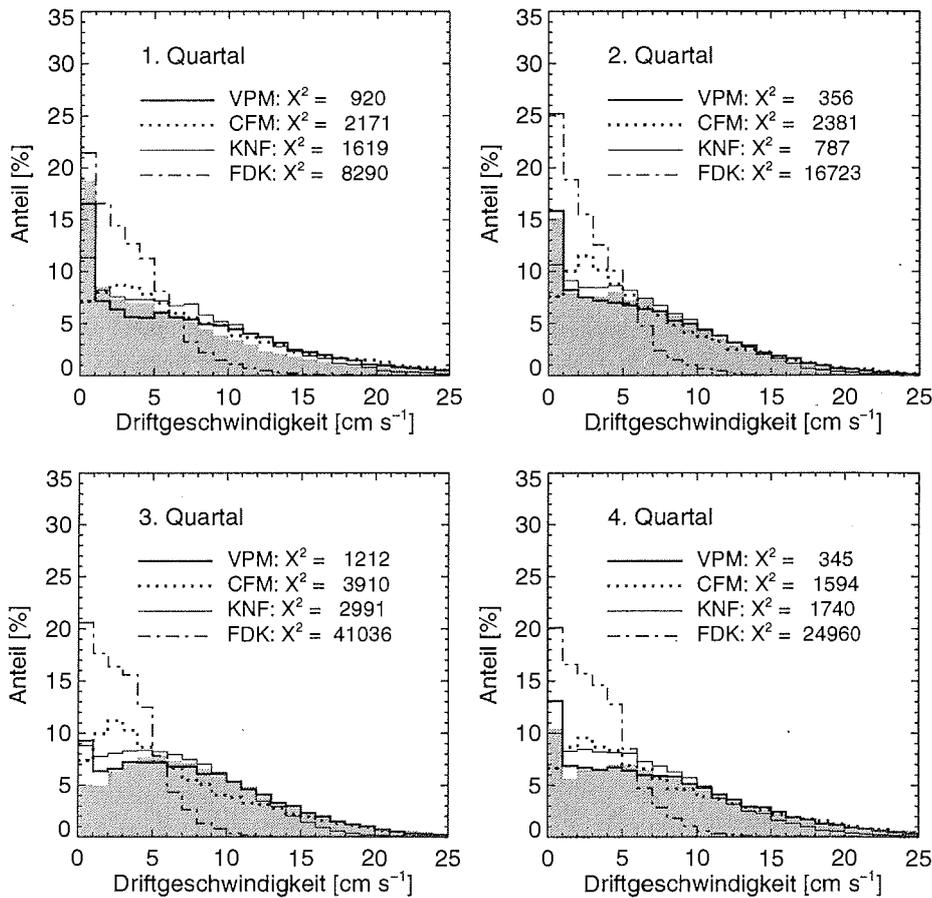


Abbildung 6.12: Verteilung der täglichen Bojengeschwindigkeiten (grau schattierte Histogramme) und der simulierten täglichen Geschwindigkeiten (Linienhistogramme) für die vier verschiedenen Jahreszeiten.

gramme werden für vier verschiedene Quartale Jan.-März, Apr.-Juni, Juli-Sep. und Okt.-Dez. (Abb. 6.12) und vier disjunkte Bereiche der Arktis (Abb. 6.13) berechnet.

Zur Beurteilung der simulierten Driftstatistiken wird neben dem RMS-Fehler und dem Skill der χ^2 -Wert herangezogen. Die χ^2 -Werte für die verschiedenen Histogramme sind in den jeweiligen Abbildungen mit aufgeführt. Hierbei ist zu beachten, daß der χ^2 -Wert stark von der Anzahl der eingehenden Daten abhängt (vgl. Gl. 5.4) und somit keinen direkten Vergleich von χ^2 -Werten aus verschiedenen Quartalen oder Regionen zuläßt.

Die Statistiken der Beobachtungsdaten zeigen einen ausgeprägten Jahresgang bei den Geschwindigkeiten unterhalb 1 cm s^{-1} (Abb. 6.12). Im Winter (1. Quartal), wenn die Eisdecke am kompaktesten ist, bewegt sich das Meereis in annähernd 20%

der Fälle mit Geschwindigkeiten unterhalb 1 cm s^{-1} oder kommt vollkommen zum Stillstand. Der Anteil des Driftstillstandes verringert sich im 2. Quartal merklich und ist schließlich im 3. Quartal auf 5% gesunken. Die sommerliche Meereisbedeckung ist durch starkes Schmelzen und zahlreiche Rinnen offenen Wassers zwischen den Eisschollen gekennzeichnet. Die internen Kräfte können sich daher nur lokal zwischen einzelnen Schollen auswirken. Die sommerliche Geschwindigkeitsverteilung des Meereises spiegelt somit die Geschwindigkeitsverteilung des Windantriebs wieder (Thorndike und Colony, 1982). Im Herbst beginnt sich die Eisdecke wieder zu schließen, und die landnahe Meereisdrift wird merklich durch die internen Kräfte verlangsamt.

Betrachtet man die durch das VPM simulierten Geschwindigkeitsverteilungen, so erkennt man ebenfalls einen Jahresgang des Driftstillstands, der dem der Beobachtungen gleicht. Der Anteil kleiner Geschwindigkeiten wird jedoch im Sommer und Herbst etwas überschätzt und im 1. Quartal leicht unterschätzt.

Im Gegensatz dazu zeigen sich beim CFM deutliche systematische Abweichungen. Das CFM besitzt fast keinen Jahresgang in der Geschwindigkeitsverteilung und ist nicht in der Lage, den beobachteten hohen Anteil an sehr niedrigen Geschwindigkeiten bzw. Driftstillstand zu reproduzieren. Der Grund hierfür liegt in den nicht vorhandenen Scherkräften, die eine notwendige Bedingung für durch interne Kräfte verursachten Driftstillstand sind. Die Driftstatistiken belegen somit, daß die Scherkräfte eine wichtige Komponente des Materialverhaltens von Meereis sind.

Auch das KNF hat einen zu schwach ausgeprägten Jahresgang beim Anteil der kleinen Geschwindigkeiten und unterschätzt den Driftstillstand im 1. und 2. Quartal. Obwohl das KNF Scherkräfte besitzt, ist es nicht in der Lage, das Eis zum Stillstand zu zwingen, da es ein linear-viskoses Medium darstellt und interne Kräfte nur bei gleichzeitiger Deformation des Mediums entwickelt werden.

Das FDK prognostiziert eine vollkommen unrealistische Geschwindigkeitsverteilung, die systematisch zu kleine Geschwindigkeiten enthält. Offensichtlich greift das Korrekturschema in einer sehr großen Anzahl von Fällen ein und setzt eine oder beide Geschwindigkeitskomponenten auf Null. Dies führt zu einer übermäßigen Dämpfung des Geschwindigkeitsfeldes.

Um einen Eindruck von der räumlichen Abhängigkeit der Geschwindigkeitsverteilungen zu erhalten werden die Histogramme für verschiedene arktische Regionen berechnet. Die Arktis wird hierbei in vier disjunkte Gebiete aufgeteilt: die Region der Framstraße von 60°O bis 30°W , die Region nördlich von Kanada von 30°W bis 120°W , die Beaufortsee von 120°W bis 150°O und die Region nördlich Sibiriens von 150°O bis 60°O .

Auffällig ist die Region nördlich von Kanada, in der die Situation mit Geschwindigkeiten unterhalb 1 cm s^{-1} im Jahresmittel einen Anteil von über 30% erreicht (Abb. 6.13). Dieses Gebiet ist geprägt von den größten Eismächtigkeiten und dem höchsten Eisbedeckungsgrad. Das Meereis wird durch eine überwiegend konvergente Eisdrift gegen die Nordküste Grönlands und Kanadas gepreßt. Die Form der beobachteten und simulierten Histogramme wird daher durch das Maximum bei den kleinsten Geschwindigkeiten dominiert und nimmt zu größeren Geschwindigkeiten hin ab. Das VPM, das KNF und das FDK überschätzen den Anteil des Driftstill-

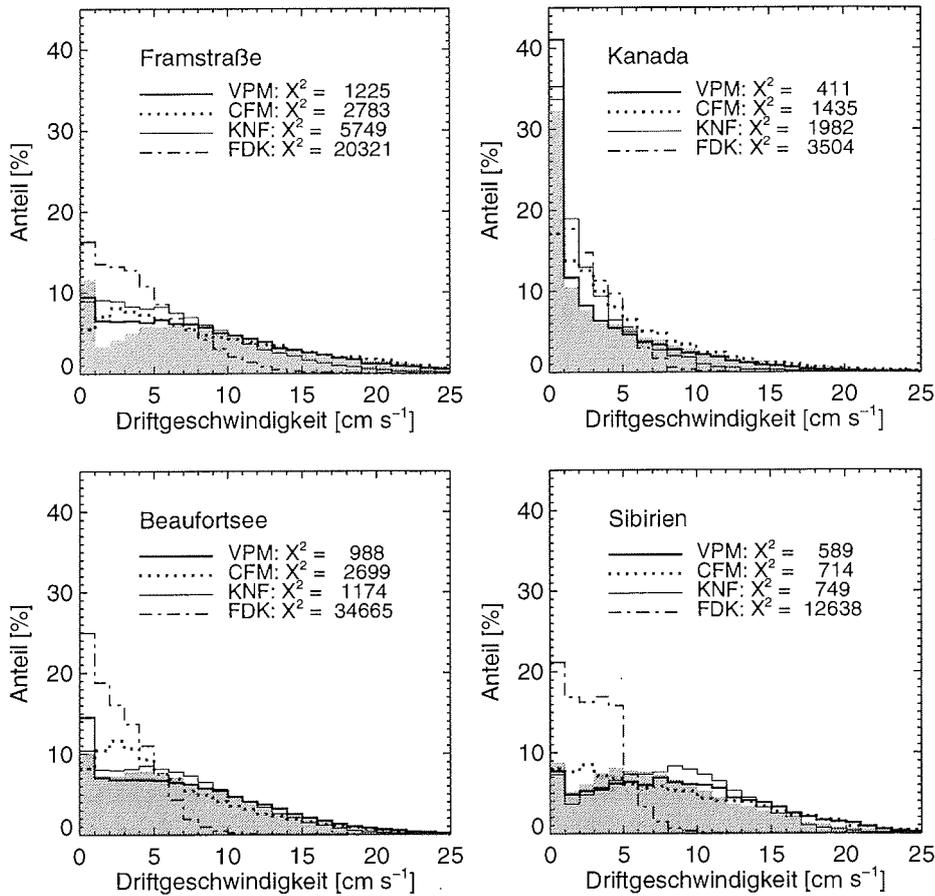


Abbildung 6.13: Verteilung der täglichen Bojengeschwindigkeiten (grau schattierte Histogramme) und der simulierten täglichen Geschwindigkeiten (Linienhistogramme) für vier verschiedenen arktische Regionen.

standes, wohingegen das CFM diesen unterschätzt. Die Histogramme der anderen Gebiete unterscheiden sich weniger auffällig und bestätigen die bereits diskutierten Schwächen und Stärken der einzelnen Rheologieansätze.

Um die Ergebnisse der Modelle für verschiedene Regionen und Zeiträume untereinander und mit den Resultaten der anderen Beobachtungsgrößen aus den vorigen Abschnitten vergleichen zu können, werden RMS-Fehler und Skill-Werte berechnet (Tabelle 6.5). Die Berechnung des RMS-Fehlers und des Skill basiert auf den Differenzen der beobachteten und simulierten Histogrammbalken. Die acht Histogramme aus den vier Jahreszeiten und den vier arktischen Regionen werden gleichgewichtet in die Berechnung der Fehlermaße einbezogen. Die statistischen Beobachtungsfehler wirken sich auf die Histogramme kaum aus, da eine sehr große Anzahl von Daten

in die einzelnen Histogrammklassen eingeht. Daher ist der Schwankungsbereich der Fehlermaße aufgrund von Beobachtungsfehlern vernachlässigbar.

Geschwindigkeitsstatistik	VPM	CFM	KNF	FDK
RMS-Fehler [%]	1.21	2.07	1.61	4.30
Skill	1.29	1.05	1.22	0.74

Tabelle 6.5: *RMS-Fehler [%] und Skill-Werte für die simulierten Geschwindigkeitsverteilungen.*

Die RMS-Fehler und der Skill der Modelle spiegeln die deutlichen Unterschiede innerhalb der Modellhierarchie wider. Das VPM und das KNF erzielen die besten Resultate. Das CFM schneidet deutlich schlechter ab, da die Geschwindigkeitsstatistiken das Fehlen der Scherkräfte offenlegen. Das FDK mit seinem unphysikalischen Rheologieansatz weist die größten Fehler auf.

Es bleibt die Frage offen, welche Ursachen die Abweichungen des VPM gegenüber den Beobachtungsdaten haben. Wie bereits gezeigt unterschätzt das VPM die Amplitude des Jahresgangs des Driftstillstandes (Abb. 6.12): im Winter wird der Anteil kleiner Geschwindigkeiten unterhalb von 1 cm s^{-1} unterschätzt, wohingegen im Sommer dieser Wert überschätzt wird. Das VPM und die anderen Modelle prognostizieren auch im Sommer einen signifikanten Einfluß der internen Kräfte. Da dies für alle Rheologieansätze gleichermaßen zu beobachten ist, liegt es nahe, die Abweichungen auf die Parametrisierung der Eishärte, die für alle Modelle die Grundlage zur Beschreibung der internen Kräfte darstellt, zurückzuführen.

In die Parametrisierung der Eishärte (Gl. 4.9) gehen der Eishärteparameter P^* und der Parameter C , der die Abhängigkeit der Eishärte von der Eiskonzentration bestimmt, ein. Durch Verkleinerung des Eishärteparameters P^* läßt sich der Driftstillstand im Sommer reduzieren, aber gleichzeitig wird damit der Driftstillstand im 1. Quartal noch stärker unterschätzt. Eine Variation von P^* kann daher die beobachteten Abweichungen nicht beheben. Sensitivitätsexperimente mit dem Parameter C zeigen, daß dieser die Wirkung der internen Kräfte im Sommer ebenfalls nicht stark genug abschwächen kann.

Dies deutet darauf hin, daß ein wichtiger physikalischer Effekt von der verwendeten Parametrisierung der Eishärte nicht erfaßt wird. Während der sommerlichen Schmelzperiode taut in der Natur zuerst die in der Eisscholle gefrorene salzreiche Sole auf. Der mit flüssiger Sole und Gas gefüllte Porenraum kann bis zu 25% der Eismasse ausmachen (Eicken, 1995). Die von außen wenig veränderte Eisscholle ist in Wirklichkeit stark porös und besitzt eine wesentlich geringere Festigkeit als im Winter (Kovacs, 1997). Dieser Effekt wird in großskaligen Modellen bisher vernachlässigt und führt im Sommer zu einer überschätzten Wirkung der internen Kräfte.

6.3.3 Statistiken der Bojendriftrichtungen

Für die Driftrichtungen werden in analoger Weise zu den Driftgeschwindigkeiten Verteilungen für die vier Quartale und vier arktische Regionen berechnet.

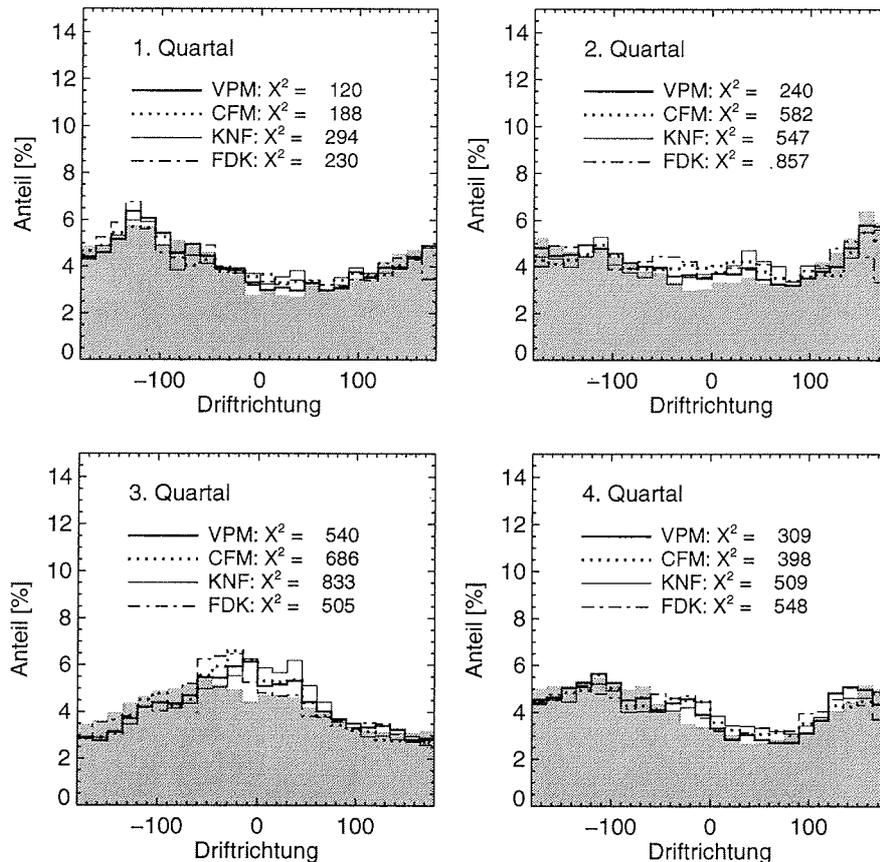


Abbildung 6.14: Richtungsverteilung der täglichen Bojendrift (grau schattierte Histogramme) im Vergleich zu den simulierten Driftrichtungen (Linienhistogramme) für die vier Jahreszeiten. Die 0° -Richtung entspricht einer Bewegung von West nach Ost. Positive Richtungen geben eine Ablenkung nach links gegenüber der West-Ost-Richtung an und negative Winkel eine Ablenkung nach rechts.

Die Richtungsverteilungen der vier Quartale (Abb. 6.14) zeigen eine schwächer ausgeprägte Form als die Geschwindigkeitshistogramme. Die Richtungen der täglichen Geschwindigkeiten variieren sehr stark, da die Driftdaten aus der gesamten Arktis stammen und die räumliche und zeitliche Variabilität des Windantriebs sehr groß ist. Trotzdem erkennt man einen leichten Jahrgang bei den Richtungsverteilungen. Im Winterhalbjahr ist ein Minimum bei den West-Ost-Richtungen zu

erkennen, welches sich im Sommer nahezu zum Maximum der Histogrammkurve entwickelt. Dies ist dadurch zu erklären, daß sich im Winter häufig ein Hochdruckgebiet über der zentralen Arktis ausbildet, welches eine vorwiegend nach Westen gerichtete Meereisdrift hervorruft. Im Gegensatz dazu verursacht der Durchzug von Tiefdruckgebieten im Sommer eine vermehrt nach Osten gerichtete Drift.

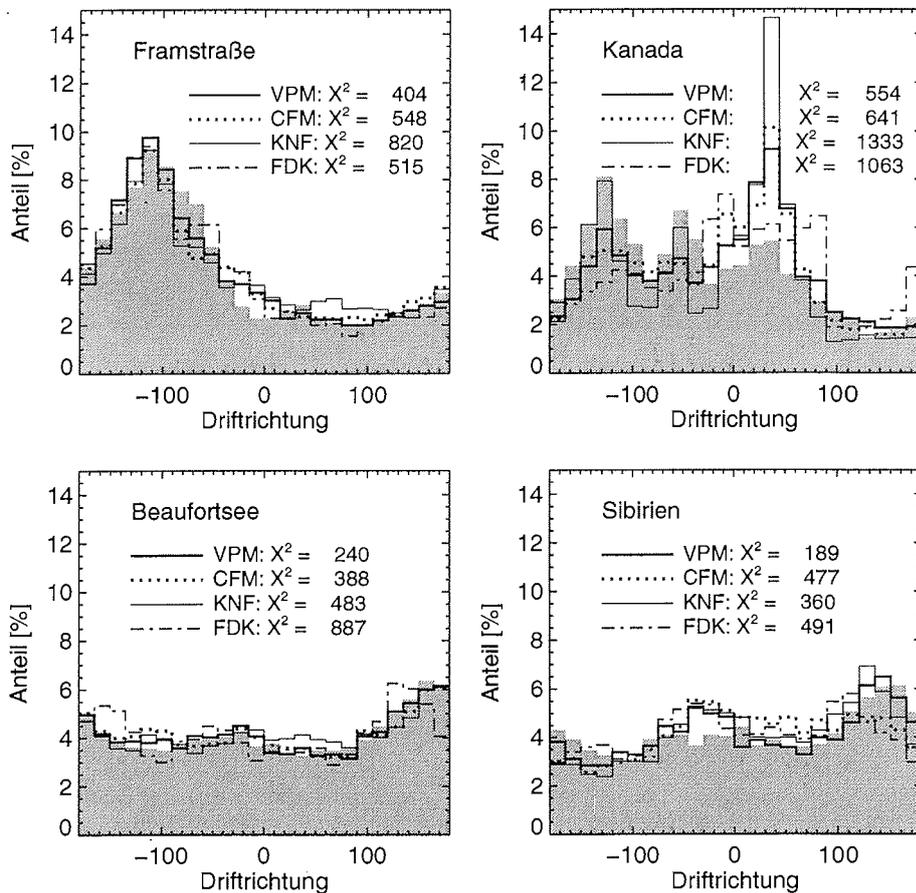


Abbildung 6.15: Richtungsverteilung der täglichen Bojendrift (grau schattierte Histogramme) im Vergleich zu den simulierten Driftrichtungen (Linienhistogramme) für vier verschiedene arktische Regionen. Die 0°-Richtung entspricht einer Bewegung von West nach Ost. Positive Richtungen geben eine Ablenkung nach links gegenüber der West-Ost-Richtung an und negative Winkel eine Ablenkung nach rechts.

Die Modelle weisen alle ein sehr ähnliches Verhalten hinsichtlich des Jahresganges der Richtungsstatistiken auf. Trotzdem schneidet auch hier das VPM in allen Quartalen aufgrund der niedrigsten χ^2 -Werte am besten ab.

Die Formen der Richtungshistogramme für die vier Teilregionen der Arktis sind

stärker ausgeprägt (Abb. 6.15). Die Framstraße zeichnet sich durch ein deutliches Maximum bei den nach Südwesten gerichteten Geschwindigkeiten aus. Hier spiegelt sich die Drift des Meereises aus der zentralen Arktis durch die Framstraße entlang der ostgrönlandischen Küste wider.

Die markantesten Unterschiede zwischen den Modellen und den Beobachtungen findet man nördlich von Kanada. Das VPM, das CFM und vor allem das KNF prognostizieren hier eine deutlich bevorzugte Bewegung parallel zur nordgrönländischen Küste in Richtung der Framstraße. Dies wird von den Beobachtungsdaten nicht bestätigt. In der Beaufortsee und nördlich von Sibirien stimmen gemessene und simulierte Richtungen der Meereisdrift für alle Modelle gut überein.

Insgesamt zeigt sich, daß die RMS-Fehler und die Skill-Werte der Richtungshistogramme (Tab. 6.6) sich weniger stark unterscheiden als bei den Geschwindigkeitsstatistiken. Das VPM schneidet auch hier am besten ab, während das KNF die schlechtesten Resultate erzielt.

Richtungsstatistik	VPM	CFM	KNF	FDK
RMS-Fehler [%]	0.85	1.02	1.29	1.19
Skill	1.26	1.23	1.18	1.19

Tabelle 6.6: RMS-Fehler [%] und Skill-Werte für die simulierten Richtungsverteilungen.

6.3.4 Dreitägige SSM/I-Driftfelder

Der Vorteil der aus SMMR- und SSM/I-Daten abgeleiteten Driftfelder (Martin und Augstein, 1998; Abschnitt 2.3.2) gegenüber den Bojendaten besteht darin, daß die Satellitenfernerkundung die kontinuierliche Beobachtung eines Ortes zuläßt. Driftbojen sind hierzu nicht in der Lage, da sie fortwährend ihre Position verändern. Die Satellitenfernerkundung erlaubt es, die Meereisdrift in der gesamten Arktis, mit Ausnahme eines 5°-Bereiches um den Nordpol herum, mit einer zeitlicher Auflösung von drei Tagen während des Winterhalbjahres zu erfassen. Abbildung 6.16 zeigt den Skill der Dreitagesgeschwindigkeiten für alle Modellgitterpunkte mit über 70% Datenabdeckung für die beiden Winter 1987/88 und 1994/95. In die Berechnung des Skills an einer Stelle gehen mindestens 250 dreitägige Geschwindigkeiten mit den jeweiligen u- und v-Komponenten ein. Es werden nur zeitlich und räumlich korrespondierende Modell- und Beobachtungsdaten verglichen.

Betrachtet man die Ergebnisse für das VPM, so erkennt man eine ausgeprägte räumliche Verteilung des Skill. In fast allen küstennahen Gebieten schneiden die simulierten Dreitagesgeschwindigkeiten mit einem Skill von ca. 0.5 relativ schlecht ab. Der Skill in der Zentralarktis, die weniger stark von internen Kräften beeinflusst wird, liegt bei 1. Auffällig ist der große Bereich nördlich des kanadischen Archipels mit erniedrigtem Skill. Hier macht sich bei der sehr kompakten winterlichen Eisdecke der Einfluß der Küste bis weit in die zentrale Arktis hinein bemerkbar. Die Eisdrift

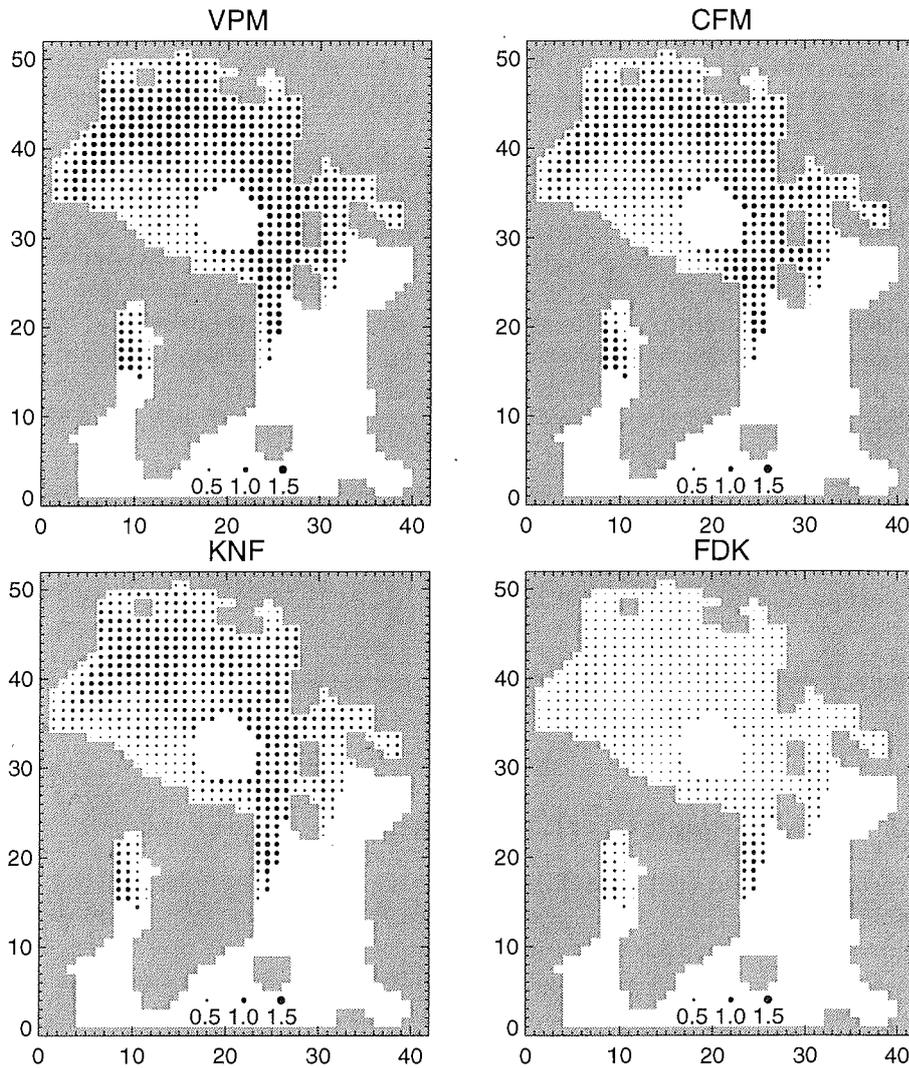


Abbildung 6.16: Räumliche Verteilung des Skill für dreitägige Geschwindigkeiten aus den Wintern 1987/88 und 1994/95 für die verschiedenen Rheologieansätze.

in diesem Gebiet preßt das Meereis vorrangig *konvergent* gegen die Küste. Im Gegensatz hierzu lassen die Wirkungen der internen Kräfte nördlich der eurasischen Schelfgebiete wesentlich schneller nach, da hier die Eisdrift überwiegend *divergent* von der Küste wegführt und der Einfluß von Land schnell nachläßt (vgl. Abb. 2.5 und 2.9).

Die räumliche Verteilung des Skill beim CFM ähnelt der des VPM. Der Skill des CFM ist jedoch systematisch kleiner (Tab. 6.7). Der Bereich nördlich von Kanada mit erniedrigtem Skill erstreckt sich weiter in die zentrale Arktis als beim VPM.

Ebenso deutlich fallen die Unterschiede zwischen dem KNF und dem VPM aus. Das KNF erzielt ebenfalls die besten Ergebnisse in der zentralen Arktis. Die Randgebiete nördlich Sibiriens mit deutlich niedrigeren Skills erstrecken sich aber weiter in das Zentrum der Arktis als beim CFM. Die internen Kräfte bei divergenter Deformation beeinflussen die simulierte Drift in einer unrealistischen Weise und erniedrigen dadurch die Skill-Werte. Das FDK schneidet am schlechtesten ab und erreicht in der gesamten Arktis den niedrigsten Skill.

Die Ergebnisse spiegeln sich auch in den RMS-Fehlern und Skill-Werten für die gesamte Arktis wider (Tab. 6.7). Das VPM erzielt die besten Resultate, gefolgt vom CFM und dem KNF. Das FDK weist die schlechtesten Ergebnisse auf. Die RMS-Fehlern und Skill-Werte, die auf den dreitägigen SSM/I-Driftfeldern basieren, stimmen gut mit den Werten für die dreitägigen Bojengeschwindigkeiten überein (vgl. Abb. 6.11b und c), obwohl die beiden Datensätze eine andere regionale und zeitliche Verteilung besitzen. Die Bewertung der Rheologieansätze ist damit unabhängig von dem verwendeten Beobachtungsdatensatz.

Dreitägige Driftfelder	VPM	CFM	KNF	FDK
RMS-Fehler [cm s^{-1}]	3.93 ± 0.06	4.32 ± 0.06	3.90 ± 0.06	4.66 ± 0.06
Skill	0.78 ± 0.01	0.70 ± 0.01	0.66 ± 0.01	0.34 ± 0.01

Tabelle 6.7: RMS-Fehler [cm s^{-1}] und Skill-Werte für die dreitägigen Geschwindigkeiten der SSM/I-Driftfelder.

6.3.5 Gemittelte SSM/I-Driftfelder

Die SSM/I-Driftfelder bieten die Möglichkeit, die Meereisdrift an einer Stelle über mehrere Monate *gemittelt* zu betrachten. Für den Vergleich mit den Modellen werden die vorliegenden beobachteten Driftfelder und die korrespondierenden Modellgeschwindigkeiten über die beiden Winter 1987/88 und 1994/95 gemittelt. Abbildung 6.17 zeigt die sich ergebenden Driftfelder für die verschiedenen Modelle.

Alle Modelle zeigen das in der Natur beobachtete Driftmuster mit einem ausgeprägten Beaufortwirbel, der in die Transpolardrift übergeht und anschließend durch die Framstraße in den Ostgrönlandstrom mündet. In einzelnen Regionen lassen sich Unterschiede zwischen den Modellen erkennen. Das CFM besitzt gegenüber dem VPM in der Beringstraße und nördlich des kanadischen Archipels deutlich größere Driftgeschwindigkeiten, welche auf die fehlenden Scherkräfte zurückzuführen sind. Das KNF prognostiziert vor allem in der Framstraße kleinere Geschwindigkeiten, da die nach Süden hin zunehmende Meereisdrift - welche eine divergente Deformation darstellt und damit im Gegensatz zu den obengenannten Rheologieansätzen interne Kräfte verursacht - abgebremst wird. Das FDK dämpft das gesamte Geschwindigkeitsfeld übermäßig und kann die Struktur der großräumigen Eisdrift nur schlecht wiedergeben.

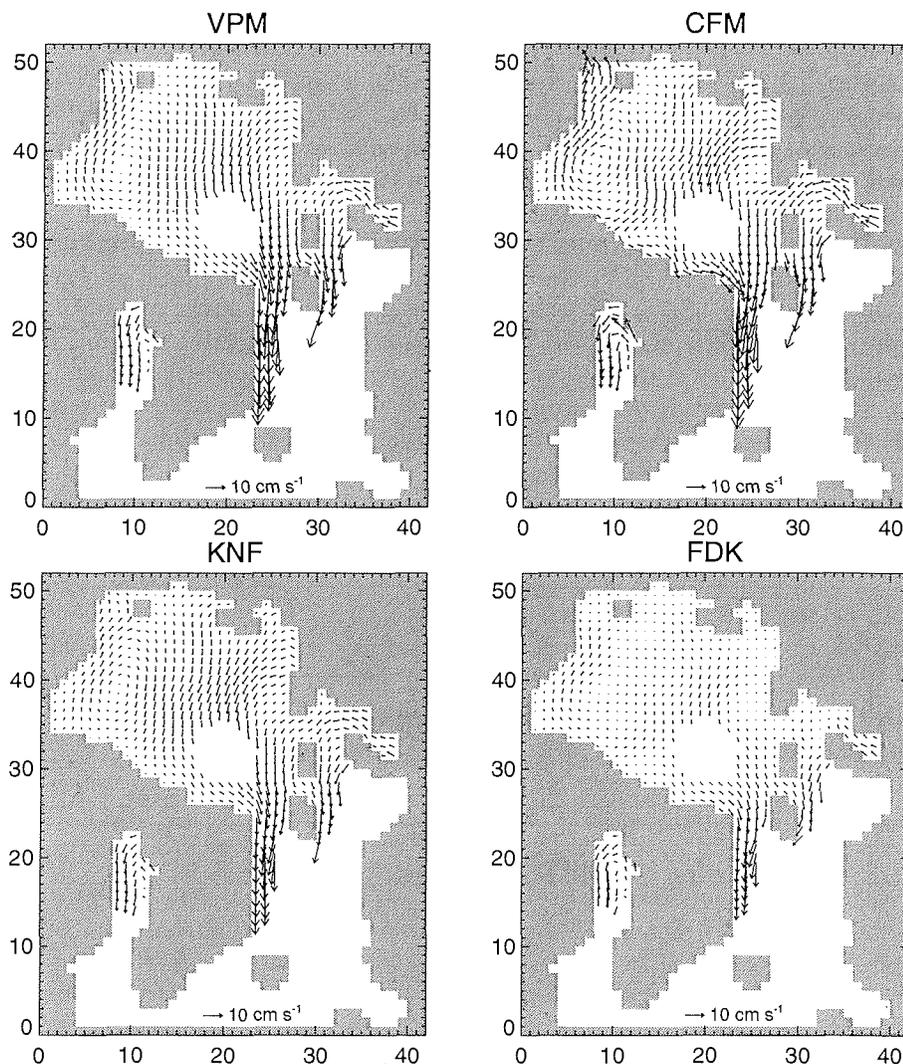


Abbildung 6.17: Mittlere simulierte Geschwindigkeitsfelder aus den Wintern 1987/88 und 1994/95, korrespondierend zu dem beobachteten mittleren Driftfeld aus SSM/I-Daten (Abb. 2.9).

Vergleicht man die gemittelte Eisdrift der Modelle mit den aus den SSM/I-Daten abgeleiteten Driftfeldern (Abb. 2.9), so ergibt sich die in Abbildung 6.18 dargestellte Verteilung des Skill. Der Skill der Modelle wird hierbei jeweils mittels der u- und v-Komponenten der mittleren Geschwindigkeiten einer Gitterzelle berechnet.

Das VPM erreicht in fast allen Regionen der Arktis einen Skill von über 1. Die anderen Modelle zeigen deutlich schlechtere Ergebnisse im Skill und in den RMS-Fehlern für das Gesamtgebiet (Tab. 6.8). Interessant ist, daß bei den mittleren

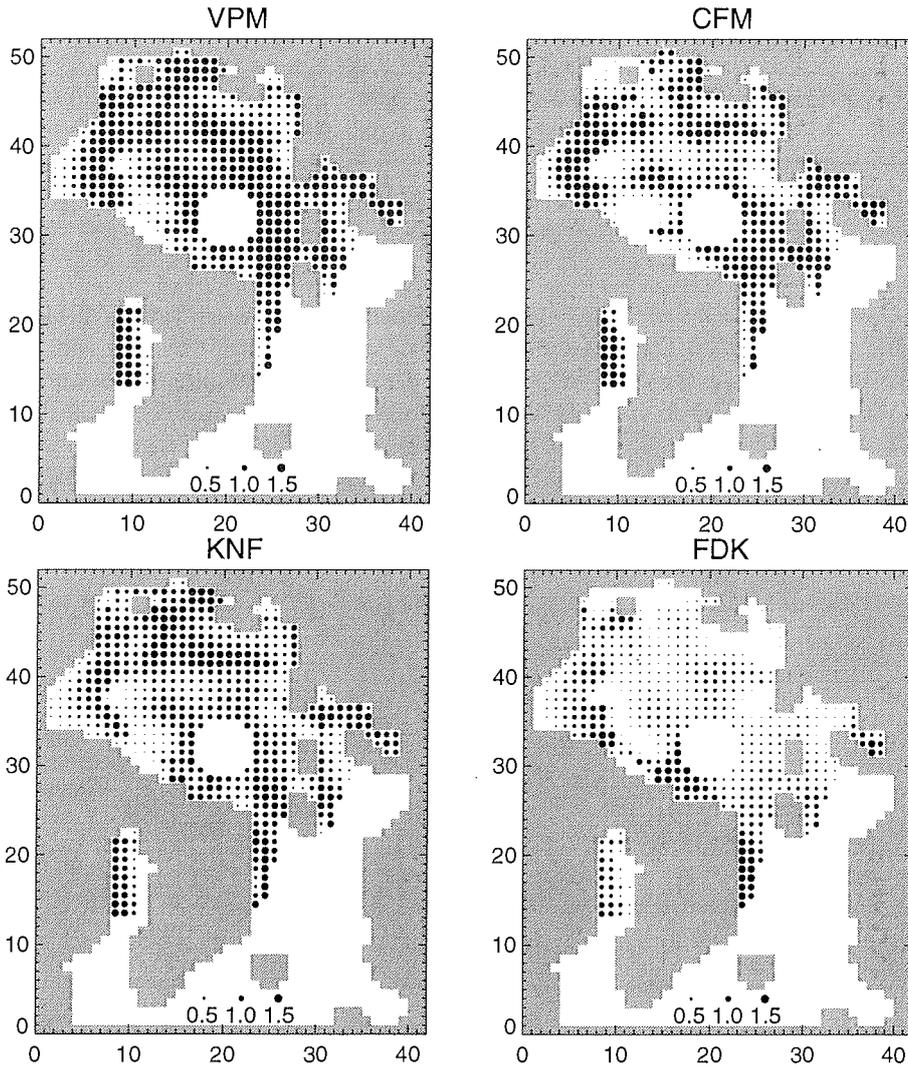


Abbildung 6.18: Räumliche Verteilung des Skill für die über zwölf Monate gemittelten Geschwindigkeiten aus den Wintern 1987/88 und 1994/95 für die verschiedenen Rheologieansätze.

Driftfeldern das KNF besser als das CFM abschneidet. Dies ist bei den dreitägigen Geschwindigkeiten gerade umgekehrt.

Betrachtet man die räumliche Verteilung der Skill-Werte, so fällt auf, daß einige Bereiche von allen Modellen schlecht reproduziert werden: die Regionen nördlich des kanadischen Archipels, die südliche Beaufortsee, der Einzugsbereich der Beringstraße und die Laptewsee. Was sind die Ursachen für die Abweichungen zwischen Modell und Beobachtung in diesen Gebieten?

Mittlere Driftfelder	VPM	CFM	KNF	FDK
RMS-Fehler [cm s^{-1}]	1.44 ± 0.04	1.84 ± 0.04	1.28 ± 0.04	1.61 ± 0.04
Skill	0.93 ± 0.02	0.75 ± 0.02	0.89 ± 0.02	0.54 ± 0.02

Tabelle 6.8: *RMS-Fehler [cm s^{-1}] und Skill-Werte für die über die zwei Winter 1987/88 und 1994/95 gemittelten Geschwindigkeiten der SSM/I-Driftfelder.*

Abbildung 6.19 zeigt die Ergebnisse eines Sensitivitätslaufes mit dem VPM, bei dem die geostrophische Ozeanströmung auf Null gesetzt wurde. Es wird die geographische Verteilung der Skill-Werte für die Dreitagesgeschwindigkeiten und die Skill-Verteilung für die über beide Winter gemittelten Geschwindigkeiten gezeigt. Es fällt auf, daß sich der Skill der Dreitagesgeschwindigkeiten nur wenig gegenüber dem Standardlauf (vgl. Abb. 6.16) verändert hat. Im Gegensatz hierzu wird das mittlere Driftfeld markant durch die Ozeanströmung beeinflusst (vgl. Abb. 6.18).

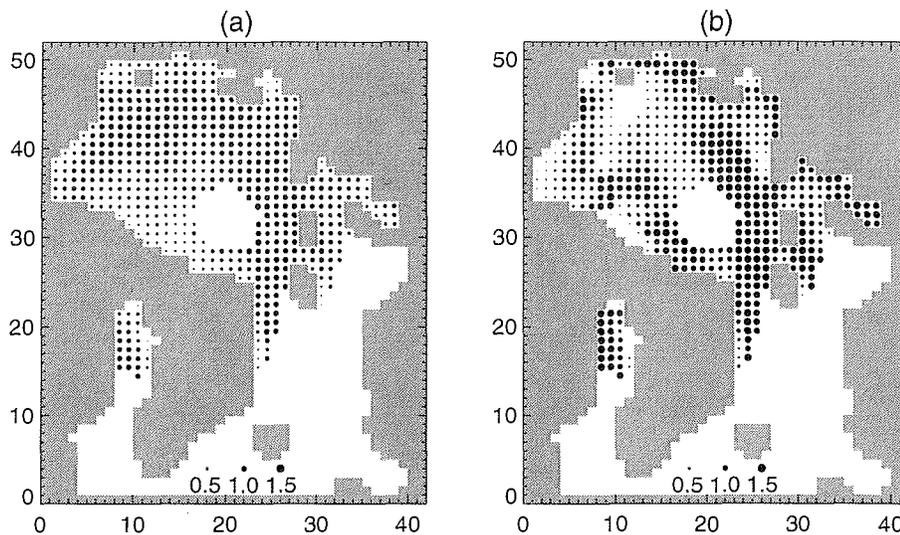


Abbildung 6.19: *Räumliche Verteilung des Skill in einem Sensitivitätsexperiment des VPM ohne geostrophischen Ozeanstrom für a) dreitägige Geschwindigkeiten b) über zwölf Monate gemittelten Geschwindigkeiten.*

Vergleicht man die Skill-Muster der mittleren Driftfelder von Standard- und Sensitivitätslauf, so erkennt man Unterschiede in der zentralen Arktis und der Beaufortsee, die ohne Ozeanströmung schlechter abschneiden, und Verbesserungen in der Lapteewsee und nördlich des kanadischen Archipels. Dies unterstreicht den großen Einfluß des ozeanischen Antriebs und steht im Einklang mit Untersuchungen von Thorndike und Colony (1982), die nahezu 50% der langjährig gemittelten Eisdrift auf den ozeanischen Antrieb zurückführen. Fehler in der über längere Zeiträume ge-

mittelten Eisdrift können demnach zum Teil auf einen unrealistischen ozeanischen Antrieb zurückgeführt werden.

Da die Meereisbewegung stark durch die ozeanische Strömung beeinflusst wird, wäre es denkbar, die oberflächennahe ozeanische Zirkulation als Residuum aus simulierter und beobachteter Eisdrift zu errechnen. Kottmeier et al. (1996) haben dies mit Driftbojendaten im Weddellmeer erfolgreich durchgeführt. Hierbei dürfen nur Daten aus Situationen mit freier Drift betrachtet werden. Da aber die winterliche, küstennahe Eisdrift in der Arktis stark durch interne Kräfte des Meereises bestimmt wird, ist eine indirekte Berechnung des Ozeanstroms aus den beobachteten winterlichen SSM/I-Driftfeldern nicht möglich.

Die Sensitivitätsstudie zeigt keine Unterschiede in der südlichen Laptewsee, der Beringstraße und direkt an der kanadischen Küste. Hier ist das Meereisverhalten durch winterliches Festeis geprägt, welches im Herbst ab einem bestimmten Zeitpunkt an der Küste „festfriert“ und sich über Monate nicht bewegt. Im Frühjahr löst sich das Festeis innerhalb kurzer Zeit von der Küste und kann sich wieder mehr oder weniger frei bewegen. Die Vorhersage des Zeitpunktes ist ausgesprochen schwierig und kann von großskaligen Meereismodellen bisher nicht prognostiziert werden. Da die Gebiete aber relativ klein sind, ist dies im Rahmen klimarelevanter Fragestellungen von untergeordneter Bedeutung.

Insgesamt zeigt der Vergleich der Modelle mit den Beobachtungen von Driftbojen und den Satellitendaten, daß sich deutliche Unterschiede innerhalb der Modellhierarchie feststellen lassen. Das VPM schneidet am besten ab und vermag die Meereisdrift mit der größten Zuverlässigkeit vorherzusagen. Die anderen Modelle weisen charakteristische Mängel auf, die aufgrund ihrer vereinfachten Rheologien zu erklären sind. Darüber hinaus lassen sich aus dem Vergleich mit den Beobachtungen auch Rückschlüsse auf die Qualität der verwendeten Antriebe und die regionalen und saisonalen Besonderheiten der Meereisdynamik ziehen.

6.4 Eisexport durch die Framstraße

Die Bedeutung des Eisexports durch die Framstraße für den Massen- und Wärmehaushalt der Arktis wurde bereits in Abschnitt 2.4 diskutiert. Um die Qualität der Meereismodelle in dieser Region zu testen, werden die simulierten Geschwindigkeiten und Eisdicken in der Framstraße mit den Beobachtungsdaten verglichen. Dies erlaubt eine Abschätzung des Fehlers der den Eisexport bestimmenden Größen. Es gilt anzumerken, daß die Modelle nicht speziell hinsichtlich der Framstraßenregion optimiert wurden. Alle im folgenden dargestellten Ergebnisse basieren auf der allgemeinen, in Abschnitt 5.1 vorgestellten Optimierung der Modelle für die gesamte Arktis mittels der monatlichen Bojengeschwindigkeiten, der Eisdicken am Nordpol und der Statistiken der täglichen Bojengeschwindigkeiten.

6.4.1 Vergleich der Modellergebnisse

Die Validierung der Modellgeschwindigkeiten in der Framstraße stützt sich auf die aus SSM/I-Daten abgeleiteten Driftfelder, die auf das Modellgitter interpoliert sind (Abschnitt 2.3.2). Die beobachteten und simulierten Geschwindigkeiten werden entlang des in Abbildung 2.10 eingezeichneten Schnittes durch die Framstraße bei 80°N räumlich gemittelt. Abbildung 6.20a und b zeigt die sich ergebenden Zeitreihen der dreitägigen Süd-Nord-Geschwindigkeiten des VPM und der SSM/I-Drift für die beiden Winter 1987/88 und 1994/95. Die Abbildung zeigt die große Variabilität der Geschwindigkeiten in dieser Region. Die im Mittel südwärts gerichtete Meereisdrift erreicht in beiden betrachteten Wintern maximale Nord-Süd-Geschwindigkeiten von 30 cm s^{-1} und kann in seltenen Fällen auch nach Norden gerichtet sein. Die Variabilität auf der dreitägigen Zeitskala wird vom VPM gut wiedergegeben (RMS-Fehler = 4.2 cm s^{-1}).

In Abbildung 6.20c und d sind die Zeitserien der Monatsmittel für alle Modelle dargestellt. Die beobachtete mittlere Geschwindigkeiten von -10.2 cm s^{-1} wird am besten vom VPM (-10.1 cm s^{-1}) und vom CFM (-9.4 cm s^{-1}) reproduziert. Das KNF (-6.7 cm s^{-1}) und das FDK (-5.0 cm s^{-1}) unterschätzen die Geschwindigkeiten in der Framstraße signifikant. Dies ist auf die Wirkung der internen Kräfte zurückzuführen, die offenbar bei beiden Modellen die Meereisdrift in der nur 500 km breiten Framstraße zu stark abbremsen.

Auch auf der monatlichen Zeitskala ist die Variabilität der Geschwindigkeiten groß. Das VPM und das CFM vermögen mit einem RMS-Fehler von 1.3 cm s^{-1} bzw. 1.4 cm s^{-1} die Variationen der Beobachtungsdaten bis auf den Februar 1988 gut zu reproduzieren. Das KNF und das FDK mit einem RMS-Fehler von 3.6 cm s^{-1} bzw. 5.6 cm s^{-1} unterschätzen die Geschwindigkeiten auf monatlicher Zeitskala. Die Rangfolge innerhalb der Modellhierarchie spiegelt sich auch in den Skill-Werten der prognostizierten monatlichen Zeitreihen wider, bei denen das VPM und das CFM die höchsten Werte erreichen (Tab. 6.9).

Drift in der Framstraße	VPM	CFM	KNF	FDK
RMS-Fehler [cm s^{-1}]	1.3 ± 0.4	1.4 ± 0.4	3.6 ± 0.3	5.6 ± 0.3
Skill	1.31 ± 0.03	1.27 ± 0.04	0.98 ± 0.05	0.66 ± 0.06

Tabelle 6.9: *RMS-Fehler [cm s^{-1}] und Skill-Werte für die monatlichen Geschwindigkeiten in der Framstraße.*

Für die Validierung der Eisdicken in der Framstraße stehen ULS-Messungen aus den Jahren 1990 - 1994 zur Verfügung. Die Positionen der ULS sind in Abbildung 2.10 dargestellt und liegen zwischen 78°N und 80°N. Die Ergebnisse des Eisdickenvergleichs für die einzelnen ULS wurden bereits im Abschnitt 6.1 diskutiert. Aus den vorliegenden ULS-Daten wird der mittlere Jahresgang der Eisdicke in der Framstraße berechnet und mit den korrespondierenden simulierten Eisdicken verglichen (Abb. 6.21).

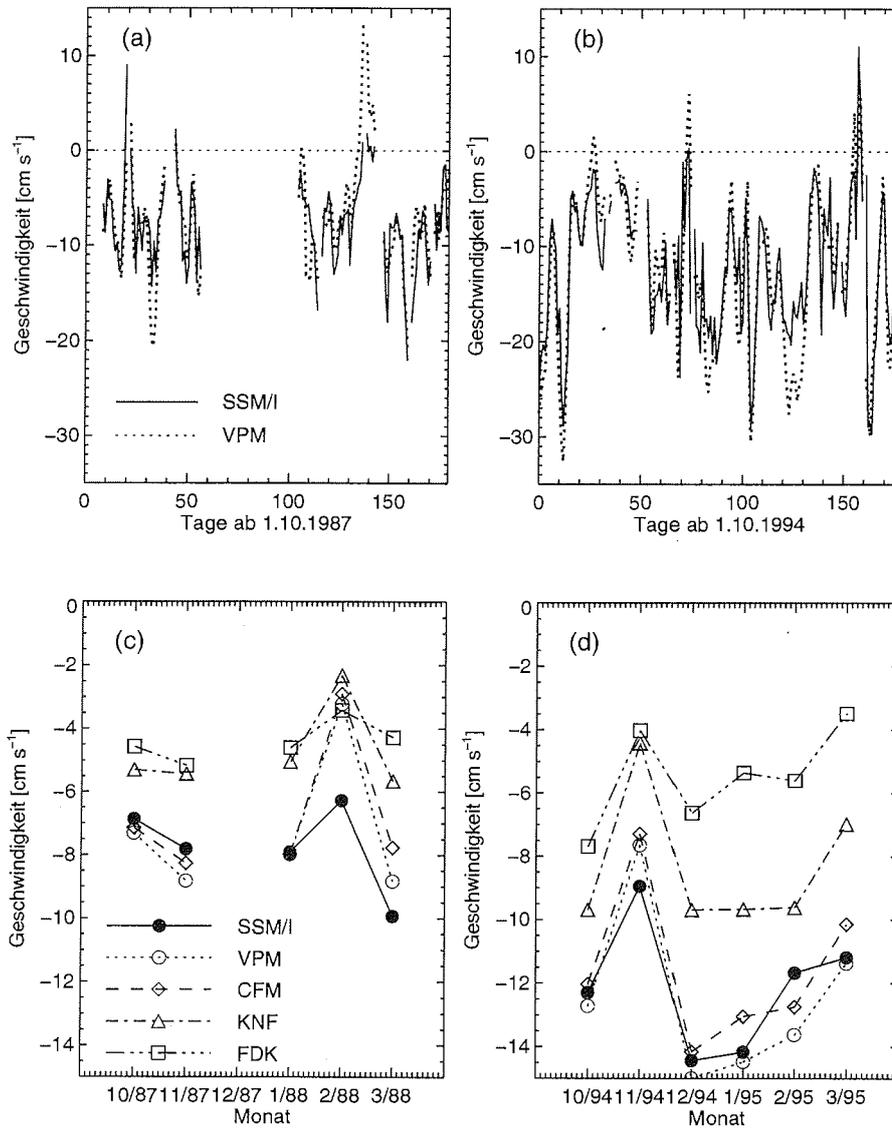


Abbildung 6.20: Vergleich der Süd-Nord-Geschwindigkeiten in der Framstraße: a)+b) Zeitserie der dreitägigen Geschwindigkeiten für das VPM und die Beobachtungen für das VPM c)+d) Zeitserien der monatlichen Geschwindigkeiten für alle Modelle und die Beobachtungen. Für den Dezember 1987 existieren keine SSM/I-Daten.

Unterschiede zwischen beobachteter und simulierter Eisdicke bestehen hauptsächlich in den Sommermonaten. Hier unterschätzen alle Modelle die Eisdicke markant.

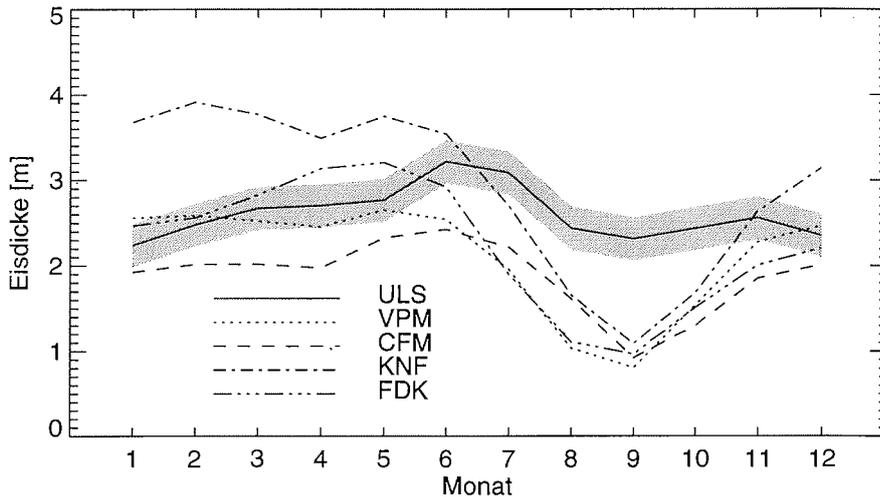


Abbildung 6.21: Vergleich des beobachteten (ULS:2-8) mit den simulierten mittleren saisonalen Zyklen der Eisdicke in der Framstraße für die Jahre von 1990 bis 1994.

Wie bereits in Abschnitt 6.1 diskutiert, liegt dies vermutlich an der Vernachlässigung der latenten und sensiblen Wärmespeicherung, die zu einem verstärkten Abschmelzen des Eises im Sommer führt.

Das CFM zeigt zudem eine leicht unterschätzte winterliche Eisdicke, während das KNF die Eisdicke im Winter deutlich überschätzt. Dies ist auf die charakteristische Wirkung der internen Kräfte bei beiden Modellen zurückzuführen. Das CFM ist am besten in der Lage, die konvergente Deformation von Eis zu verhindern, da das Eis aufgrund seines plastischen Verhaltens und der fehlenden Scherkräfte leicht parallel zur Küste ausweichen kann. Die Folge hiervon sind niedrige winterliche Eisdicken in der zentralen Arktis und der Framstraße. Im Gegensatz dazu ist das KNF wegen seines linear-viskosen Rheologieansatzes nur eingeschränkt in der Lage, das Auftürmen von Eis vor der nordgrönländischen Küste im Winter zu verhindern (vgl. 6.1).

Die diskutierten Fehler der simulierten Driftgeschwindigkeiten und Eisdicken in der Framstraße wirken sich auf den von den Modellen prognostizierten Eisexport durch die Framstraße aus. Das VPM mit $M_F = 0.094$ Sv simuliert den größten Eisexport durch die Framstraße. Das CFM ($M_F = 0.085$ Sv) besitzt einen etwas kleineren Eisexport, der durch die etwas zu kleinen Eisdicken in der zentralen Arktis und der Framstraße hervorgerufen wird. Das KNF ($M_F = 0.086$ Sv) prognostiziert einen sehr ähnlichen Eisexport wie das CFM, wobei dieses Ergebnis auf deutlich überschätzten winterlichen Eisdicken und unterschätzten Geschwindigkeiten beruht. Offensichtlich heben sich beide Fehler gerade auf, so daß im Mittel ein realistischer Eisexport simuliert wird. Das FDK ($M_F = 0.052$ Sv) unterschätzt den Eisexport deutlich, da es viel zu kleine Geschwindigkeiten in der Framstraße vorhersagt.

Den mittleren Jahrgang des simulierten Eisexports durch die Framstraße zeigt

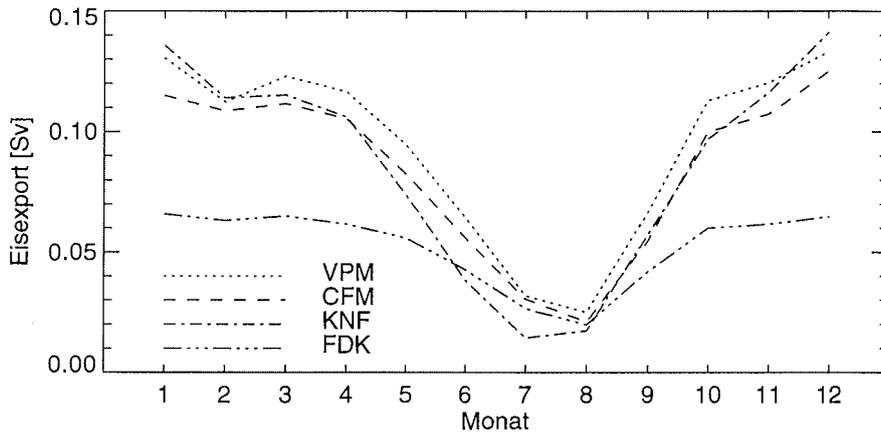


Abbildung 6.22: Mittlerer saisonaler Zyklus der Eisexporte durch die Framstraße für alle Modelle.

Abbildung 6.22 für alle Modelle. Die Jahresgänge der Modelle besitzen alle ein ausgeprägtes Minimum des Eisexports in den Sommermonaten. Der Eisexport in den Monaten Juli und August liegt bei 20% der im Winterhalbjahr auftretenden Werte. Inwieweit dieses Ergebnis durch die unterschätzten Eisdicken im Sommer beeinflusst ist, wird die Fehlerabschätzung im nächsten Abschnitt beantworten.

6.4.2 Fehlerabschätzung des Eisexport

Der vorangegangene Abschnitt hat gezeigt, daß das VPM innerhalb der Modellhierarchie am genauesten die Geschwindigkeiten und die Eisdicke in der Framstraße reproduziert und damit am besten in der Lage ist, einen realistischen Eisexport zu simulieren. Es bleibt die Frage zu klären, welchen Einfluß die systematischen und stochastischen Fehler in den vom VPM simulierten Geschwindigkeiten und Eisdicken auf den Eisexport haben.

- Die systematischen Fehler einer Modellsimulation lassen sich nur abschätzen. Da das Mittel der vom VPM simulierten Geschwindigkeiten in der Framstraße gut mit dem beobachteten Mittel übereinstimmen (Abb. 6.20c und d) kann angenommen werden, daß die simulierten Geschwindigkeiten keine systematischen Fehler besitzen.

Bei der Eisdicke wird der systematische Fehler mit Hilfe der vorliegenden ULS-Messungen berechnet. Der mittlere Jahresgang der Eisdicke weist für die Monate Juni bis Oktober systematische Abweichungen von den Beobachtungen auf (Abb. 6.21). Um deren Einfluß auf den prognostizierten Eisexport abzuschätzen, wird eine zweite Zeitserie des Eisexports berechnet, bei der die Eisdicke in den Sommermonaten systematisch erhöht wird (Juni: +0.5 m; Juli: +0.75 m; August +1 m; September: +1.25 m; Oktober: +0.5 m; siehe Abb.

6.21). Aus dieser Testserie werden ebenfalls Jahresmittel, mittlerer Jahresgang und Gesamtmittelwert des Eisexport berechnet und daraus der systematische Fehler aufgrund der fehlerhaften sommerlichen Eisdicke abgeschätzt.

- Die stochastischen Fehler der simulierten monatlichen Geschwindigkeiten können anhand der Abweichungen gegenüber den SSM/I-Driftfeldern abgeschätzt werden. Aus dem Vergleich (Abb. 6.20c+d) hatte sich ein RMS-Fehler von $RMS = 1.3 \text{ cm s}^{-1}$ ergeben. Bei einer mittleren Geschwindigkeit von 10 cm s^{-1} ergibt sich ein relativer Fehler von 13% für die monatlichen Geschwindigkeiten in der Framstraße.

Für die stochastischen Fehler der simulierten Eisdicke kann kein einheitlicher Wert angesetzt werden, da auch nach Korrektur des systematischen Fehlers ein deutlicher Jahresgang in den stochastischen Fehlern auftritt. Aus einer Zeitserie der Eisdicke, die um den systematischen Fehler bereinigt wurde, wird für jeden Monat des Jahres der relative stochastische Fehler der Eisdicke berechnet. Dieser liegt im Winter bei 20% und steigt im Sommer auf einen Wert über 100% an.

Aus den relativen Fehlern der Geschwindigkeiten und der Eisdicke kann nach Standardformeln der Fehlerfortpflanzung der stochastische Fehler des Eisexports für jeden Monat berechnet werden. Aus diesen kann wiederum der Fehler daraus abgeleiteter Größen wie Jahresmittel, mittlerer Jahresgang oder Gesamtmittelwert ermittelt werden.

Abbildung 6.23a-c zeigt die Modellergebnisse des VPM für den Eisexport durch die Framstraße im Überblick. Es sind die monatliche Zeitserie, die Jahresmittel und der mittlere Jahresgang für den Zeitraum 1979 - 1995 mit den berechneten systematischen und stochastischen Fehlerbereichen dargestellt. Man erkennt, daß die systematischen Fehler aufgrund der unterschätzten Eisdicke hauptsächlich im September und Oktober zu einer Unterschätzung des Eisexports führen (Abb. 6.23c). In den Sommermonaten Juli und August macht sich der Fehler kaum bemerkbar, da hier die Geschwindigkeiten in der Framstraße sehr klein sind und damit der Eisexport insgesamt fast zum Erliegen kommt. Für den über den gesamten Zeitraum gemittelten Eisexport von 0.094 Sv ergibt sich ein um 0.005 Sv unterschätzter Eisexport aufgrund der zu niedrigen Eisdicken im Modell. Die stochastischen Fehler nehmen bei der Mittelwertbildung ab und verlieren an Bedeutung bei den Jahresmitteln, dem mittleren saisonalen Zyklus und dem Gesamtmittelwert.

Insgesamt ergibt sich ein mittlerer Eisexport durch die Framstraße von $M_F = 0.097 \pm 0.005 \text{ Sv}$ für den Zeitraum von 1979 bis 1995.

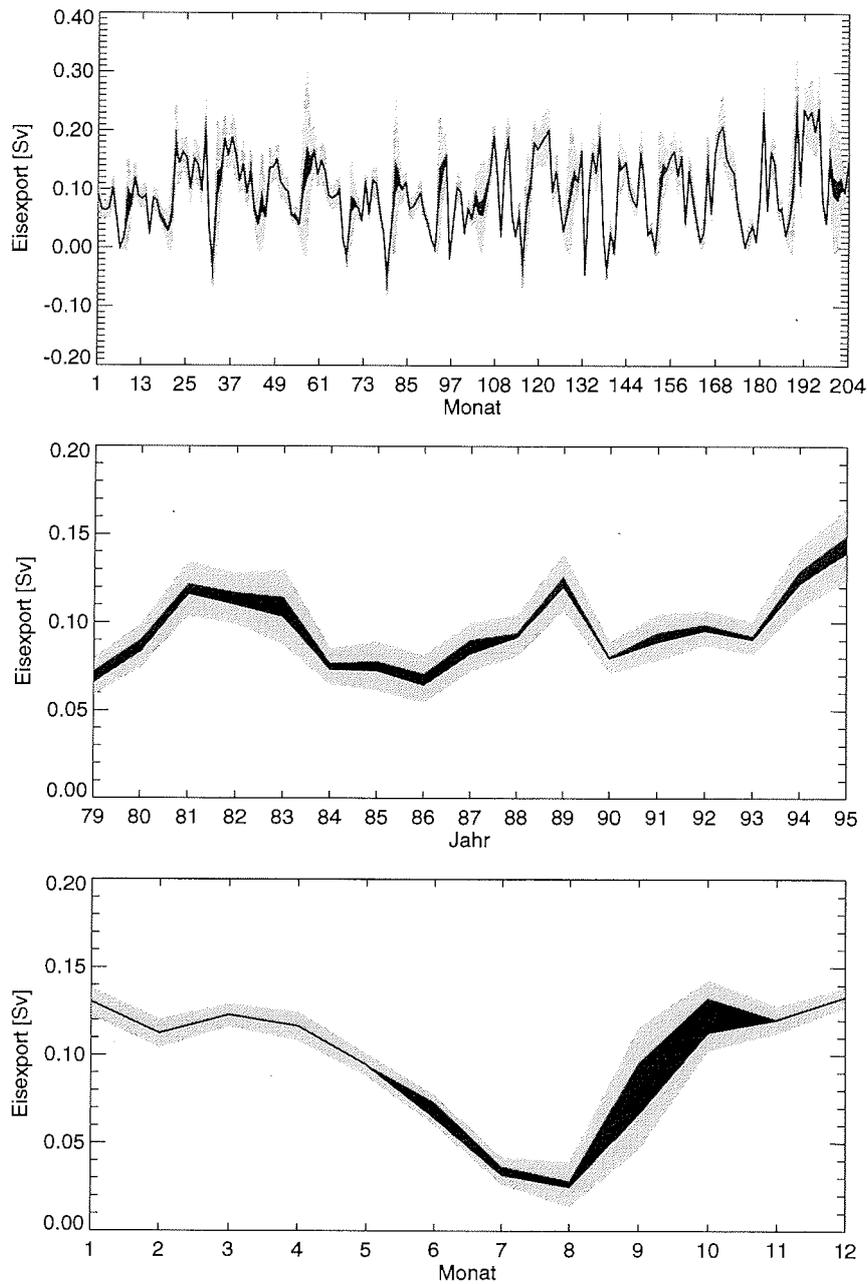


Abbildung 6.23: Simulierter Eisexport des VPM durch die Framstraße a) monatliche Zeitserie b) Zeitserie der Jahresmittel c) mittlerer saisonaler Zyklus. Der dunkle Bereich gibt die Unsicherheiten aufgrund systematisch unterschätzter sommerlicher Eisdicken an. Der äußere, hellere Bereich stellt die stochastischen Fehler dar.

6.5 Rechenzeit

Gekoppelte Klimasimulationen, die alle wichtigen Komponenten des Klimasystems beinhalten, benötigen trotz der Verwendung von Hochleistungsrechnern sehr lange Rechenzeiten. Bei der Entwicklung von Klimamodellen ist man daher gezwungen, mit einer begrenzten räumlichen und zeitlichen Auflösung zu arbeiten und nur die wichtigsten physikalischen Prozesse in den Modellen zu implementieren.

Um den Rechenzeitbedarf der verschiedenen Rheologieansätze zu vergleichen, wurden alle Modelle auf dem gleichen Computersystem, einer Cray-C916/16, implementiert. Es wurden jeweils Modellläufe über sieben Jahre „Spin Up“ und die 17 Jahre von 1979 bis 1995 durchgeführt (Abschnitt 3.4.3). Die Ausgabe der Modellergebnisse wurde abgeschaltet, um ausschließlich die Lösung der Modellgleichungen zu betrachten. Es wurden zwei Versuchsreihen durchgeführt, bei denen die Vektorisierung des Programmcodes durch den Fortrancompiler ein- bzw. ausgeschaltet wurde, um den Bedarf an Rechenzeit für serielle und Vektorrechner zu untersuchen.

Rechenzeitbedarf [10^{-6} CPU-sec]	VPM	CFM	KNF	FDK
Mit Vektorisierung	260	510	110	50
Ohne Vektorisierung	1500	870	500	210

Tabelle 6.10: *Rechenzeitbedarf der verschiedenen Rheologieansätze mit und ohne Vektorisierung des Programmcodes durch den Compiler. Die aufgeführten Werte geben die mittleren CPU-Sekunden pro Zeitschritt und Gitterpunkt an.*

Tabelle 6.10 gibt einen Überblick über die benötigten Rechenzeiten der einzelnen Rheologieansätze. Das FDK, mit dem einfachsten Ansatz zur Beschreibung der internen Kräfte, verbraucht deutlich am wenigsten Rechenzeit. Gegenüber dem VPM ergibt sich, je nach Compileroption, eine um den Faktor 5 bzw. 7 erniedrigte Rechenzeit. Die Unterschiede zwischen dem KNF und dem VPM fallen kleiner aus. Hier verringert sich die Rechenzeit nur um den Faktor 2.5 bzw. 3. Überraschend fällt das Ergebnis für das CFM aus. Dieses besitzt auf Computersystemen, die die Vektorisierung des Programmcodes unterstützen, eine um den Faktor 2 längere Rechenzeit als das VPM. Auf rein seriellen Rechnern, wie z.B. Workstation oder PC, ist das CFM dagegen fast um den Faktor 2 schneller als das VPM. Dies bedeutet, daß der vorliegende Programmcode des CFM, der auch in Klimamodellen Verwendung findet, auf Vektorrechnern langsamer läuft als das VPM.

Insgesamt muß der Vergleich der Rechenzeiten mit Vorsicht betrachtet werden, da keiner der Modellcodes hinsichtlich des Rechenzeitbedarfs optimiert wurde. Nach Zhang und Hibler (1997) existiert inzwischen ein um den Faktor 4 effektiveres numerisches Lösungsverfahren für das VPM. Zusätzlich hängt der Rechenzeitbedarf der Modelle stark von den verschiedenen Computersystemen ab und kann daher nicht verallgemeinert werden.

Da Meereismodelle mit einem täglichen Zeitschritt — wie in dieser Arbeit verwendet — durchaus realistische Ergebnisse liefern, kann die Meereiskomponente

innerhalb einer Klimasimulation mit einem größeren Zeitschritt als der Ozean und die Atmosphäre betrieben werden. Zusätzlich besteht das Meereismodell nur aus einer vertikalen Schicht, wohingegen Ozean und Atmosphäre durch viele Schichten beschrieben werden müssen. Dies führt dazu, daß der Rechenaufwand für die Berechnung der internen Kräfte im Meereis für gekoppelte Simulationen kaum ins Gewicht fällt. So verbraucht die Meereiskomponente, basierend auf dem in dieser Arbeit verwendeten VPM, in einer mesoskaligen gekoppelten Ozean-Meereissimulation nur 10-20% der gesamten Rechenzeit (Timmermann, pers. Mitteilung; Köberle, pers. Mitteilung).

6.6 Zusammenfassung

Um einen Überblick über die erzielten Skill-Werte für die verschiedenen Beobachtungsgrößen zu erhalten, werden diese in Abbildung 6.24 zusammenfassend dargestellt. Es zeigen sich deutliche Unterschiede innerhalb der Modellhierarchie, die es ermöglichen, eine Bewertung der Rheologieansätze vorzunehmen. Die Rangfolge innerhalb der Modellhierarchie variiert je nach der zugrundeliegenden Beobachtungsgröße.

Die simulierte räumliche Verteilung der Eisdicke hängt charakteristisch von der verwendeten Rheologie ab. Der meridionale Gradient der Eisdicke vom Nordpol zum kanadischen Archipel ist bei einem linear-viskosen Material stärker ausgeprägt als bei einem plastischen. Der zonale Gradient der räumlichen Eisdickenverteilung parallel zur nordgrönländischen und nordkanadischen Küste ist charakteristisch für die Wirkung der Scherkräfte. Die bis heute veröffentlichten Eisdickenmessungen liegen jedoch nicht in diesen Regionen, sondern an Positionen, an denen die Unterschiede der simulierten Eisdicken innerhalb der Modellhierarchie sehr klein sind. Daher konnte bei der quantitativen Bewertung der Modelle nur das FDK als Modell mit signifikant schlechteren Resultaten identifiziert werden (Abb. 6.24). Dies mindert aber nicht die Bedeutung, die die räumliche Eisdickenverteilung für die Untersuchung von Meereisrheologien hat. Durch Meßdaten der Eisdicke aus den obengenannten Regionen ergeben sich unmittelbar Informationen über das Verhältnis von linear-viskosem zu plastischem Materialverhalten und den Beitrag der Scherkräfte zur Impulsbilanz des Meereises.

Der Modellvergleich hinsichtlich der Eisausdehnung konnte belegen, daß die winterliche Lage der simulierten Eiskante kaum von den angenommenen Rheologiegesetzen abhängt. Die winterliche Eisausdehnung wird stark durch den ozeanischen Wärmefluß beeinflusst. Das Materialverhalten des Meereises hat dagegen einen starken Einfluß auf die sommerliche Eisausdehnung. Es zeigen sich signifikante Unterschiede bei den sommerlichen Anomalien der Eisausdehnung. Hier erzielen das VPM und das KNF die besten Ergebnisse. Die monatliche Zeitserie der Eisausdehnung mit Daten aus allen Jahreszeiten ist weniger gut für die Unterscheidung von Rheologieansätzen geeignet, da in den meisten Monaten die verschiedenen Modelle sehr ähnliche Eisausdehnungen simulieren (Abb. 6.24).

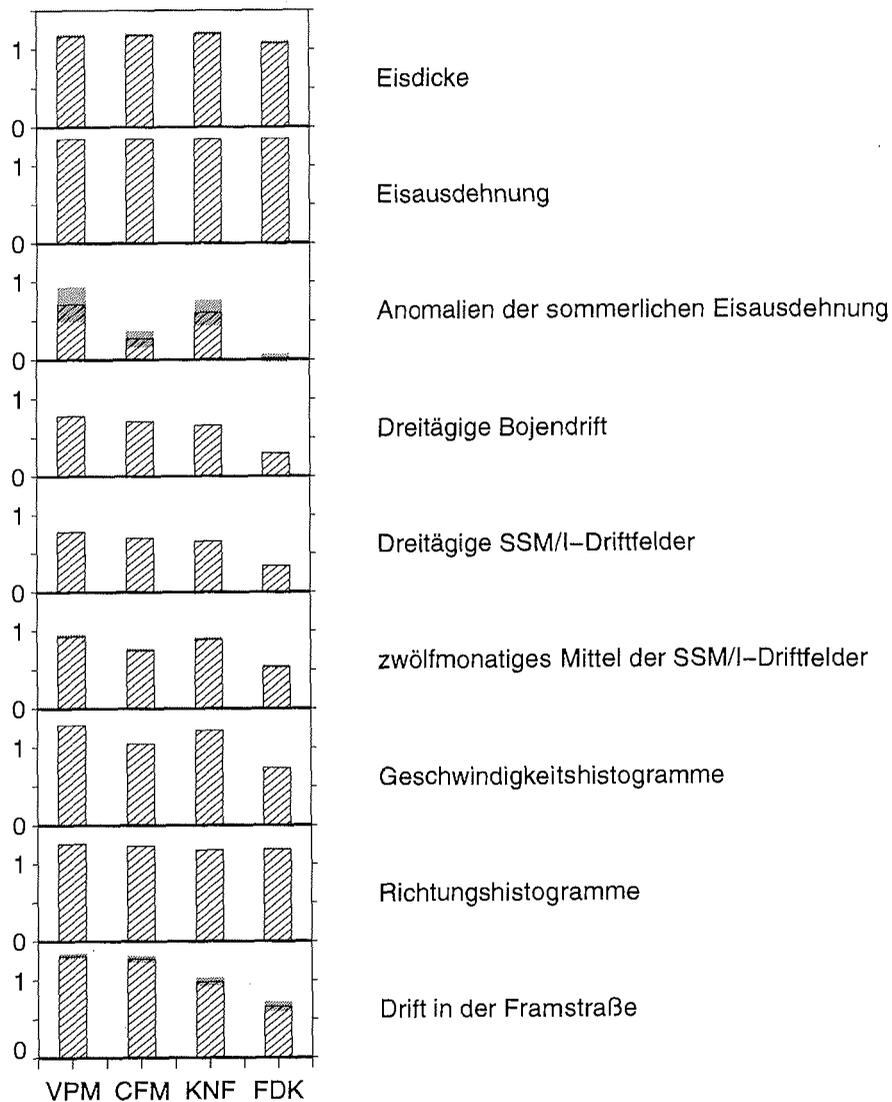


Abbildung 6.24: Überblick über die von den Rheologieansätzen erzielten Skill-Werte für die unterschiedlichen Beobachtungsdaten. Die grauen Bereiche geben die Schwankungsbreite der Skill-Werte aufgrund von Unsicherheiten in den Beobachtungsdaten wieder. Diese sind bei den meisten Fehlerwerten so klein, daß sie nicht mehr sichtbar sind.

Der Vergleich der simulierten Eisdriftgeschwindigkeiten mit den Bojendriftdaten und den aus SSM/I-Daten abgeleiteten Driftfeldern ergibt ein einheitliches Bild für Mittelungsperioden der Geschwindigkeiten zwischen einem und 50 Tagen. Das VPM und das CFM weisen hier die größten Skill-Werte auf, während das KNF und das FDK signifikant schlechtere Werte zeigen (Abb. 6.24). Interessant ist, daß sich die Reihenfolge des CFM und des KNF bei dem Übergang zu zwölfmonatigen Mittelwerten gerade umkehrt. Die Bewertung der simulierten Eisdrift hängt somit bei diesen beiden Modellen von der gewählten Zeitskala ab. Das VPM erzielt unabhängig von der Mittelungsperiode durchgängig die besten Resultate innerhalb der Modellhierarchie, das FDK die schlechtesten.

Neben dem direkten Vergleich der beobachteten und simulierten Driftgeschwindigkeiten wurden auch Statistiken der täglichen Driftgeschwindigkeiten und Driftrichtungen zur Bewertung der Modelle herangezogen. Es zeigt sich, daß die verschiedenen Rheologieansätze einen deutlichen Einfluß auf die Geschwindigkeitshistogramme aus verschiedenen Jahreszeiten und verschiedenen Regionen haben. Dies spiegelt sich auch in den erreichten Skill-Werten wider. Hier zeigt sich besonders deutlich die Vernachlässigung der Scherkräfte beim CFM, das nicht in der Lage ist, den beobachteten hohen Anteil sehr kleiner Geschwindigkeiten zu reproduzieren. Die Richtungsverteilung wird von allen Modellen sehr ähnlich prognostiziert und eignet sich weniger gut zur Unterscheidung von Meereisrheologien.

Als signifikantes Fehlermaß erweist sich die Drift in der Framstraße. Da die Framstraße als Meeresenge ein Hindernis für das treibende Meereis darstellt, zeigt sich in dieser Region die Wirkung der internen Kräfte sehr deutlich. VPM und CFM können am besten die beobachtete Eisdrift reproduzieren, während KNF und FDK die Wirkung der internen Kräfte überschätzen und das Meereis zu stark abbremsen (Abb. 6.24).

Die Verwendung des dimensionslosen Fehlermaßes Skill erlaubt es, die Simulationsergebnisse der verschiedenen Beobachtungsgrößen untereinander zu vergleichen (Abb. 6.24). Es ist zu erkennen, daß die monatlichen Zeitserien der Eisdicke und der Eisausdehnung die am besten simulierten Meereisgrößen sind. Deutlich schlechter werden dagegen die Anomalien der sommerlichen Eisausdehnung von den Modellen reproduziert. Die Güte der simulierten Meereisdrift nimmt mit der betrachteten Mittelungsperiode der Driftgeschwindigkeiten zu, d.h. die Modelle prognostizieren die Meereisdrift auf langen Zeitskalen besser. Die Skill-Werte des VPM liegen insgesamt zwischen 0.7 und 1.35. Die Werte sind damit deutlich höher als die von großskaligen Ozeanmodellen erzielten Skill-Werte, die beim Vergleich mit gemessenen Ozeanströmungen unter 0.3 liegen (Holloway und Sou, 1996). Damit liegt zum ersten Mal ein quantitativer Nachweis über die Güte der zentralen von den Modellen simulierten Meereisvariablen vor. Dieser belegt, daß das optimierte VPM so gute Resultate liefert, daß es für gekoppelte Simulationen eine zuverlässige Modellkomponente darstellt.

Kapitel 7

Fazit und Ausblick

Der Vergleich der verschiedenen Rheologieansätze anhand von Beobachtungsdaten zeigt deutliche Unterschiede innerhalb der Modellhierarchie und ermöglicht es, einen optimalen Rheologieansatz für die Verwendung in Klimamodellen zu bestimmen.

Das Freie-Drift-Modell mit nachträglicher Geschwindigkeitskorrektur enthält eine unphysikalische Beschreibung der internen Kräfte und zeigt hinsichtlich aller Beobachtungsgrößen die größten Abweichungen. Es kann die großräumige Eisausdehnung, Eisdickenverteilung und Dynamik der Meereisbedeckung nicht befriedigend simulieren. Das Cavitating-Fluid-Modell und das kompressible Newtonsche Fluid schneiden deutlich besser ab, besitzen jedoch aufgrund ihrer grundlegenden Vereinfachungen charakteristische Mängel. So ist das Cavitating-Fluid-Modell wegen fehlender Scherkräfte nicht in der Lage, die Eisdrift zum Stillstand zu zwingen, und verlagert dadurch das Gebiet mit den größten simulierten Eisdicken von der Region nördlich des kanadischen Archipels in die Beaufortsee. Das kompressible Newtonsche Fluid überschätzt aufgrund des linear-viskosen Rheologieansatzes die Eisdicken in Gebieten konvergenter Eisdrift und unterschätzt die Driftgeschwindigkeiten in der Framstraße. Das viskos-plastische Modell weist hinsichtlich aller betrachteten Beobachtungsdaten die geringsten Fehler auf. Es stellt daher nachgewiesenermaßen den physikalisch zutreffendsten Rheologieansatz innerhalb der Modellhierarchie dar.

Der Vergleich der Rechenzeiten zeigt für das viskos-plastische Modell und das Cavitating-Fluid-Modell den größten Verbrauch an Rechenzeit. Da der Rechenzeitbedarf der Meereiskomponente in gekoppelten Simulationen aber gegenüber den atmosphärischen und ozeanischen Komponenten wesentlich kleiner ist, sollte die Rechenzeit als Argument für oder gegen eine Verwendung des viskos-plastischen Modells in Klimamodellen nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Die Verwendung eines dimensionslosen Fehlermaßes erlaubt es, die Leistungsfähigkeit der Meereismodelle mit denen von Ozeanmodellen zu vergleichen. Hierbei zeigt sich, daß das optimierte viskos-plastische Meereismodell eine hohe Güte erreicht und für gekoppelte Simulationen eine zuverlässige Modellkomponente darstellt.

Neben dem direkten Modellvergleich konnten aus den Untersuchungen weitere Resultate gewonnen werden. So wurde der für die Bilanz des arktischen Massen- und Wärmehaushalts wichtige Eisexport durch die Framstraße mit Hilfe der in der Fram-

straße zur Verfügung stehenden ULS-Eisdickendaten und SSM/I-Driftfelder validiert. Das viskos-plastische Modell simuliert Eisdicke und Eisdrift in dieser Region innerhalb der Modellhierarchie am besten und prognostiziert damit den realistischsten Eisexport durch die Framstraße. Der umfangreiche Datensatz an Beobachtungsdaten aus dieser Region erlaubt erstmals eine detaillierte Fehlerabschätzung des prognostizierten Eisexports. Der mittlere Eisexport durch die Framstraße für den Zeitraum von 1979 bis 1995 beträgt danach 0.097 Sv mit einem Fehler von ± 0.015 Sv.

Es konnte nachgewiesen werden, daß die interannuale Variabilität der sommerlichen Eisausdehnung zum überwiegenden Teil auf dynamische Prozesse zurückzuführen ist. Die beobachteten Anomalien der sommerlichen Eisausdehnung korrelieren sehr gut mit den Anomalien der arktisweiten Zirkulation des Windfeldes. Ein langjähriger gegenläufiger Trend dieser beiden Größen während des betrachteten Zeitraums von 1979 bis 1995 ist vermutlich auf thermodynamische Prozesse zurückzuführen. Das beobachtete häufigere Auftreten von Tiefdruckgebieten über der zentralen Arktis während dieses Zeitraums hat daher zwei gegenläufige Effekte: Durch Tiefdruckgebiete wird vermehrt Warmluft in die Polarregionen transportiert, die zum allmählichen Rückgang der Meereisbedeckung führt. Gleichzeitig verursacht aber die durch Tiefdruckgebiete erzeugte Meereisdrift eine südwärts gerichtete Geschwindigkeitskomponente, die zum Auseinanderdriften des Meereises und dadurch zur Vergrößerung der Eisausdehnung führt. Die dynamischen Effekte können somit den thermodynamisch verursachten Rückgang der sommerlichen Meereisausdehnung zum Teil verdecken.

Die Ergebnisse dieser Arbeit bieten sich als Grundlage künftiger Forschungsaktivitäten an. Die Identifikation signifikanter Fehlerfunktionen basierend auf Beobachtungsdaten kann für weiterführende Rheologieuntersuchungen genutzt werden. Insbesondere die Beobachtung der großräumigen Eisdickenverteilung in der zentralen Arktis, der Beaufortsee und nördlich des kanadischen Archipels wird Aufschluß über offene Fragen wie die genaue Form der plastischen Bruchkurve, die Breite des viskoplastischen Übergangregimes und das Verhältnis von Scher- zu Kompressionskräften geben können.

Die in dieser Arbeit verwendeten aus SSM/I-Daten abgeleiteten Driftfelder erlauben Aussagen über die Güte der simulierten Eisdrift mit hoher räumlicher Auflösung und ermöglichen es, über mehrere Monate gemittelte Geschwindigkeiten an einer Stelle zu untersuchen. Der in naher Zukunft zu erwartende Datensatz aus allen Wintern ab 1987 wird daher ein wertvolles Instrument zur Validierung von Meereismodellen darstellen.

Die statistische Verteilung der täglichen Driftgeschwindigkeiten ist ein signifikantes Maß für das Wirken interner Kräfte. Regionale und saisonale Unterschiede in den Geschwindigkeitshistogrammen geben wichtige Hinweise auf das Materialverhalten des Meereises. So belegt die Überschätzung der internen Kräfte im Sommerquartal, daß die großskalige Parametrisierung der Eishärte in der verwendeten Form unzureichend ist. Abhängig von Gefrier- und Schmelzprozessen durchläuft die Mikrostruktur des Meereises einen Jahreszyklus, der die Festigkeit der einzelnen Eisschollen

bestimmt. Dies sollte in der großskaligen Parametrisierung der Eishärte berücksichtigt werden.

Mit dieser Arbeit ist der erste Teil des *Sea-Ice Model Intercomparison Projects* (SIMIP), der sich mit der Beschreibung der Dynamik in Meereismodellen beschäftigt, abgeschlossen. Aus den Ergebnissen läßt sich die klare Empfehlung ableiten in gekoppelten Simulationen — auch in Klimamodellen — einen viskos-plastischen Rheologieansatz mit Scherkräften zu verwenden. Die Identifikation einer für Klimasimulationen geeigneten thermodynamischen Beschreibung des Meereises wird Aufgabe der zweiten Phase des SIMIP sein.

Abkürzungen

ACSYS	Arctic Climate System Study
AIDJEX	Arctic Ice Dynamics Joint Experiment
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AWI	Alfred-Wegener-Institut
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ERS1/2	European Remote Sensing Satellites
GCM	General Circulation Model
IABP	International Arctic Buoy Programme
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Center of Environmental Prediction
NCAR	National Center of Atmospheric Research
NSIDC	National Snow and Ice Data Centre
RADARSAT	Radar Satellite
RMS	Root Mean Square
SAR	Synthetic Aperture Radar
SIMIP	Sea-Ice Model Intercomparison Project
SIOM	Sea-Ice/Ocean Modelling Panel
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave / Imager
ULS	Upward Looking Sonar
WCRP	World Climate Research Programme

Hierarchie der Rheologieansätze

VPM	Viskos-Plastisches Modell
CFM	Cavitating-Fluid-Modell
KNF	Kompressibles Newtonsches Fluid
FDK	Freie Drift mit Korrektur

Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. und E. C. Carmack** The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. JGR, 94(C10):14485–14498, 1989.
- Andreas, E. L. und K. J. Claffey** Air-ice drag coefficients in the western Weddell Sea 1. Values deduced from profile measurements. JGR, 100(C3):4821–4831, 1995.
- Aukrust, T. und J. M. Oberhuber** Modeling of the Greenland, Iceland, and Norwegian Seas with a coupled sea ice - mixed layer - isopycnal ocean model. JGR, 100(C3):4771–4789, 1995.
- Barry, R. G., M. C. Serreze, J. A. Maslanik und R. H. Preller** The arctic sea ice-climate system: observations and modelling. Reviews of Geophysics, 31(4):397–422, 1993.
- Barry, R. G.** The parameterization of surface albedo for sea ice and its snow cover. Progress in Phys. Geography, 20(1):63–79, 1996.
- Bourke, R. H. und A. S. McLaren** Contour mapping of Arctic Basin ice draft and roughness parameters. JGR, 97(C11):17715–17728, 1992.
- Bratchie, I.** Rheology of an ice-floe field. Annals of Glaciology 5:23–28, 1984.
- Bronstein, I. N. und K. A. Semendjajew** Taschenbuch der Mathematik. Verlag Harri Deutsch, Thun und Frankfurt/Main, 1983.
- Bryan, K.** Climate and the ocean circulation III: the ocean model. Monthly Weather Review, 97(11):806–826, 1969.
- Campbell, W. J.** The wind-driven circulation of sea ice. JGR, 70:3279–3330, 1966.
- Cavalieri, D. J., P. Gloersen und W. J. Campbell** Determination of sea ice parameters with the Nimbus 7 SSMR. JGR, 89(D4):5355–5369, 1984.
- Comiso, J. C.** Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations. JGR, 88(C12):975–994, 1986.

- Comiso, J. C., D. J. Cavalieri, C. L. Parkinson und P. Gloersen** Passive microwave algorithm for sea ice concentration: a comparison of two techniques. *Remote Sens. Environ.*, 60:357–384, 1997.
- Colony, R. und A. S. Thorndike** An estimate of the mean field of sea ice motion. *JGR*, 89(C6):10623–10629, 1984.
- Colony, R. und I. Rigor** Arctic ocean buoy data program report. Applied Physics Laboratory Technical Memorandum, APL-UW TM 10-91. National Snow and Ice Data Center (NSIDC), Boulder, CO, 1995.
- Coon, M. D., G. A. Maykut, R. S. Pritchard, D. A. Rothrock und A. S. Thorndike** Modeling the pack ice as an elastic-plastic material. *AIDJEX Bulletin* 24:1-105, 1974.
- Ebert, E. E. und J. A. Curry** An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions. *JGR* 98(C6):10085–10109, 1993.
- Eicken, H., M. Lange, H. W. Hubberten und P. Wadhams** Characteristics and distribution patterns of snow and meteoric ice in the Weddell Sea and their contribution to mass balance of sea ice. *Annales Geophysicae*, 12:80–93, 1994.
- Eicken, H., R. Gradinger, B. Ivanov, A. Makshtas und R. Pac** Surface melt puddles on multi-year sea ice in the Eurasian Arctic. *Dynamics of the Arctic climate system*, Geneva: WCRP conference, WMO, 1995.
- Eicken, H., M. Lensu, M. Leppäranta, W. B. Tucker III, A. J. Gow und O. Salmela** Thickness, structure, and properties of level summer multiyear ice in the Eurasian sector of the Arctic Ocean. *JGR*, 100(C11):22697–22710, 1995.
- Fichefet, T. und M. A. Morales Maqueda** Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *JGR*, 102(C6):12609–12646, 1997.
- Fischer, H.** Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer. *Berichte zur Polarforschung* 166, ISSN 0176-5027, Alfred-Wegener-Institut (AWI), D-27515 Bremerhaven, 1995.
- Flato, G. M. und W. D. Hibler III** Modeling pack ice as a cavitating fluid. *JPO*, 22:626–651, 1992.
- Flato, G. M.** Spatial and temporal variability of Arctic ice thickness. *Annals of Glaciology*, 21:323–329, 1995.

- Gloersen, P. und F. T. Barath** A scanning multichannel microwave radiometer for Nimbus-G and Seasat-A. IEEE Journal of Oceanic Engineering, OE-2:172–178, 1977.
- Gloersen, P. und W. J. Campbell** Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987: satellite passive-microwave observations and analysis. NASA SP no. 511, 1992.
- Gray, J. M. N. T. und P. D. Killworth** Stability of the viscous-plastic sea ice rheology. JPO, März 1995.
- Häkkinen, S.** An Arctic source for the Great Salinity Anomaly: A simulation of the Arctic ice-ocean system for 1955–1975, JGR, 98(C9):16397–16410, 1993.
- Häkkinen, S.** Simulated interannual variability of Greenland Sea deep water formation and its connection to surface forcing. JGR, 100(C3):4761–4770, 1995.
- Harder, M.** Erweiterung eines dynamisch-thermodynamischen Meereismodells zur Erfassung deformierten Eises. Berichte aus dem Fachbereich Physik, Report 50, Alfred-Wegener-Institut (AWI), D-27515 Bremerhaven, 1994.
- Harder, M.** Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis - Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell. Berichte zur Polarforschung 203, ISSN 0176-5027, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 1996.
- Harder, M.** Roughness, age and drift trajectories of sea ice in large-scale simulations and their use for model verifications. Annals of Glaciology, 25:237–240, 1997.
- Harder, M., P. Lemke und M. Hilmer** Simulation of sea ice transport through Fram Strait: Natural variability and sensitivity to forcing. JGR Oceans (in Druck), 1998.
- Hibler, W. D., III** Differential sea ice drift. II: Comparison of mesoscale strain measurements to linear drift theory prediction. J. Glaciol., 13:457–471, 1974.
- Hibler, W. D., III** A viscous sea ice law as a stochastic average of plasticity, JGR 82(27):3932–3938, 1977.
- Hibler, W. D., III** A dynamic thermodynamic sea ice model. JPO, 9(4):815–846, 1979.
- Hibler, W. D., III** The role of sea ice dynamics in modeling CO_2 increases. In: Climate processes and climate sensitivity, 29:238–253, Hrsg. J. E. Hansen und T. Takahashi, Geophysical Monograph, AGU, Washington, D. C., 1984.
- Hibler, W. D., III und W. B. Tucker** Some results from a linear viscous model of the Arctic ice cover. J. Glaciol., 22:293–304, 1979.
- Hibler, W. D., III und K. Bryan** Diagnostic ice-ocean model. JPO, 17(7):987–1015, 1987.

- Hibler, W. D., III und J. Zhang** Interannual and climatic characteristics of an ice ocean circulation model. *Ice and the Climate System. NATO ASI Ser., Ser. I, Global and Environmental Change* edited by W. R. Peltier, 12:633–652, Springer-Verlag, New York, 1993.
- Hibler, W. D., III** Ice rheology issues for climate studies. Report of the second ACSYS Sea Ice Modelling Workshop, edited by P. Lemke, WCRP Informal Report No. 1, 1997.
- Hilmer, M.** Numerische Untersuchungen des Einflusses atmosphärischer Antriebsfelder in Simulationen der Grenzfläche Atmosphäre-Eis-Ozean in der Arktis. Diplomarbeit der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 1997.
- Holland, D. M., L. A. Mysak, D. K. Manak und J. M. Oberhuber** Sensitivity study of a dynamic thermodynamic sea ice model. *JGR*, 98(C2):2561–2586, 1993.
- Hollinger, J. P., R. Lo, G. Poe, R. C. Savage, und J. L. Peirce** Special Sensor Microwave/Imager user's guide. Naval research laboratory, Washington D.C., 1987.
- Holloway, G. und T. Sou** Measuring skill of a topographic stress parameterization in a large-scale ocean model. *JPO*, 26(6):1088–1092, 1996.
- Hopkins, M. A., W. D. Hibler and G. M. Flato** On the numerical simulation of the sea ice ridging process. *JGR*, 96(C3):4809–4820, 1991.
- Ip, Ch. F.** Numerical investigation of different rheologies on sea-ice dynamics (Ph. D. thesis). Thayer School of Engineering, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire, 1993.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)** Climate change, 1995: the science of climate change. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg und K. Maskell. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1996.
- Jones, P. D.** Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and update to 1993. *J. Climate*, 7:1794–1802, 1994.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne und D. Joseph** The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(3):437–470, 1996.

- König-Langlo, G. und E. Augstein** Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth's surface in polar regions. *Meteorol. Zeitschrift*, p. 343–347, N. F. 3., H. 6, 1994.
- Kottmeier, C. und L. Sellmann** Atmospheric and oceanic forcing of Weddell Sea ice motion. *JGR*, 101(C9):20809–20824, 1996.
- Kovacs, A.** Estimating the full-scale flexural and compressive strength of first-year sea ice. *JGR*, 102(C4):8681–8689, 1997.
- Krause, R. A.** *Zweihundert Tage im Packeis. Schriften des deutschen Schifffahrts-museums*, Bd. 46, S. 46–47. Ernst Kabel Verlag, Hamburg, 1997.
- Kreyscher, M., M. Harder und P. Lemke** First results of the Sea-Ice Model Intercomparison Project (SIMIP). *Annals of Glaciology*, 25:8–11, 1997.
- Kvambekk, A. S. und T. Vinje** Ice draft recordings from upward looking sonars in the Fram Strait and the Barents Sea in 1987/88 and 1990/91. *Norsk Polarinstitutt Rapportserie Nr. 79.*, Oslo, 1992.
- Laevastu, T.** Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea. *Comment. Phys. Math.*, 25, 1, 1960.
- Laikhtman, D. L.** *Physics of boundary layer of the atmosphere.* U.S. Dept. of Commerce, Washington, D.C., Engl. Transl., 200pp, 1964.
- Legutke, S.** Numerical experiments relating to the “Great Salinity Anomaly” of the seventies in the Greenland and Norwegian seas. *Prog. Oceanogr.*, 27:341–363, 1991.
- Lemke, P., W. D. Hibler III, G. Flato, M. Harder und M. Kreyscher** On the improvement of sea-ice models for climate simulations: The Sea-Ice Model Intercomparison Project. *Annals of Glaciology*, 25:183–187, 1997.
- Leppäranta, M.** A growth model for black ice, snow ice, and snow thickness in subarctic basins. *Nordic Hydrology*, 14:59–70, 1983.
- Loewe, P.** Full sea ice model forced with GCM atmosphere. In: *Sea ice properties and processes, proceedings of the W. F. Weeks Sea Ice Symposium*, Hrsg. S. F. Ackley und W. F. Weeks, CRREL Monograph 90-1, 1990.
- Loyning, T. B. und N. Nordlund** Ice draft time series in the Fram Strait 1990–1994. Project report from TASK 3111: Measuring ice thickness using upward sonar under ESOP, MAST II, 1995.
- Martin, T.** Sea ice drift in the East Greenland Current. *Remote Sensing of the Polar Environments, Fourth Circumpolar Symposium*, Dänemark, 1996.
- Martin, T. und E. Augstein** Large-scale drift of Arctic sea ice retrieved from passive microwave satellite data. *JGR* (eingereicht), 1998.

- Maslanik, J. A., M. S. Serreze und R. G. Barry** Recent decreases in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies. *Geophys. Research Letters*, 23(13):1677–1680.
- McLaren, A. S., R. H. Bourke, J. E. Walsh und R. L. Weaver** Variability in sea-ice thickness over the North Pole from 1958 to 1992. In: *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, Geophysical Monograph vol. 85, AGU, Washington, USA, 1994.
- McPhee, M. G.** The effect of the oceanic boundary layer on the mean drift of pack ice: Application of a simple model. *JPO*, 9:388–400, 1979.
- Mesinger, F. und A. Arakawa** Numerical methods used in atmospheric models. *Global Atmospheric Research Program Publication Series*, vol. 17, WMO, Genf, 1976.
- Moritz, R. E.** ULS measurements of ice draft in the Chukchi Sea. Data report of Polar Science Center, University of Washington, 1990.
- Murray, F. W.** On the computation of saturation vapor pressure. *J. Appl. Meteorol.*, 6:203–204, 1967.
- Nansen, F.** The oceanography of the North Polar Basin, the Norwegian North Polar Expedition 1893-1896. *Sci. Res.*, 3:1–427, 1902.
- NSIDC (National Snow and Ice Data Centre) DMSP SSM/I** brightness temperatures and sea ice concentration grids for the polar regions on CD-ROM, User's guide. NSIDC special report 1, CIRES, University of Colorado, Boulder, USA, 1996.
- Overland, J. E.** Atmospheric boundary layer structure and drag coefficient over sea ice. *JGR*, 90(C5):9029–9049, 1985.
- Overland, J. E. und K. L. Davidson** Geostrophic drag coefficients over sea ice. *Tellus*, 44A:54–66, 1992.
- Owens, W. B. und P. Lemke** Sensitivity studies with a sea ice-mixed layer-pycnocline model in the Weddell Sea. *JGR*, 95(C6):9527–9538, 1990.
- Parkinson, C. L. und W. M. Washington** A large-scale numerical model of sea ice. *JGR*, 84(C1):311–337, 1979.
- Pritchard, R. S.** An elastic-plastic constitutive law for sea ice. *J. Appl. Mech.*, 43E:379–384, 1975.
- Proshutinsky, A. Y. und M. A. Johnson** Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *JGR*, 102(C6):12493–12514, 1997.
- Rothrock, D. A.** The energetics of the plastic deformation of pack ice by ridging. *JGR*, 80(30):4514–4519, 1975.

- Sellers, W. D.** Physical Climatology, 272pp., University of Chicago Press, Chicago, Ill., 1965.
- Semtner, A. J., Jr.** A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *JPO*, 6(3):379-389, 1976.
- Serreze, M. C., J. A. Maslanik, J. R. Key, R. F. Kokaly und D. A. Robinson** Diagnostic of the record minimum in Arctic sea ice area during 1990 and associated snow cover extremes. *Geophys. Research Letters*, 22(16):2183-2186, 1995.
- Shine K. P. und A. Henderson-Sellers** The sensitivity of a thermodynamic sea ice model to changes in surface albedo parametrization. *JGR*, 90(D1):2243-2250, 1985.
- Smith, D. S.** Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *JGR*, 93(C12):15467-15472, 1988.
- Sverdrup, H. U.** The wind-drift of the ice on the north-Siberian shelf. The Norwegian North Polar expedition with the *Maud* 1918-1925. Scientific results, Vol. 4. Geofysisk Institutt Bergen, 1928.
- Thorndike A. S. und R. Colony** Sea ice motion in response to geostrophic winds. *JGR*, 87:5845-5852, 1982.
- Ukita J. und R. E. Moritz** Yield curves and flow rules of pack ice. *JGR*, 100(C3):4545-4557, 1995.
- Vinje, T., N. Nordlund, S. Osterhus, R. Korsnes, A. Kvambekk und E. Nost** Monitoring ice thickness in Fram Strait. Norsk Polarinstitut Contribution No. 321:54pp, 1996.
- Vinje, T., N. Nordlund und A. Kvambekk** Monitoring ice thickness in Fram Strait. *JGR* (in Druck), 1998.
- Vowinckel, E. und S. Orvig** The climate of the North Polar Basin. In: *Climates of the polar regions, World Survey of Climatology*, vol. 14, Hrsg. S. Orvig, New York, 1970.
- Wadhams, P.** Sea ice thickness distribution in Fram Strait. *Nature*, 305:108-111, 1983.
- Walsh, J. E., W. D. Hibler III und B. Ross** Numerical simulation of northern hemisphere sea ice variability, 1951-1980. *JGR*, 90(C3):4847-4865, 1985.
- Zhang, J. und W. D. Hibler III** On an efficient numerical method for modeling sea ice dynamics. *JGR*, 102(C4):8691-8702, 1997.
- Zillman, J. W.** A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans. In: *Meteorological study*, vol. 26, 526pp., Bureau of Meteorology, Dept. of the Interior, Canberra, Australia, 1972.

Danksagung

Für die Betreuung dieser Arbeit möchte ich mich bei Prof. Dr. Peter Lemke bedanken.

Mein besonderer Dank gilt Markus Harder, der mich kompetent und sehr geduldig in die Meereismodellierung eingeführt hat und stets bereitwillig meine Fragen beantwortete. Holger Fischer, Ralph Timmermann und allen Mitgliedern der Meereisgruppe danke ich für zahllose fruchtbare Diskussionen in einer freundschaftlichen Atmosphäre. Thomas Martin und Josef Kolatschek danke ich für die Hilfestellungen bei Fragen der Fernerkundung und Hajo Eicken für die kompetente und engagierte Führung der Meereisgruppe nach dem Wechsel von Peter Lemke nach Kiel. Den Teilnehmern der SIOM-Workshops danke ich für ihre offenen und konstruktiven Anregungen, die bei der Ausrichtung dieser Arbeit sehr geholfen haben.

Greg Flato stellte freundlicherweise den Programmcode des Cavitating-Fluid-Modells und die ozeanischen Antriebsdaten zur Verfügung. Michael Hilmerprozessierte die atmosphärischen Antriebsdaten, die vom National Oceanographic and Atmospheric Administration / Climate Diagnostics Centre (NOAA/CDC) bezogen wurden. Die IABP-Bojendaten und die SMMR- und SSM/I-Satellitendaten stammen vom National Snow and Ice Data Center (NSIDC).

Den namentlich nicht genannten Kolleginnen und Kollegen des Alfred-Wegener-Instituts gilt mein Dank für die gute Arbeitsatmosphäre und stete Hilfsbereitschaft.

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

- * **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“, Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
Heft Nr. 1/1982 – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“, zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS 'Meteor'“, First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfüge zusammengestellt von Norbert Klages
Heft Nr. 3/1982 – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungsschiffes 'Meteor'“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT III), von Bodo Morgenstern
Heft Nr. 4/1982 – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“, Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982“, by G. Hempel and R. B. Heywood
- * **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen 'Eiswarte')“, zusammengestellt von Gode Gravenhorst
Heft Nr. 7/1982 – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS 'Polarsirkel' (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei zusammengestellt von R. Schneppenheim
Heft Nr. 8/1983 – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“, by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer
- * **Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“, by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass
Heft Nr. 10/1983 – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982 zusammengestellt von Dieter Adelung
Heft Nr. 11/1983 – „Joint Biological Expedition on RRS 'John Biscoe', February 1982 (II)“, Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski
Heft Nr. 12/1983 – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS 'Polarstern'“, Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschleppnetzfüge und Liste der Probenahme an Robben und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS 'Polarbjörn' 1982/83“ (Sommerkampagne zur Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS 'Polarstern' (Kapstadt, 20. Januar 1983 – Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
Sonderheft Nr. 3/1983 – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“, zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS 'Polarstern' 1982/83“, herausgegeben von Gotthilf Hempel
Sonderheft Nr. 4/1983 – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.-16. May 1983, edited by S. B. Schnack
Heft Nr. 15/1983 – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV 'Walther Herwig' and RV 'Meteor'“ – First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls by Uwe Piatkowski and Norbert Klages
Sonderheft Nr. 5/1984 – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein
Heft Nr. 16/1984 – „FIBEX cruise zooplankton data“, by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski
Heft Nr. 17/1984 – „Fahrtbericht (cruise report) der 'Polarstern'-Reise ARKTIS I, 1983“, von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede
Heft Nr. 18/1984 – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“, Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer
Heft Nr. 19/1984 – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS 'Polarstern' 1983/84“, Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas-Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen
Heft Nr. 20/1984 – „Die Expedition ARKTIS II des FS 'Polarstern' 1984, mit Beiträgen des FS 'Valdivia' und des Forschungsflugzeuges 'Falcon 20' zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“, von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel
Heft Nr. 21/1985 – „Euphausiid larvae in plankton samples from the vicinity of the Antarctic Peninsula, February 1982“, by Sigrid Marschall and Elke Mizdalski

- Heft Nr. 22/1985** – „Maps of the geographical distribution of macrozooplankton in the Atlantic sector of the Southern Ocean“, by Uwe Piatkowski
- Heft Nr. 23/1985** – „Untersuchungen zur Funktionsmorphologie und Nahrungsaufnahme der Larven des Antarktischen Krills *Euphausia superba* Dana“, von Hans-Peter Marschall
- Heft Nr. 24/1985** – „Untersuchungen zum Periglazial auf der König-Georg-Insel Südshetlandinseln/ Antarktika. Deutsche physiogeographische Forschungen in der Antarktis. – Bericht über die Kampagne 1983/84“, von Dietrich Barsch, Wolf-Dieter Blümel, Wolfgang Flügel, Roland Mäusbacher, Gerhard Stäblein, Wolfgang Zick
- * **Heft Nr. 25/1985** – „Die Expedition ANTARKTIS III mit FS 'Polarstern' 1984/85“, herausgegeben von Gotthilf Hempel
- * **Heft Nr. 26/1985** – „The Southern Ocean“; A survey of oceanographic and marine meteorological research work by Hellmer et al.
- Heft Nr. 27/1986** – „Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell-See“, von Hannes Grobe
- Heft Nr. 28/1986** – „Die Expedition ARKTIS III mit 'Polarstern' 1985“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Rainer Gersonde
- * **Heft Nr. 29/1986** – „5 Jahre Schwerpunktprogramm 'Antarktisforschung' der Deutschen Forschungsgemeinschaft.“ Rückblick und Ausblick. Zusammenestellt von Gotthilf Hempel, Sprecher des Schwerpunktprogramms
- Heft Nr. 30/1986** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station for 1981 and 1982“, by Marianne Gube and Friedrich Obleitner
- Heft Nr. 31/1986** – „Zur Biologie der Jugendstadien der Notothenioidei (Pisces) an der Antarktischen Halbinsel“, von A. Kellermann
- Heft Nr. 32/1986** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86“, mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer, herausgegeben von Dieter Fütterer
- Heft Nr. 33/1987** – „Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS 'Polarstern' 1985/86 – Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV/3-4“, von Dieter Karl Fütterer
- Heft Nr. 34/1987** – „Zoogeographische Untersuchungen und Gemeinschaftsanalysen an antarktischem Makroplankton“, von U. Piatkowski
- Heft Nr. 35/1987** – „Zur Verbreitung des Meso- und Makrozooplanktons in Oberflächenwasser der Weddell See (Antarktis)“, von E. Boysen-Ennen
- Heft Nr. 36/1987** – „Zur Nahrungs- und Bewegungsphysiologie von *Salpa thompsoni* und *Salpa fusiformis*“, von M. Reinke
- Heft Nr. 37/1987** – „The Eastern Weddell Sea Drifting Buoy Data Set of the Winter Weddell Sea Project (WWSP) 1986“, by Heinrich Hoerber und Marianne Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 38/1987** – „The Meteorological Data of the Georg von Neumayer Station for 1983 and 1984“, by M. Gube-Lehnhardt
- Heft Nr. 39/1987** – „Die Winter-Expedition mit FS 'Polarstern' in die Antarktis (ANT V/1-3)“, herausgegeben von Sigrd Schnack-Schiel
- Heft Nr. 40/1987** – „Weather and Synoptic Situation during Winter Weddell Sea Project 1986 (ANT V/2) July 16 – September 10, 1986“, by Werner Rabe
- Heft Nr. 41/1988** – „Zur Verbreitung und Ökologie der Seegurken im Weddellmeer (Antarktis)“, von Julian Gutt
- Heft Nr. 42/1988** – „The zooplankton community in the deep bathyal and abyssal zones of the eastern North Atlantic“, by Werner Beckmann
- Heft Nr. 43/1988** – „Scientific cruise report of Arctic Expedition ARK IV/3“, Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3, compiled by Jörn Thiede
- Heft Nr. 44/1988** – „Data Report for FV 'Polarstern' Cruise ARK IV/1, 1987 to the Arctic and Polar Fronts“, by Hans-Jürgen Hirche
- Heft Nr. 45/1988** – „Zoogeographie und Gemeinschaftsanalyse des Makrozoobenthos des Weddellmeeres (Antarktis)“, von Joachim Voß
- Heft Nr. 46/1988** – „Meteorological and Oceanographic Data of the Winter-Weddell-Sea Project 1986 (ANT V/3)“, by Eberhard Fahrbach
- Heft Nr. 47/1988** – „Verteilung und Herkunft glazial-mariner Gerölle am Antarktischen Kontinentalrand des östlichen Weddellmeeres“, von Wolfgang Oskierski
- Heft Nr. 48/1988** – „Variationen des Erdmagnetfeldes an der GvN-Station“, von Arnold Brodscholl
- * **Heft Nr. 49/1988** – „Zur Bedeutung der Lipide im antarktischen Zooplankton“, von Wilhelm Hagen
- Heft Nr. 50/1988** – „Die gezeitenbedingte Dynamik des Ekström-Schelfeises, Antarktis“, von Wolfgang Kobarg
- Heft Nr. 51/1988** – „Ökomorphologie nototheniider Fische aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Werner Ekau
- Heft Nr. 52/1988** – „Zusammensetzung der Bodenfauna in der westlichen Fram-Straße“, von Dieter Piepenburg
- * **Heft Nr. 53/1988** – „Untersuchungen zur Ökologie des Phytoplanktons im südöstlichen Weddellmeer (Antarktis) im Jan./Febr. 1985“, von Eva-Maria Nöthig

- Heft Nr. 54/1988** – „Die Fischfauna des östlichen und südlichen Weddellmeeres: geographische Verbreitung, Nahrung und trophische Stellung der Fischarten“, von Wiebke Schwarzbach
- Heft Nr. 55/1988** – „Weight and length data of zooplankton in the Weddell Sea in austral spring 1986 (ANT V/3)“, by Elke Mizdalski
- Heft Nr. 56/1989** – „Scientific cruise report of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3“, by G. Krause, J. Meincke und J. Thiede
- Heft Nr. 57/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS V mit FS 'Polarstern' 1986/87“, Bericht von den Fahrtabschnitten ANT V/4-5 von H. Miller und H. Oerter
- * **Heft Nr. 58/1989** – „Die Expedition ANTARKTIS VI mit FS 'Polarstern' 1987/88“, von D. K. Fütterer
- Heft Nr. 59/1989** – „Die Expedition ARKTIS V/1a, 1b und 2 mit FS 'Polarstern' 1988“, von M. Spindler
- Heft Nr. 60/1989** – „Ein zweidimensionales Modell zur thermohalinen Zirkulation unter dem Schelfeis“, von H. H. Hellmer
- Heft Nr. 61/1989** – „Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika“, von M. Peters
- * **Heft-Nr. 62/1989** – „The Expedition ANTARKTIS VII/1 and 2 (EPOS I) of RV 'Polarstern' in 1988/89“, by I. Hempel
- Heft Nr. 63/1989** – „Die Eisalgenflora des Weddellmeeres (Antarktis): Artenzusammensetzung und Biomasse, sowie Ökophysiologie ausgewählter Arten“, von Annette Bartsch
- Heft Nr. 64/1989** – „Meteorological Data of the G.-v.-Neumayer-Station (Antarctica)“, by L. Helmes
- Heft Nr. 65/1989** – „Expedition Antarktis VII/3 in 1988/89“, by I. Hempel, P. H. Schalk, V. Smetacek
- Heft Nr. 66/1989** – „Geomorphologisch-glaziologische Detailkartierung des arid-hochpolaren Borgmassivet, Neuschwabenland, Antarktika“, von Karsten Brunk
- Heft-Nr. 67/1990** – „Identification key and catalogue of larval Antarctic fishes“, edited by Adolf Kellermann
- Heft-Nr. 68/1990** – „The Expedition Antarktis VII/4 (Epos leg 3) and VII/5 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by W. Arntz, W. Ernst, I. Hempel
- Heft-Nr. 69/1990** – „Abhängigkeiten elastischer und rheologischer Eigenschaften des Meereises vom Eisgefüge“, von Harald Hellmann
- Heft-Nr. 70/1990** – „Die beschalteten benthischen Mollusken (Gastropoda und Bivalvia) des Weddellmeeres, Antarktis“, von Stefan Hain
- Heft-Nr. 71/1990** – „Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)“, von Dieter Cordes
- Heft-Nr. 72/1990** – „Distribution and abundance of planktonic copepods (Crustacea) in the Weddell Sea in summer 1980/81“, by F. Kurbjeweit and S. Ali-Khan
- Heft-Nr. 73/1990** – „Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres“, von M. Schlüter
- Heft-Nr. 74/1991** – „Expeditionen ANTARKTIS-VIII/3 und VIII/4 mit FS 'Polarstern' 1989“, von Rainer Gersonde und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 75/1991** – „Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer (Antarktis)“, von Sigrun Grünig
- Heft-Nr. 76/1991** – „Ergebnisse der faunistischen Arbeiten in Benthal von King George Island (Südshetlandinseln, Antarktis)“, Martin Rauschert
- Heft-Nr. 77/1991** – „Verteilung von Mikroplankton-Organismen nordwestlich der Antarktischen Halbinsel unter dem Einfluß sich ändernder Umweltbedingungen in Herbst“, von Heinz Klöser
- Heft-Nr. 78/1991** – „Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete“, von Norbert R. Nowaczyk
- Heft-Nr. 79/1991** – „Ökophysiologische Untersuchungen zur Salinitäts- und Temperaturtoleranz antarktischer Grünalgen unter besonderer Berücksichtigung des β -Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP) – Stoffwechsels“, von Ulf Karsten
- Heft-Nr. 80/1991** – „Die Expedition ARKTIS VII/1 mit FS 'POLARSTERN' 1990“, herausgegeben von Jörn Thiede und Gotthilf Hempel
- Heft-Nr. 81/1991** – „Paläoglaziologie und Paläozoographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Martin Melles
- Heft-Nr. 82/1991** – „Quantifizierung von Meereiseigenschaften: Automatische Bildanalyse von Dünnschnitten und Parametrisierung von Chlorophyll- und Salzgehaltsverteilungen“, von Hajo Eicken
- Heft-Nr. 83/1991** – „Das Fließen von Schelfeisen – numerische Simulationen mit der Methode der finiten Differenzen“, von Jürgen Determann
- Heft-Nr. 84/1991** – Die Expedition ANTARKTIS VIII/1-2, 1989 mit der Winter Weddell Gyre Study der Forschungsschiffe 'Polarstern' und 'Akademik Fedorov“, von Ernst Augstein, Nicolai Bagriantsev und Hans Werner Schenke
- Heft-Nr. 85/1991** – „Zur Entstehung von Unterwassereis und das Wachstum und die Energiebilanz des Meereises in der Atka Bucht, Antarktis“, von Josef Kipfstuhl

- Heft-Nr. 86/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII/5“, herausgegeben von Heinz Miller und Hans Oerter
- Heft-Nr. 87/1991** – „Scientific cruise reports of Arctic expeditions ARK-VI/1-4 of RV 'Polarstern' in 1989“, edited by G. Krause, J. Meincke & H. J. Schwarz
- Heft-Nr. 88/1991** – „Zur Lebensgeschichte dominanter Copepodenarten (*Calanus finmarchicus*, *C. glacialis*, *C. hyperboreus*, *Metridia longa*) in der Framstraße“, von Sabine Diel
- Heft-Nr. 89/1991** – „Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell-Meeress vor Kapp Norvegia, Antarktis“, von Norbert E. Kaul
- Heft-Nr. 90/1991** – „Die Expedition ANTARKTIS VIII mit FS 'Polarstern' 1989/90. Bericht von Fahrtabschnitten ANT VIII/6-7“, herausgegeben von Dieter Karl Fütterer und Otto Schrems
- Heft-Nr. 91/1991** – „Blood physiology and ecological consequences in Weddell Sea fishes (Antarctica)“, by Andreas Kunzmann.
- Heft-Nr. 92/1991** – „Zur sommerlichen Verteilung des Mesozooplanktons im Nansen-Becken, Nordpolarmeer“, von Nicolai Mumm.
- Heft-Nr. 93/1991** – Die Expedition ARKTIS VII mit FS 'Polarstern' 1990. Bericht von Fahrtabschnitten ARK VII/2“, herausgegeben vom Gunther Krause.
- Heft-Nr. 94/1991** – „Die Entwicklung des Phytoplanktons im östlichen Weddellmeer (Antarktis) beim Übergang vom Spätwinter zum Frühjahr“, von Renate Scharek.
- Heft-Nr. 95/1991** – „Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans“, von Horst Bohrmann.
- Heft-Nr. 96/1991** – „Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland“, von Peter Marienfeld
- Heft-Nr. 97/1991** – „Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land / Antarktika)“, von Joachim Jacobs
- Heft-Nr. 98/1991** – „Zur Besiedlungsgeschichte des antarktischen Schelfes am Beispiel der Isopoda (Crustacea, Malacostraca)“, von Angelika Brandt
- Heft-Nr. 99/1992** – „The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study“, by Philippe Huybrechts
- * **Heft-Nr. 100/1992** – „Die Expeditionen ANTARKTIS IX/1-4 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1990/91“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Meinhard Schulz-Baldes, Eberhard Fahrbach, Victor Smetacek und Hans-Wolfgang Hubberten
- Heft-Nr. 101/1992** – „Wechselbeziehungen zwischen Spurenmetallkonzentrationen (Cd, Cu, Pb, Zn) im Meerwasser und in Zooplanktonorganismen (Copepoda) der Arktis und des Atlantiks“, von Christa Pohl
- Heft-Nr. 102/1992** – „Physiologie und Ultrastruktur der antarktischen Grünalge *Prasiola crista* ssp. *antarctica* unter osmotischem Streß und Austrocknung“, von Andreas Jacob
- Heft-Nr. 103/1992** – „Zur Ökologie der Fische im Weddellmeer“, von Gerd Hubold
- Heft-Nr. 104/1992** – „Mehrkanaelige adaptive Filter für die Unterdrückung von multiplen Reflexionen in Verbindung mit der freien Oberfläche in marinen Seismogrammen“, von Andreas Rosenberger
- Heft-Nr. 105/1992** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1991 (REFLEX I)“, von Jörg Hartmann, Christoph Kottmeier und Christian Wamser
- Heft-Nr. 106/1992** – „Ostracoden im Epipelagial vor der Antarktischen Halbinsel - ein Beitrag zur Systematik sowie zur Verbreitung und Populationsstruktur unter Berücksichtigung der Saisonalität“, von Rüdiger Kock
- Heft-Nr. 107/1992** – „ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 108/1992** – „Dehnungsbeben an einer Störungszone im Ekström-Schelfeis nördlich der Georg-von-Neumayer Station, Antarktis. - Eine Untersuchung mit seismologischen und geodätischen Methoden“, von Uwe Nixdorf
- Heft-Nr. 109/1992** – „Spätquartäre Sedimentation am Kontinentalrand des südöstlichen Weddellmeeres, Antarktis“, von Michael Weber
- Heft-Nr. 110/1992** – „Sedimentfazies und Bodenwasserstrom am Kontinentalhang des nordwestlichen Weddellmeeres“, von Isa Brehme
- Heft-Nr. 111/1992** – „Die Lebensbedingungen in den Solekanälchen des antarktischen Meereises“, von Jürgen Weissenberger
- Heft-Nr. 112/1992** – „Zur Taxonomie von rezenten benthischen Foraminiferen aus dem Nansen Becken, Arktischer Ozean“, von Jutta Wollenburg
- Heft-Nr. 113/1992** – „Die Expedition ARKTIS VIII/1 mit FS 'Polarstern' 1991“, herausgegeben von Gerhard Kattner
- * **Heft-Nr. 114/1992** – „Die Gründungsphase deutscher Polarforschung, 1865-1875“, von Reinhard A. Krause
- Heft-Nr. 115/1992** – „Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV 'Polarstern' (EPOS II)“, by Eike Rachor

- Heft-Nr. 116/1992** – „The Meteorological Data of the Georg-von-Neumayer-Station (Antarctica) for 1988, 1989, 1990 and 1991“, by Gert König-Langlo
- Heft-Nr. 117/1992** – „Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der zentralen Heimfrontfjella (westliches Dronning Maud Land / Antarktis)“, von Peter Schulze
- Heft-Nr. 118/1993** – „Die mafischen Gänge der Shackleton Range / Antarktika: Petrographie, Geochemie, Isotopengeochemie und Paläomagnetik“, von Rüdiger Hotten
- * **Heft-Nr. 119/1993** – „Gefrierschutz bei Fischen der Polarmeere“, von Andreas P. A. Wöhrmann
- * **Heft-Nr. 120/1993** – „East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea – its Significance for Arctic Sea-Ice Formation and Transpolar Sediment Flux“, by D. Dethleff, D. Nürnberg, E. Reimnitz, M. Saarso and Y.P. Savchenko. – „Expedition to Novaja Zemlja and Franz Josef Land with RV 'Dalnie Zelentsy'“, by D. Nürnberg and E. Groth
- * **Heft-Nr. 121/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/3 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Michael Spindler, Gerhard Dieckmann und David Thomas
- Heft-Nr. 122/1993** – „Die Beschreibung der Korngestalt mit Hilfe der Fourier-Analyse: Parametrisierung der morphologischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln“, von Michael Diepenbroek
- * **Heft-Nr. 123/1993** – „Zerstörungsfreie hochauflösende Dichteuntersuchungen mariner Sedimente“, von Sebastian Gerland
- Heft-Nr. 124/1993** – „Umsatz und Verteilung von Lipiden in arktischen marinen Organismen unter besonderer Berücksichtigung unterer trophischer Stufen“, von Martin Graeve
- Heft-Nr. 125/1993** – „Ökologie und Respiration ausgewählter arktischer Bodenfischarten“, von Christian F. von Dorrien
- Heft-Nr. 126/1993** – „Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen“, von Ulrich Zielinski
- Heft-Nr. 127/1993** – „Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht“, von Ingo Wollenburg
- Heft-Nr. 128/1993** – „Cruise ANTARKTIS X/3 of RV 'Polarstern': CTD-Report“, von Marek Zwierz
- Heft-Nr. 129/1993** – „Reproduktion und Lebenszyklen dominanter Copepodenarten aus dem Weddellmeer, Antarktis“, von Frank Kurbjeweit
- Heft-Nr. 130/1993** – „Untersuchungen zu Temperaturregime und Massenhaushalt des Filchner-Ronne-Schelfeises, Antarktis, unter besonderer Berücksichtigung von Anfrier- und Abschmelzprozessen“, von Klaus Grosfeld
- Heft-Nr. 131/1993** – „Die Expedition ANTARKTIS X/5 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 132/1993** – „Bildung und Abgabe kurzketziger halogener Kohlenwasserstoffe durch Makroalgen der Polarregionen“, von Frank Laturnus
- Heft-Nr. 133/1994** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1993 (REFLEX II)“, by Christoph Kottmeier, Jörg Hartmann, Christian Wamser, Axel Bochert, Christof Lüpkes, Dietmar Freese and Wolfgang Cohrs
- * **Heft-Nr. 134/1994** – „The Expedition ARKTIS-IX/1“, edited by Hajo Eicken and Jens Meincke
- Heft-Nr. 135/1994** – „Die Expeditionen ANTARKTIS X/6-8“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Victor Smetacek, Hein de Baar, Eberhard Fahrback und Gunter Krause
- Heft-Nr. 136/1994** – „Untersuchungen zur Ernährungsökologie von Kaiserpinguinen (*Aptenodytes forsteri*) und Königspinguinen (*Aptenodytes patagonicus*)“, von Klemens Pütz
- * **Heft-Nr. 137/1994** – „Die känozoische Vereisungsgeschichte der Antarktis“, von Werner U. Ehrmann
- Heft-Nr. 138/1994** – „Untersuchungen stratosphärischer Aerosole vulkanischen Ursprungs und polarer stratosphärischer Wolken mit einem Mehrwellenlängen-Lidar auf Spitzbergen (79°N, 12°E)“, von Georg Beyerle
- Heft-Nr. 139/1994** – „Charakterisierung der Isopodenfauna (Crustacea, Malacostraca) des Scotia-Bogens aus biogeographischer Sicht: Ein multivariater Ansatz“, von Holger Winkler
- Heft-Nr. 140/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS X/4 mit FS 'Polarstern' 1992“, herausgegeben von Peter Lemke
- Heft-Nr. 141/1994** – „Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis“, von Klemens Heidland
- Heft-Nr. 142/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Scientific cruise report of RV 'Polarstern' Arctic cruises ARK IX/2 and 3, USCG 'Polar Bear' cruise NEWP and the NEWLand expedition“, edited by Hans-Jürgen Hirche and Gerhard Kattner
- Heft-Nr. 143/1994** – „Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund/ Ost Grönland“, von Notker Fechner
- Heft-Nr. 144/1994** – „Russian-German Cooperation in the Siberian Shelf Seas: Geo-System Laptev Sea“, edited by Heidmarie Kassens, Hans-Wolfgang Hubberten, Sergey M. Pryamikov and Rüdiger Stein
- * **Heft-Nr. 145/1994** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report of RV 'Polarstern' Arctic Cruises IX/2 and 3“, edited by Gerhard Kattner and Hans-Jürgen Hirche
- Heft-Nr. 146/1994** – „Radiation Measurements at the German Antarctic Station Neumeyer 1982 – 1992“, by Torsten Schmidt and Gert König-Langlo

- Heft-Nr. 147/1994** – „Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer/Antarktis“, von Christian Hübscher
- Heft-Nr. 148/1994** – „The expeditions NORILSK/TAYMYR 1993 and BUNGER OASIS 1993/94 of the AWI Research Unit Potsdam“, edited by Martin Melles
- Heft-Nr. 149/1994** – „Die Expedition ARCTIC '93. Der Fahrtabschnitt ARK-IX/4 mit FS ‚Polarstern‘ 1993“, herausgegeben von Dieter K. Fütterer
- Heft-Nr. 150/1994** – „Der Energiebedarf der Pygoscelis-Pinguine: eine Synopse“, von Boris M. Culik
- Heft-Nr. 151/1994** – „Russian-German Cooperation: The Transdrift I Expedition to the Laptev Sea“, edited by Heidemarie Kassens and Valeriy Y. Karpiy
- Heft-Nr. 152/1994** – „Die Expedition ANTARKTIS-X mit FS ‚Polarstern‘ 1992. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT X/1a und 2“, herausgegeben von Heinz Miller
- Heft-Nr. 153/1994** – „Aminosäuren und Huminstoffe im Stickstoffkreislauf polarer Meere“, von Ulrike Hubberten
- Heft-Nr. 154/1994** – „Regional and seasonal variability in the vertical distribution of mesozooplankton in the Greenland Sea“, by Claudio Richter
- Heft-Nr. 155/1995** – „Benthos in polaren Gewässern“, herausgegeben von Christian Wiencke und Wolf Arntz
- Heft-Nr. 156/1995** – „An adjoint model for the determination of the mean oceanic circulation, air-sea fluxes and mixing coefficients“, by Reiner Schlitzer
- Heft-Nr. 157/1995** – „Biochemische Untersuchungen zum Lipidstoffwechsel antarktischer Copepoden“, von Kirsten Fahl
- Heft-Nr. 158/1995** – „Die deutsche Polarforschung seit der Jahrhundertwende und der Einfluß Erich von Drygalskis“, von Cornelia Lüdecke
- Heft-Nr. 159/1995** – „The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in the Arctic Ocean: Implications for the freshwater balance of the halocline and the sources of deep and bottom waters“, by Dorothea Bauch
- Heft-Nr. 160/1995** – „Rekonstruktion der spätquartären Tiefenwasserzirkulation und Produktivität im östlichen Südatlantik anhand von benthischen Foraminiferenvergesellschaftungen“, von Gerhard Schmiedl
- Heft-Nr. 161/1995** – „Der Einfluß von Salinität und Lichtintensität auf die Osmolytkonzentrationen, die Zellvolumina und die Wachstumsraten der antarktischen Eisdiatomeen *Chaetoceros* sp. und *Navicula* sp. unter besonderer Berücksichtigung der Aminosäure Prolin“, von Jürgen Nothnagel
- Heft-Nr. 162/1995** – „Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße“, von Thomas Letzig
- Heft-Nr. 163/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS ‚Polarstern‘ 1993/94“, herausgegeben von Rainer Gersonde
- Heft-Nr. 164/1995** – „Regionale und altersabhängige Variation gesteinsmagnetischer Parameter in marinen Sedimenten der Arktis“, von Thomas Frederichs
- Heft-Nr. 165/1995** – „Vorkommen, Verteilung und Umsatz biogener organischer Spurenstoffe: Sterole in antarktischen Gewässern“, von Georg Hanke
- Heft-Nr. 166/1995** – „Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer“, von Holger Fischer
- Heft-Nr. 167/1995** – „Rekonstruktionen von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik“, von Hans-Stefan Niebler
- Heft-Nr. 168/1995** – „Die Expedition ANTARKTIS XII mit FS ‚Polarstern‘ 1994/95. Bericht von den Fahrtabschnitten ANT XII/1 und 2“, herausgegeben von Gerhard Kattner und Dieter Karl Fütterer
- Heft-Nr. 169/1995** – „Medizinische Untersuchung zur Circadianrhythmik und zum Verhalten bei Überwinterern auf einer antarktischen Forschungsstation“, von Hans Wortmann
- Heft-Nr. 170/1995** – DFG-Kolloquium: Terrestrische Geowissenschaften – Geologie und Geophysik der Antarktis
- Heft-Nr. 171/1995** – „Strukturentwicklung und Petrogenese des metamorphen Grundgebirges der nördlichen Heimefrontfjella (westliches Dronning Maud Land/Antarktika)“, von Wilfried Bauer
- Heft-Nr. 172/1995** – „Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund, Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und gravimetrischer Untersuchungen“, von Holger Mandler
- Heft-Nr. 173/1995** – „Paläozoische Akkretion am paläopazifischen Kontinentalrand der Antarktis in Nordvictorialand – P-T-D-Geschichte und Deformationsmechanismen im Bowers Terrane“, von Stefan Matzer
- Heft-Nr. 174/1995** – „The Expedition ARKTIS-X/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1994“, edited by Hans-W. Hubberten
- Heft-Nr. 175/1995** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1994“, edited by Christine Siegert and Dmitry Bolshiyarov
- Heft-Nr. 176/1995** – „Russian-German Cooperation: Laptev Sea System“, edited by Heidemarie Kassens, Dieter Piepenburg, Jörn Thiede, Leonid Timokhov, Hans-Wolfgang Hubberten and Sergey M. Priamikov
- Heft-Nr. 177/1995** – „Organischer Kohlenstoff in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans: Terrigener Eintrag und marine Produktivität“, von Carsten J. Schubert
- Heft-Nr. 178/1995** – „Cruise ANTARKTIS XII/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1995: CTD-Report“, by Jüri Sildam
- Heft-Nr. 179/1995** – „Benthische Foraminiferenfaunen als Wassermassen-, Produktions- und Eisdriftanzeiger im Arktischen Ozean“, von Jutta Wollenburg

- Heft-Nr. 180/1995** – „Biogenopal und biogenes Barium als Indikatoren für spätquartäre Produktivitätsänderungen am antarktischen Kontinentalhang, atlantischer Sektor“, von Wolfgang J. Bonn
- Heft-Nr. 181/1995** – „Die Expedition ARKTIS X/1 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1994“, herausgegeben von Eberhard Fahrbach
- Heft-Nr. 182/1995** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1994“, edited by Heidemarie Kassens
- Heft-Nr. 183/1996** – „Interpretation digitaler Parasound Echolotaufzeichnungen im östlichen Arktischen Ozean auf der Grundlage physikalischer Sedimenteigenschaften“, von Uwe Bergmann
- Heft-Nr. 184/1996** – „Distribution and dynamics of inorganic nitrogen compounds in the troposphere of continental, coastal, marine and Arctic areas“, by María Dolores Andrés Hernández
- Heft-Nr. 185/1996** – „Verbreitung und Lebensweise der Aphroditiden und Polynoiden (Polychaeta) im östlichen Weddellmeer und im Lazarevmeer (Antarktis)“, von Michael Stiller
- Heft-Nr. 186/1996** – „Reconstruction of Late Quaternary environmental conditions applying the natural radionuclides ^{230}Th , ^{10}Be , ^{231}Pa and ^{238}U : A study of deep-sea sediments from the eastern sector of the Antarctic Circumpolar Current System“, by Martin Frank
- Heft-Nr. 187/1996** – „The Meteorological Data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993 and 1994“, by Gert König-Langlo and Andreas Herber
- Heft-Nr. 188/1996** – „Die Expedition ANTARKTIS-XI/3 mit FS 'Polarstern' 1994“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe
- Heft-Nr. 189/1996** – „Die Expedition ARKTIS-VII/3 mit FS 'Polarstern' 1990“, herausgegeben von Heinz Miller und Hannes Grobe
- Heft-Nr. 190/1996** – „Cruise report of the Joint Chilean-German-Italian Magellan 'Victor Hensen' Campaign in 1994“, edited by Wolf Arntz and Matthias Gorny
- Heft-Nr. 191/1996** – „Leitfähigkeits- und Dichtemessung an Eisbohrkernen“, von Frank Wilhelms
- Heft-Nr. 192/1996** – „Photosynthese-Charakteristika und Lebensstrategien antarktischer Makroalgen“, von Gabriele Weykam
- Heft-Nr. 193/1996** – Heterogene Reaktionen von N_2O_5 und HBr und ihr Einfluß auf den Ozonabbau in der polaren Stratosphäre“, von Sabine Seisel
- Heft-Nr. 194/1996** – „Ökologie und Populationsdynamik antarktischer Ophiuroiden (Echinodermata)“, von Corinna Dahm
- Heft-Nr. 195/1996** – „Die planktische Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) im Weddellmeer, Antarktis“, von Doris Berberich
- Heft-Nr. 196/1996** – „Untersuchungen zum Beitrag chemischer und dynamischer Prozesse zur Variabilität des stratosphärischen Ozons über der Arktis“, von Birgit Heese
- Heft-Nr. 197/1996** – „The Expedition ARKTIS-XI/2 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Gunther Krause
- Heft-Nr. 198/1996** – „Geodynamik des Westantarktischen Riftsystems basierend auf Apatit-Spaltspuranalysen“, von Frank Lisker
- Heft-Nr. 199/1996** – „The 1993 Northeast Water Expedition. Data Report on CTD Measurements of RV 'Polarstern' Cruises ARKTIS IX/2 and 3“, by Gereon Budéus and Wolfgang Schneider
- Heft-Nr. 200/1996** – „Stability of the Thermohaline Circulation in analytical and numerical models“, by Gerrit Lohmann
- Heft-Nr. 201/1996** – „Trophische Beziehungen zwischen Makroalgen und Herbivoren in der Potter Cove (King George-Insel, Antarktis)“, von Katrin Iken
- Heft-Nr. 202/1996** – „Zur Verbreitung und Respiration ökologisch wichtiger Bodentiere in den Gewässern um Svalbard (Arktis)“, von Michael K. Schmid
- Heft-Nr. 203/1996** – „Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell“, von Markus Harder
- Heft-Nr. 204/1996** – „Zur Parametrisierung der stabilen atmosphärischen Grenzschicht über einem antarktischen Schelfeis“, von Dörthe Handorf
- Heft-Nr. 205/1996** – „Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation“, by Thorsteinn Thorsteinsson
- Heft-Nr. 206/1996** – „Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten“, von Kerstin Fieg
- Heft-Nr. 207/1996** – „Lebensstrategien dominanter antarktischer Oithonidae (Cyclopoida, Copepoda) und Oncaeidae (Poecilostomatoida, Copepoda) im Bellingshausenmeer“, von Cornelia Metz
- Heft-Nr. 208/1996** – „Atmosphäreinfluß bei der Fernerkundung von Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern“, von Christoph Oelke
- Heft-Nr. 209/1996** – „Klassifikation von Radarsatellitendaten zur Meereiserkennung mit Hilfe von Line-Scanner-Messungen“, von Axel Bochert
- Heft-Nr. 210/1996** – „Die mit ausgewählten Schwämmen (Hexactinellida und Demospongiae) aus dem Weddellmeer, Antarktis, vergesellschaftete Fauna“, von Kathrin Kunzmann
- Heft-Nr. 211/1996** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR 1995 and the Expedition KOLYMA 1995“, by Dima Yu. Bolshiyarov and Hans-W. Hubberten

- Heft-Nr. 212/1996** – „Surface-sediment composition and sedimentary processes in the central Arctic Ocean and along the Eurasian Continental Margin“, by Ruediger Stein, Gennadij I. Ivanov, Michael A. Levitan, and Kirsten Fahl
- Heft-Nr. 213/1996** – „Gonadenentwicklung und Eiproduktion dreier *Calanus*-Arten (Copepoda): Freilandbeobachtungen, Histologie und Experimente“, von Barbara Niehoff
- Heft-Nr. 214/1996** – „Numerische Modellierung der Übergangszone zwischen Eisschild und Eisschelf“, von Christoph Mayer
- Heft-Nr. 215/1996** – „Arbeiten der AWI-Forschungsstelle Potsdam in Antarktika, 1994/95“, herausgegeben von Ulrich Wand
- Heft-Nr. 216/1996** – „Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien“, von Uta Brathauer
- Heft-Nr. 217/1996** – „Adaptive Semi-Lagrange-Finite-Elemente-Methode zur Lösung der Flachwassergleichungen: Implementierung und Parallelisierung“, von Jörn Behrens
- Heft-Nr. 218/1997** – „Radiation and Eddy Flux Experiment 1995 (REFLEX III)“, by Jörg Hartmann, Axel Bocher, Dietmar Freese, Christoph Kottmeier, Dagmar Nagel, and Andreas Reuter
- Heft-Nr. 219/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIII mit FS 'Polarstern' 1995. Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-XII/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter
- Heft-Nr. 220/1997** – „Ein Beitrag zum Schwerfeld im Bereich des Weddellmeeres, Antarktis. Nutzung von Altimetermessungen des GEOSAT und ERS-1“, von Tilo Schöne
- Heft-Nr. 221/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIII/1-2 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1995/96“, herausgegeben von Ulrich Bathmann, Mike Lucas und Victor Smetacek
- Heft-Nr. 222/1997** – „Tectonic Structures and Glaciomarine Sedimentation in the South-Eastern Weddell Sea from Seismic Reflection Data“, by László Oszkó
- Heft-Nr. 223/1997** – „Bestimmung der Meereisdicke mit seismischen und elektromagnetisch-induktiven Verfahren“, von Christian Haas
- Heft-Nr. 224/1997** – „Troposphärische Ozonvariationen in Polarregionen“, von Silke Wessel
- Heft-Nr. 225/1997** – „Biologische und ökologische Untersuchungen zur kryopelagischen Amphipodenfauna des arktischen Meereises“, von Michael Poltermann
- Heft-Nr. 226/1997** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XI/1 of RV 'Polarstern' in 1995“, edited by Eike Rachor
- Heft-Nr. 227/1997** – „Der Einfluß kompatibler Substanzen und Kryoprotektoren auf die Enzyme Malatdehydrogenase (MDH) und Glucose-6-phosphat-Dehydrogenase (G6P-DH) aus *Acrosiphonia arctica* (Chlorophyta) der Arktis und Antarktis“, von Katharina Kück
- Heft-Nr. 228/1997** – „Die Verbreitung epibenthischer Mollusken im chilenischen Beagle-Kanal“, von Katrin Linse
- Heft-Nr. 229/1997** – „Das Mesozooplankton im Laptevmeer und östlichen Nansen-Becken – Verteilung und Gemeinschaftsstrukturen im Spätsommer“, von Hinrich Hanssen
- Heft-Nr. 230/1997** – „Modell eines adaptierbaren, rechnergestützten, wissenschaftlichen Arbeitsplatzes am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung“, von Lutz-Peter Kurdelski
- Heft-Nr. 231/1997** – „Zur Ökologie arktischer und antarktischer Fische: Aktivität, Sinnesleistungen und Verhalten“, von Christopher Zimmermann
- Heft-Nr. 232/1997** – „Persistente chlororganische Verbindungen in hochantarktischen Fischen“, von Stephan Zimmermann
- Heft-Nr. 233/1997** – „Zur Ökologie des Dimethylsulfoniumpropionat (DMSP)-Gehaltes temperierter und polarer Phytoplanktongemeinschaften im Vergleich mit Laborkulturen der Coccolithophoride *Emiliania huxleyi* und der antarktischen Diatomee *Nitzschia lecontei*“, von Doris Meyerdierks
- Heft-Nr. 234/1997** – „Die Expedition ARCTIC '96 des FS 'Polarstern' (ARK XIII) mit der Arctic Climate System Study (ACSYS)“, von Ernst Augstein und den Fahrtteilnehmern
- Heft-Nr. 235/1997** – „Polonium-210 und Blei-210 im Südpolarmeer: Natürliche Tracer für biologische und hydrographische Prozesse im Oberflächenwasser des Antarktischen Zirkumpolarstroms und des Weddellmeeres“, von Jana Friedrich
- Heft-Nr. 236/1997** – „Determination of atmospheric trace gas amounts and corresponding natural isotopic ratios by means of ground-based FTIR spectroscopy in the high Arctic“, by Arndt Meier
- Heft-Nr. 237/1997** – „Russian-German Cooperation: The Expedition TAYMYR / SEVERNAYA ZEMLYA 1996“, edited by Martin Melles, Birgit Hagedorn and Dmitri Yu. Bolshiyarov.
- Heft-Nr. 238/1997** – „Life strategy and ecophysiology of Antarctic macroalgae“, by Iván M. Gómez.
- Heft-Nr. 239/1997** – „Die Expedition ANTARKTIS XIII/4-5 des Forschungsschiffes 'Polarstern' 1996“, herausgegeben von Eberhard Fahrback und Dieter Gerdes.
- Heft-Nr. 240/1997** – „Untersuchungen zur Chrom-Speziation in Meerwasser, Meereis und Schnee aus ausgewählten Gebieten der Arktis“, von Heide Giese.
- Heft-Nr. 241/1997** – „Late Quaternary glacial history and paleoceanographic reconstructions along the East Greenland continental margin: Evidence from high-resolution records of stable isotopes and ice-rafted debris“, by Seung-Il Nam.

- Heft-Nr. 242/1997** – „Thermal, hydrological and geochemical dynamics of the active layer at a continuous permafrost site, Taymyr Peninsula, Siberia“, by Julia Boike.
- Heft-Nr. 243/1997** – „Zur Paläoozeanographie hoher Breiten: Stellvertreterdaten aus Foraminiferen“, von Andreas Mackensen.
- Heft-Nr. 244/1997** – „The Geophysical Observatory at Neumayer Station, Antarctica. Geomagnetic and seismological observations in 1995 and 1996“, by Alfons Eckstaller, Thomas Schmidt, Viola Gaw, Christian Müller and Johannes Røgenhagen.
- Heft-Nr. 245/1997** – „Temperaturbedarf und Biogeographie mariner Makroalgen – Anpassung mariner Makroalgen an tiefe Temperaturen“, von Bettina Bischoff-Bäsmann.
- Heft-Nr. 246/1997** – „Ökologische Untersuchungen zur Fauna des arktischen Meereises“, von Christine Friedrich.
- Heft-Nr. 247/1997** – „Entstehung und modifizierung von marinen gelösten organischen Substanzen“, von Berit Kirchhoff.
- Heft-Nr. 248/1997** – „Laptev Sea System: Expeditions in 1995“, edited by Heidemarie Kassens.
- Heft-Nr. 249/1997** – „The Expedition ANTARKTIS XIII/3 (EASIZ I) of RV ‚Polarstern‘ to the eastern Weddell Sea in 1996“, edited by Wolf Arntz and Julian Gutt.
- Heft-Nr. 250/1997** – „Vergleichende Untersuchungen zur Ökologie und Biodiversität des Mega-Epibenthos der Arktis und Antarktis“, von Andreas Starmans.
- Heft-Nr. 251/1997** – „Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren während der Glazial/Interglazial-Wechsel“, von Christoph Vogt.
- Heft-Nr. 252/1997** – „Solitäre Ascidien in der Potter Cove (King George Island, Antarktis). Ihre ökologische Bedeutung und Populationsdynamik“, von Stephan Kühne.
- Heft-Nr. 253/1997** – „Distribution and role of microprotozoa in the Southern Ocean“, by Christine Klaas.
- Heft-Nr. 254/1997** – „Die spätquartäre Klima- und Umweltgeschichte der Bunger-Oase, Ostantarktis“, von Thomas Kulbe.
- Heft-Nr. 255/1997** – „Scientific Cruise Report of the Arctic Expedition ARK-XIII/2 of RV ‚Polarstern‘ in 1997“, edited by Ruediger Stein and Kirsten Fahl.
- Heft-Nr. 256/1998** – „Das Radionuklid Tritium im Ozean: Meßverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddellmeer“, von Jürgen Sültenfuß.
- Heft-Nr. 257/1998** – „Untersuchungen der Saisonalität von atmosphärischem Dimethylsulfid in der Arktis und Antarktis“, von Christoph Kleefeld.
- Heft-Nr. 258/1998** – „Bellingshausen- und Amundsenmeer: Entwicklung eines Sedimentationsmodells“, von Frank-Oliver Nitsche.
- Heft-Nr. 259/1998** – „The Expedition ANTARKTIS-XIV/4 of RV ‚Polarstern‘ in 1997“, by Dieter K. Fütterer.
- Heft-Nr. 260/1998** – „Die Diatomeen der Laptevsee (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung“, von Holger Cremer.
- Heft-Nr. 261/98** – „Die Krustenstruktur und Sedimentdecke des Eurasischen Beckens, Arktischer Ozean: Resultate aus seismischen und gravimetrischen Untersuchungen“, von Estella Weigelt.
- Heft-Nr. 262/98** – „The Expedition ARKTIS-XIII/3 of RV ‚Polarstern‘ in 1997“, by Gunther Krause.
- Heft-Nr. 263/98** – „Thermo-tektonische Entwicklung von Oates Land und der Shackleton Range (Antarktis) basierend auf Spaltspuranalysen“, von Thorsten Schäfer.
- Heft-Nr. 264/98** – „Messungen der stratosphärischen Spurengase ClO, HCl, O₃, N₂O, H₂O und OH mittels flugzeuggetragener Submillimeterwellen-Radiometrie“, von Joachim Urban.
- Heft-Nr. 265/98** – „Untersuchungen zu Massenhaushalt und Dynamik des Ronne Ice Shelves, Antarktis“, von Astrid Lambrecht.
- Heft-Nr. 266/98** – „Scientific Cruise Report of the Kara Sea Expedition of RV ‚Akademik Boris Petrov‘ in 1997“, edited by Jens Matthiessen and Oleg Stepanets.
- Heft-Nr. 267/98** – „Die Expedition ANTARKTIS-XIV mit FS ‚Polarstern‘ 1997. Bericht vom Fahrabschnitt ANT-XIV/3“, herausgegeben von Wilfried Jokat und Hans Oerter.
- Heft-Nr. 268/98** – „Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone“, von Gerit Birnbaum.
- Heft-Nr. 269/98** – „Katabatic wind and Boundary Layer Front Experiment around Greenland (KABEG '97)“, by Günther Heinemann.
- Heft-Nr. 270/98** – „Architecture and evolution of the continental crust of East Greenland from integrated geophysical studies“, by Vera Schindwein.
- Heft-Nr. 271/98** – „Winter Expedition to the Southwestern Kara Sea - Investigations on Formation and Transport of Turbid Sea-Ice“, by Dirk Dethleff, Per Loewe, Dominik Weiel, Hartmut Nies, Gesa Kuhlmann, Christian Bahe and Gennady Tarasov.
- Heft-Nr. 272/98** – „FTIR-Emissionsspektroskopische Untersuchungen der arktischen Atmosphäre“, von Edo Becker.
- Heft-Nr. 273/98** – „Sedimentation und Tektonik im Gebiet des Agulhas-Rückens und des Agulhas-Plateaus (‚SETARAP‘)“, von Gabriele Uenzelmann-Neben.

- Heft-Nr. 274/98** – „The Expedition ANTARKTIS XIV/2“, by Gerhard Kattner.
- Heft-Nr. 275/98** – „Die Auswirkungen der ‚NorthEastWater‘-Polynya auf die Sedimentation vor NO-Grönland und Untersuchungen zur Paläo-Ozeanographie seit dem Mittelweichsel“, von Hanne Notholt.
- Heft-Nr. 276/98** – „Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddellmeer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana“, von Michael Studinger.
- Heft-Nr. 277/98** – „Koordiniertes Programm Antarktisforschung“. Berichtskolloquium im Rahmen des Koordinierten Programms „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischen Eisgebieten“, herausgegeben von Hubert Miller.
- Heft-Nr. 278/98** – „Messung stratosphärischer Spurengase über Ny-Ålesund, Spitzbergen, mit Hilfe eines bodengebundenen Mikrowellen-Radiometers“, von Uwe Raffalski.
- Heft-Nr. 279/98** – „Arctic Paleo-River Discharge (APARD). A new Research Programme of the Arctic Ocean Science Board (AOSB)“, edited by Ruediger Stein.
- Heft-Nr. 280/98** – „Fernerkundungs- und GIS-Studien in Nordostgrönland“, von Friedrich Jung-Rothenhäusler.
- Heft-Nr. 281/98** – „Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand von aquatischen Palynomorphen“, von Martina Kunz-Pirung.
- Heft-Nr. 282/98** – „Scavenging of ^{231}Pa and ^{230}Th in the South Atlantic: Implications for the use of the $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratio as a paläoproductivity proxy“, by Hans-Jürgen Walter.
- Heft-Nr. 283/98** – „Sedimente im arktischen Meereis – Eintrag, Charakterisierung und Quantifizierung“, von Frank Lindemann.
- Heft-Nr. 284/98** – „Langzeitanalyse der antarktischen Meereisbedeckung aus passiven Mikrowellendaten“, von Christian H. Thomas.
- Heft-Nr. 285/98** – „Mechanismen und Grenzen der Temperaturanpassung beim Pierwurm *Arenicola marina* (L.)“, von Angela Sommer.
- Heft-Nr. 286/98** – „Energieumsätze benthischer Filtrierer der Potter Cove (King George Island, Antarktis)“, von Jens Kowalke.
- Heft-Nr. 287/98** – „Scientific Cooperation in the Russian Arctic: Research from the Barents Sea up to the Laptev Sea“, edited by Eike Rachor.
- Heft-Nr. 288/98** – „Alfred Wegener. Kommentiertes Verzeichnis der schriftlichen Dokumente seines Lebens und Wirkens“, von Ulrich Wutzke.
- Heft-Nr. 289/98** – „Retrieval of Atmospheric Water Vapor Content in Polar Regions Using Spaceborne Microwave Radiometry“, by Jungang Miao.
- Heft-Nr. 290/98** – „Strukturelle Entwicklung und Petrogenese des nördlichen Kristallingürtels der Shackleton Range, Antarktis: Proterozoische und Ross-orogene Krustendynamik am Rand des Ostantarktischen Kratons“, von Axel Brommer.
- Heft-Nr. 291/98** – „Dynamik des arktischen Meereises – Validierung verschiedener Rheologieansätze für die Anwendung in Klimamodellen“, von Martin Kreyscher.

* vergriffen/out of print

** nur noch beim Autor/only from the author