

# **Wirkung von Zyklonen auf das Meereis in der Framstraße: Modellrechnungen und Beobachtungen**

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

vorgelegt von

David Schröder  
aus  
Aachen

Hamburg  
2005

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften  
der Universität Hamburg auf Grund der Gutachten von  
Herrn Prof. Dr. Burghard Brümmer und  
Frau Prof. Dr. K. Heinke Schlünzen

Hamburg, den 2. Februar 2005

Prof. Dr. Helmut Schleicher  
(Dekan des Fachbereiches Geowissenschaften)

# Zusammenfassung

Der Meereisexport aus der Arktis ist von globaler Bedeutung, weil er durch sein Süßwasser die ozeanische Schichtung und somit die thermohaline Zirkulation beeinflusst. In der vorliegenden Arbeit wird die Wirkung von Zyklonen auf das Meereis und insbesondere den Eistransport sowohl anhand von Beobachtungsdaten aus den beiden FRAMZY-Feldexperimenten (Framstraßenzyklonen) im April 1999 und März 2002 als auch anhand von Simulationen mit einem numerischen Meereismodell untersucht. In den Simulationen wird das dynamisch-thermodynamische Meereismodell mit 6-stündlichen EZMW-Analysen (*Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage*) für die Atmosphäre und 6-stündlichen Daten einer MPI-OM-Simulation (*Max-Planck-Institute Ocean Model*) für den Ozean angetrieben. Vergleiche zwischen beobachteter und simulierter Variabilität der Eisdrift und der Lage des Eisrandes zeigen, dass die gewählte Modellkonfiguration für die Untersuchung dieser Arbeit geeignet ist. Die sieben beobachteten Zyklonen verursachen in der Framstraße Änderungen der Lage des Eisrandes um bis zu  $100 \text{ km d}^{-1}$  und eine verbreitete Abnahme des Eisbedeckungsgrades um 2 % bis über 10 %. Die Modellstudien zeigen, dass diese Abnahme nur dann simuliert wird, wenn die Ozeanströmung im Kernbereich der Zyklone stark divergent ist. Bemerkenswert ist der Einfluss der Ozeanströmung auf Divergenz und Scherdeformation der Eisdrift. Durchgeführte Sensitivitätsexperimente legen nahe, dass die zum Antrieb verwendete Ozeanströmung aus 6 m Tiefe für festgestellte Unterschiede zwischen Simulation und Beobachtung hauptverantwortlich ist. Der simulierte Eistransport zeigt eine hohe Variabilität auf einer Zeitskala von Stunden bis Tagen, wobei die Episoden mit Framstraßenzyklonen lokale Minima des Eistransportes darstellen. Diese Minima werden nicht durch die lokale Wirkung des Zyklonenwindfeldes, sondern primär durch die großräumige Bodendruckverteilung verursacht. Eine Verschiebung der Gebiete mit größter Zyklonenaktivität im Europäischen Nordmeer würde den Eistransport erheblich beeinflussen.

## Abstract

The sea ice export from the Arctic is of global importance due to its fresh water which influences the oceanic stratification and, thus, the global thermohaline circulation. This study deals with the effect of cyclones on sea ice and sea ice transport in particular on the basis of observations from two field experiments FRAMZY 1999 and FRAMZY 2002 in April 1999 and March 2002 as well as on the basis of simulations with a numerical sea ice model. The simulations realised by a dynamic-thermodynamic sea ice model are forced with 6-hourly atmospheric ECMWF-analyses (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) and 6-hourly oceanic data of a MPI-OM-simulation (*Max-Planck-Institute Ocean Model*). Comparing the observed and simulated variability of the sea ice drift and of the position of the ice edge shows that the chosen configuration of the model is appropriate for the performed studies. The seven observed cyclones change the position of the ice edge up to  $100 \text{ km d}^{-1}$  and cause an extensive decrease of sea ice coverage by 2 % up to more than 10 %. The decrease is only simulated by the model if the ocean current is strongly divergent in the centre of the cyclone. The impact is remarkable of the ocean current on divergence and shear deformation of the ice drift. As shown by sensitivity studies the ocean current at a depth of 6 m – the sea ice model is forced with – is mainly responsible for the ascertained differences between simulation and observation. The simulated sea ice transport shows a strong variability on a time scale from hours to days. Local minima occur in the time series of the ice transport during periods with Fram Strait cyclones. These minima are not caused by the local effect of the cyclone's wind field, but mainly by the large-scale pattern of surface pressure. A displacement of the areas of strongest cyclone activity in the Nordic Seas would considerably influence the ice transport.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1	Arktischer Ozean . . . . .	1
1.2	Thermohaline Zirkulation . . . . .	5
1.3	Einfluss der Arktis auf das Klima . . . . .	7
1.4	Variabilität des arktischen Meereises . . . . .	9
1.5	Zyklonen in der Arktis . . . . .	11
1.6	Zyklonen in der Framstraße . . . . .	12
1.7	Ziel und Konzeption der Arbeit . . . . .	13
<b>2</b>	<b>Meereismodell</b>	<b>15</b>
2.1	Physik des Meereismodells . . . . .	16
2.1.1	Bilanzgleichungen . . . . .	16
2.1.2	Thermodynamik . . . . .	16
2.1.3	Dynamik . . . . .	20
2.2	Numerik des Meereismodells . . . . .	25
2.3	Realisierung der Modellexperimente . . . . .	25
2.3.1	Anfangs- und seitliche Randbedingungen . . . . .	27
2.3.2	Atmosphärischer und ozeanischer Antrieb . . . . .	29
2.3.3	Modifikation des Spannungstensors . . . . .	34
2.3.4	Modellablauf . . . . .	35
<b>3</b>	<b>Beobachtungsdaten</b>	<b>38</b>
3.1	Messungen mit Eisdriftbojen . . . . .	40
3.2	Messungen an Bord des Forschungsschiffes „Aranda“ . . . . .	43
3.3	Messungen mit dem Forschungsflugzeug „Falcon“ . . . . .	47
3.4	Messungen mit einem verankerten DCM . . . . .	47
3.5	Satellitenbeobachtungen . . . . .	49
<b>4</b>	<b>Referenzexperiment im Vergleich mit Beobachtungen</b>	<b>51</b>
4.1	Eisbedeckungsgrad und Eisdicke . . . . .	51
4.1.1	Vergleich der Monatsmittel . . . . .	51
4.1.2	Vergleich mit täglichen SSM/I-Daten . . . . .	54
4.2	Dynamik . . . . .	57
4.2.1	Vergleich der Monatsmittel . . . . .	57
4.2.2	Vergleich mit stündlichen Eisdriftbojendaten . . . . .	63
4.2.3	Divergenz und Scherdeformation . . . . .	67

4.3	Thermodynamik . . . . .	72
4.3.1	Simulierte Monatsmittel . . . . .	72
4.3.2	Vergleich mit Beobachtungen . . . . .	75
4.4	Zusammenfassende Bewertung . . . . .	77
<b>5</b>	<b>Sensitivitätsexperimente</b>	<b>78</b>
5.1	Variation des atmosphärischen Antriebs . . . . .	78
5.2	Variation des ozeanischen Antriebs . . . . .	81
5.3	Variation der Meereisparameter . . . . .	83
5.4	Variation der Transferkoeffizienten . . . . .	86
5.5	Variation der Rheologieparameter . . . . .	88
5.6	Variation mehrerer Parameter . . . . .	89
5.7	Zusammenfassende Bewertung . . . . .	91
<b>6</b>	<b>Fallstudien für beobachtete Zyklonen</b>	<b>92</b>
6.1	Zyklone vom 18. und 19. April 1999 . . . . .	92
6.2	Trog vom 7. März 2002 . . . . .	97
6.3	Zyklonenfamilie vom 13. und 14. März 2002 . . . . .	100
6.4	Zyklonenfamilie vom 20. bis 22. März 2002 . . . . .	104
6.5	Erkenntnisse über die Wirkung von Zyklonen . . . . .	107
6.6	Erkenntnisse über die Güte der Simulation . . . . .	108
<b>7</b>	<b>Fallstudien mit synthetischer Zyklone</b>	<b>109</b>
7.1	Bestimmung einer Framstraßenzyklone . . . . .	109
7.2	Einfluss verschiedener Zugbahnen auf das Meereis . . . . .	113
7.3	Abhängigkeit von Radius, Stärke und Ozeanströmung . . . . .	118
7.4	Zusammenfassende Bewertung . . . . .	121
<b>8</b>	<b>Eistransport durch die Framstraße</b>	<b>122</b>
8.1	Volumeneistransport im Referenzexperiment . . . . .	122
8.2	Abhängigkeit von Antriebsdaten und Modellparametern . . . . .	126
8.3	Einfluss einer synthetischen Zyklone . . . . .	128
8.4	Zusammenfassende Bewertung . . . . .	130
<b>9</b>	<b>Resümee</b>	<b>132</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>140</b>

# Abbildungsverzeichnis

1.1	Der Arktische Ozean . . . . .	2
1.2	Jährlicher Eisexport nach verschiedenen Autoren . . . . .	4
1.3	Dichte von Salzwasser in Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt . . . . .	5
1.4	Die globale ozeanische thermohaline Zirkulation . . . . .	6
1.5	NAO-Muster und AO-Muster . . . . .	9
2.1	Die vier Bereiche Atmosphäre, Schnee, Eis und Ozean mit fünf auftretenden Grenzflächen . . . . .	17
2.2	Die sieben Eisdickenklassen . . . . .	20
2.3	Das Gebiet des Meereismodells . . . . .	26
2.4	Monatsmittel des Eisbedeckungsgrades der MPI-OM-Simulation und der SSM/I-Daten . . . . .	31
2.5	Monatsmittel der Ozeantemperatur der MPI-OM-Simulation vor und nach der Modifikation durch SSM/I-Daten . . . . .	32
2.6	Vier Beispiele für den parameterisierten turbulenten ozeanischen Wärmefluss unter Meereis . . . . .	33
2.7	Beispiel für die Auswirkung der Glättung des Spannungstensors . . . . .	35
2.8	Flussdiagramm des Meereismodells . . . . .	36
3.1	Meeresoberflächendruck der EZMW-Analysen für ausgewählte Termine mit Framstraßenzyklonen . . . . .	39
3.2	Trajektorien der in der Framstraße ausgesetzten Driftbojen im April 1999 und März 2002 . . . . .	41
3.3	Windgeschwindigkeit und Windrichtung aus einer Bojenmessung und aus den EZMW-Analysen . . . . .	42
3.4	Windgeschwindigkeit und Windrichtung aus der Messung an Bord der „Aranda“ und aus den EZMW-Analysen . . . . .	44
3.5	Lufttemperatur aus der Messung an Bord der „Aranda“ und aus den EZMW-Analysen . . . . .	44
3.6	Windgeschwindigkeit und Windrichtung aus den EZMW- und NCEP-Analysen . . . . .	46
3.7	Ozeanströmung aus einer DCM-Messung und einer MPI-OM-Simulation . . . . .	48
3.8	Radarsat-Bild vom 8. März 2002 . . . . .	50
3.9	AVHRR-Satellitenbild (infrarot) vom 13. März 2002 . . . . .	50
4.1	Monatsmittel des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke im April 1999 . . . . .	52
4.2	Monatsmittel des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke im März 2002 . . . . .	53

4.3	Simulierter und beobachteter prozentualer Anteil der Tage mit $A > 0.01$ .	55
4.4	Monatsmittel der Eisdrift, der dynamischen Änderung der Eisdicke, des Windfeldes und der Ozeanströmung im April 1999 . . . . .	58
4.5	Monatsmittel der Eisdrift, der dynamischen Änderung der Eisdicke, des Windfeldes und der Ozeanströmung im März 2002 . . . . .	59
4.6	Räumliche Korrelationen zwischen Monatsmitteln der Eisdrift, der Ozeanströmung und des Windes bzgl. der Beträge und der Divergenz . . . . .	61
4.7	Monatsmittel der Eisdrift und der auf das Meereis wirkenden Kräfte im April 1999 im Referenzexperiment . . . . .	62
4.8	Zeitreihen der beobachteten und simulierten Eisdrift im April 1999 . . . .	64
4.9	Zeitreihen der beobachteten und simulierten Eisdrift im März 2002 . . . .	65
4.10	Vergleich zwischen beobachteter und simulierter Eisdriftgeschwindigkeit .	66
4.11	Zwei Beispiele für die beobachtete und simulierte Divergenz der Eisdrift .	69
4.12	Beobachtete und simulierte mittlere Divergenz und Scherdeformation der Eisdrift im März 2002 . . . . .	70
4.13	Zeitreihen der beobachteten und simulierten Divergenz und Scherdeformation der Eisdrift, der Ozeanströmung und des Windes für das Bojenarray im März 2002 . . . . .	71
4.14	Simulierte Monatsmittel der Gefriertrate, der Differenz zwischen Oberflächen- und 2 m-Lufttemperatur, des turbulenten atmosphärischen Gesamtwärmefflusses, der Strahlungsbilanz und des turbulenten ozeanischen Wärmefflusses im April 1999 . . . . .	73
4.15	Simulierte Monatsmittel der Gefriertrate, der Differenz zwischen Oberflächen- und 2 m-Lufttemperatur, des turbulenten atmosphärischen Gesamtwärmefflusses, der Strahlungsbilanz und des turbulenten ozeanischen Wärmefflusses im März 2002 . . . . .	74
4.16	Zeitreihen der gemessenen und simulierten Luft- bzw. Oberflächentemperatur . . . . .	76
6.1	10 m-Wind, Ozeanströmung, Eisbedeckungsgrad und Eisdrift für den Zeitraum vom 17. bis 20. April 1999 . . . . .	93
6.2	Änderung des Eisbedeckungsgrades während der vier untersuchten Phasen mit Framstraßenzyklonen . . . . .	94
6.3	Vergleich zwischen Messung und Simulation für den Flug am 19. April 1999 gegen 11 UTC . . . . .	96
6.4	10 m-Wind, Ozeanströmung, Eisbedeckungsgrad und Eisdrift für den Zeitraum vom 6. bis 8. März 2002 . . . . .	98
6.5	Vergleich zwischen Messung und Simulation für den Flug am 7. März 2002 gegen 11 UTC . . . . .	99
6.6	10 m-Wind, Ozeanströmung, Eisbedeckungsgrad und Eisdrift für den Zeitraum vom 12. bis 15. März 2002 . . . . .	101
6.7	Vergleich zwischen Messung und Simulation für den Flug am 13. März 2002 gegen 10 UTC . . . . .	103
6.8	10 m-Wind, Ozeanströmung, Eisbedeckungsgrad und Eisdrift für den Zeitraum vom 20. bis 23. März 2002 . . . . .	105



6.9	Vergleich zwischen Messung und Simulation für den Flug am 21. März 2002 gegen 15 UTC . . . . .	106
7.1	Bestimmung einer mittleren Framstraßenzyklone . . . . .	111
7.2	Transformation und Modifikation zur Generierung der „synthetischen“ Framstraßenzyklone . . . . .	112
7.3	Die sechs untersuchten Zyklonenzugbahnen durch die Framstraße . . . . .	113
7.4	Momentane Felder des Windes und der Eisdrift in den Experimenten mit synthetischer Zyklone für die Zugbahnen I und II . . . . .	114
7.5	Zeitliche Entwicklung des Experimentes mit synthetischer Zyklone, die auf Zugbahn II durch die Framstraße zieht . . . . .	115
7.6	Einfluss der Framstraßenzyklone auf den Eisbedeckungsgrad für alle sechs Zugbahnen . . . . .	117
7.7	Einfluss eines veränderten Zyklonenradius auf die Eiseigenschaften . . . . .	118
7.8	Einfluss eines veränderten Zyklonenwindstärke auf die Eiseigenschaften . . . . .	119
7.9	Einfluss eines veränderten Ozeanströmung auf die Eiseigenschaften . . . . .	120
8.1	Simulierter Volumeneistransport durch die Framstraße im April 1999 und März 2002 . . . . .	123
8.2	Änderungsrate des Eisvolumens im Framstraßengebiet zwischen 75° N und 81° N . . . . .	125
8.3	Abhängigkeit des Eistransportes von den Antriebsdaten und Modellparametern . . . . .	127
8.4	Einfluss der Zyklonenzugbahn auf den Eistransport . . . . .	128
8.5	Einfluss der Zyklonenzugbahn auf die Gefriertrate im Framstraßengebiet . . . . .	130
8.6	Abhängigkeit des Eistransportes durch die Framstraße von dem Zyklonenradius, der Zyklonenwindstärke und einer modifizierten Ozeanströmung . . . . .	131

# Tabellenverzeichnis

2.1	Albedo verschiedener Oberflächen . . . . .	19
2.2	Konstanten des Meereismodells im Referenzexperiment . . . . .	24
2.3	Verwendete Gewichte bei der Randbehandlung im Meereismodell . . . . .	27
3.1	Übersicht über die verwendeten Satellitendaten . . . . .	39
3.2	Übersicht über die verwendeten in-situ-Messungen . . . . .	40
3.3	Vergleich des Windes und der Lufttemperatur zwischen der Messreihe einer Boje und den EZMW-Analysen. . . . .	42
3.4	Vergleich des Windes und der Lufttemperatur zwischen der Messreihe an Bord der „Aranda“ und den EZMW-Analysen. . . . .	43
3.5	Vergleich des Windes bei 80° N und 0° W zwischen den EZMW- und NCEP-Analysen. . . . .	45
3.6	Vergleich des mittleren Windes in der Framstraße zwischen den EZMW- und NCEP-Analysen. . . . .	45
3.7	Vergleich der Ozeanströmung zwischen den Zeitreihen einer DCM-Messung und MPI-OM-Simulationsergebnissen . . . . .	49
4.1	Vergleich des Eisbedeckungsgrades in der Framstraße zwischen Referenzexperiment und SSM/I-Beobachtung . . . . .	56
4.2	Vergleich der Eisdrift in der Framstraße zwischen Referenzexperiment und Bojenmessung . . . . .	67
4.3	Korrelationskoeffizienten zwischen der beobachteten Eisdrift, der simulierten Eisdrift, der MPI-OM-Ozeanströmung und des EZMW-Windes bzgl. der Divergenz und der Scherdeformation . . . . .	71
5.1	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation des atmosphärischen Antriebs im April 1999 . . . . .	79
5.2	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation des atmosphärischen Antriebs im März 2002 . . . . .	79
5.3	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation des ozeanischen Antriebs im April 1999 . . . . .	81
5.4	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation des ozeanischen Antriebs im März 2002 . . . . .	81

5.5	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation der Meereisparameter im April 1999 . . . . .	83
5.6	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation der Meereisparameter im März 2002 . . . . .	83
5.7	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation der Transferkoeffizienten im April 1999 . . . . .	86
5.8	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation der Transferkoeffizienten im März 2002 . . . . .	86
5.9	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation der Rheologieparameter im April 1999 . . . . .	88
5.10	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation der Rheologieparameter im März 2002 . . . . .	88
5.11	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation mehrerer Parameter im April 1999 . . . . .	90
5.12	Differenzen der Eisdrift, des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke zwischen dem Referenzexperiment und den Sensitivitätsexperimenten bzgl. der Variation mehrerer Parameter im März 2002 . . . . .	90
8.1	Über fünf Tage integrierte Eistransportänderung durch auf sechs verschiedenen Zugbahnen durch die Framstraße ziehenden Zyklonen . . . . .	129
9.1	Die hier durchgeführten Modellexperimente im Vergleich zu ausgewählten Eismodellstudien anderer Autoren. . . . .	133



# Kapitel 1

## Einleitung

*“It is evident that the oceanographical conditions of the North Polar Basin have much influence upon the climate, and it is equally evident that changes in its conditions of circulation would greatly change the climate conditions.”* (Nansen, 1902, Seite 417)

Um den Wahrheitsgehalt dieser Aussage zu überprüfen, muss man sich mit der Frage auseinandersetzen, welche Rolle der Arktische Ozean im globalen Klimasystem spielt. Zunächst wird ein Überblick über den Kenntnisstand zum Arktischen Ozean und zur ozeanischen thermohalinen Zirkulation gegeben, die für die globale Ausbreitung von Störungen verantwortlich ist (Broecker, 1991). Darauf aufbauend erfolgt eine Diskussion, auf welche Weise die Arktis auf das Klima Einfluss nimmt. Anschließend wird der Stand der Forschung über die zeitliche und räumliche Variabilität des arktischen Meereises wiedergegeben. Insbesondere wird die synoptische Zeitskala und damit die Bedeutung von Zyklonen in der Arktis betrachtet. Zu diesem Aspekt leistet diese Arbeit einen Beitrag. Ziel und Konzeption dieser Arbeit werden am Ende der Einleitung vorgestellt.

### 1.1 Arktischer Ozean

Der Arktische Ozean umfasst ein Gebiet von  $9.5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  und ist damit etwa viermal so groß wie das Mittelmeer. Er besteht zu einem Drittel aus flachen Schelfmeeren, die zumeist weniger als 200 m Wassertiefe haben: die Beaufortsee, die Chukchisee, die Ostsibirische See, die Laptevsee, die Karasee und die Barentssee (Abbildung 1.1). Im Zentrum der Arktis befinden sich das Kanadabecken und das Eurasiabecken, beide mit einer maximalen Tiefe von mehr als 4000 m. Eine Besonderheit des Arktischen Ozeans ist sein Meereis. Das eisbedeckte Gebiet des Arktischen Ozeans und der umliegenden Meere weist einen starken Jahresgang auf mit einem Minimum im September von etwa  $8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  und einem Maximum im März von etwa  $15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  (Parkinson et al., 1987). Bei der aus Satellitendaten abgeleiteten Eisbedeckung (Kaleschke et al., 2001) vom 15. März 2002 in Abbildung 1.1 handelt es sich also ungefähr um die maximale Eisausdehnung des Winters 2001/2002.

Die Eisdicke schwankt räumlich und zeitlich erheblich. Die Palette erstreckt sich von dünnem Neueis wie „Nilas“, „Pancake Ice“, „Frazil Ice“ und „Grease Ice“ (Schröder et al., 2003) bis hin zu Presseisrücken von mehr als 20 m Mächtigkeit (Barry et al.,

1993). U-Boot-Messungen, die sich über den Zeitraum von 1958 bis 1987 erstrecken, ergeben eine mittlere Eisdicke von etwa 4 m in Polnähe und von 6 bis 7 m entlang der Nordküste Kanadas und Grönlands (Bourke und McLaren, 1992). Die Eisdicke in den Schelfmeeren entlang der sibirischen Küste ist mit etwa 2 m deutlich geringer (Harder, 1996). Untersuchungen von Bourke und McLaren (1992) deuten an, dass die mittlere Eisdicke im Winter generell etwa 0.5 bis 1.0 m mächtiger ist als im Sommer.

Abgesehen von Küstengebieten, an denen sich landfestes Eis bildet, ist Meereis ständig in Bewegung, angetrieben von Wind und Ozeanströmung. Eisbojenmessungen ergeben,

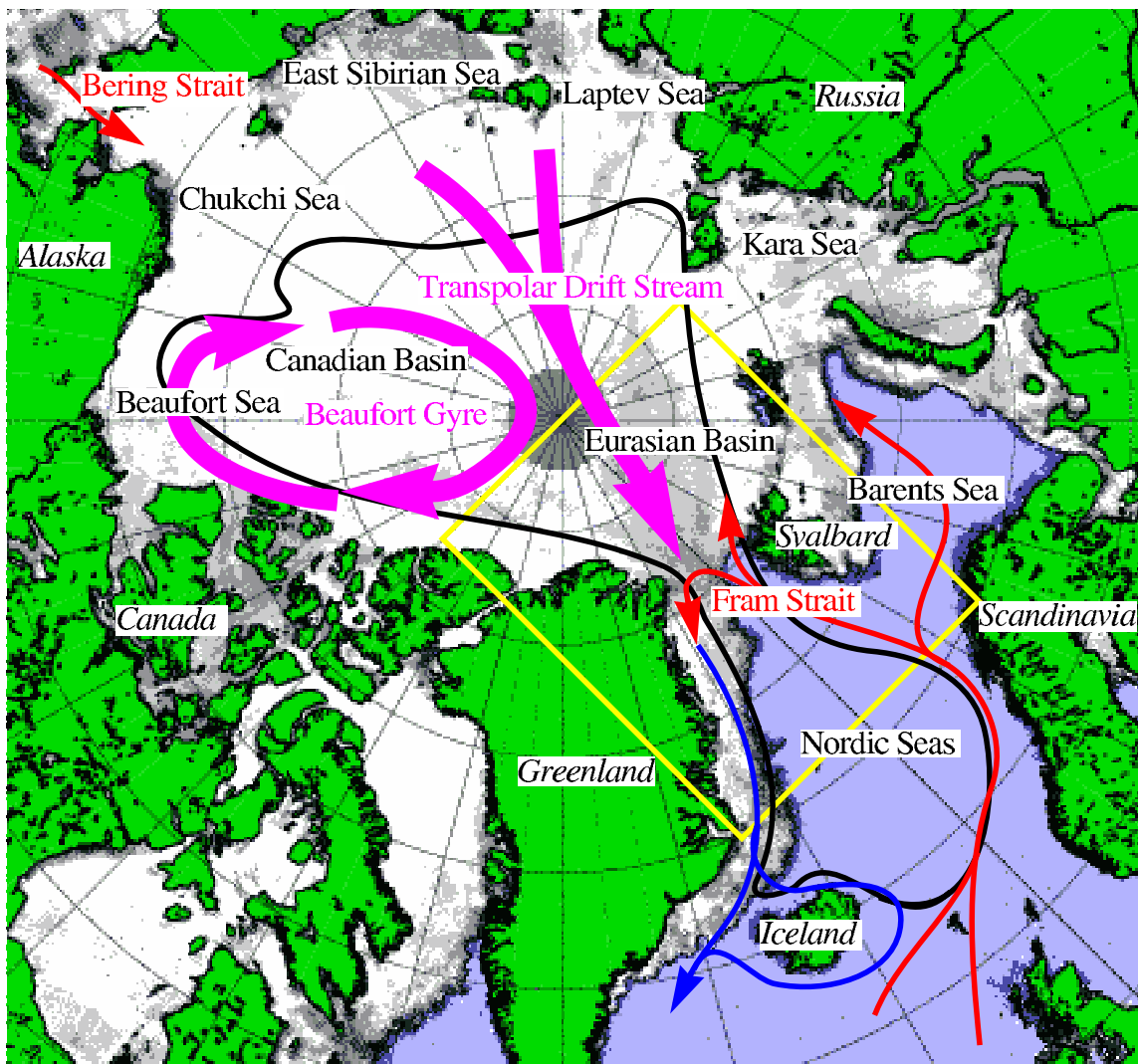


Abbildung 1.1: Der Arktische Ozean und seine Eisbedeckung am 15. März 2002 (weiß unterlegt – SSM/I, Quelle: [www.seaice.de](http://www.seaice.de)). Dargestellt sind die beiden dominanten Zirkulationssysteme der Meereisdrift: der Beaufort-Wirbel und der transpolare Driftstrom. Die roten Pfeile kennzeichnen die warmen ozeanischen Einströme in die Arktis durch die Framstraße, die Barentssee und die Beringstraße und der blaue Pfeil den kalten Ausstrom durch die Framstraße. Die schwarze geschlossene Linie skizziert die 1000-m-Isohypse der Meerestiefe des Arktischen Ozeans. Das gelbe Rechteck kennzeichnet das Gebiet des in dieser Arbeit verwendeten Meereismodells.

dass das Meereis im Mittel mit einer Geschwindigkeit von etwa 1 % des geostrophischen Windes driftet und eine Rechtsdrehung zum geostrophischen Wind von etwa  $10^\circ$  und zum bodennahen Wind von etwa  $30^\circ$  aufweist (Serreze et al., 1989; Thorndike und Colony, 1982; Vinje und Finnekåsa, 1986). Die mittlere großräumige Eisdrift weist zwei vorherrschende Strömungssysteme auf, den antizyklonalen Beaufort-Wirbel und den transpolaren Driftstrom (Abbildung 1.1). Diese Zirkulationsmuster spiegeln zu gleichen Anteilen den mittleren Wind und die mittlere Ozeanströmung wider (Thorndike und Colony, 1982). Da die oberflächennahe Ozeanströmung größtenteils von Wind und Eisdrift angetrieben ist, wird die Intensität der Zirkulationssysteme im Wesentlichen durch die atmosphärische Druckverteilung bestimmt (Barry et al., 1993). Messungen von Vinje und Finnekåsa (1986) zeigen, dass die oberflächennahe Ozeanströmung z. B. in der Framstraße zu 80 % durch die Eisdrift bestimmt wird. Während das Meereis im Beaufort-Wirbel mit 1 bis  $3 \text{ cm s}^{-1}$  zirkuliert und damit 5 bis 10 Jahre für eine Umrundung braucht (Thorndike, 1986), wird es vom transpolaren Driftstrom aus der Arktis durch die Framstraße in den Atlantik exportiert. Im transpolaren Driftstrom betragen die mittleren Driftgeschwindigkeiten 5 bis  $10 \text{ cm s}^{-1}$ , so dass das Eis etwa drei Jahre braucht, um von der Ostsibirischen See zur Framstraße zu gelangen (Thorndike, 1986). In der Framstraße selbst treten höhere Driftgeschwindigkeiten auf (Brümmer et al., 2003; Martin und Wadhams, 1999; Nøst und Dybesland, 1997; Widell et al., 2003).

Insgesamt 95 % des arktischen Meereisexportes findet durch die Framstraße statt (Vinje und Finnekåsa, 1986). Für den Eistransport durch die Framstraße gibt es zahlreiche Schätzungen, die auf Beobachtungen und Modellrechnungen beruhen. Mehrere Zeitreihen des jährlichen Eistransportes sind in Abbildung 1.2 dargestellt. Der Mittelwert liegt bei etwa 0.09 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} = 31\,536 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$  mit Sv: Sverdrup). Unter Berücksichtigung neuer Eisdickenmessungen kommen Kwok et al. (2004) jedoch mit 0.07 Sv auf einen deutlich geringeren Wert. Der Anteil des Eistransportes am gesamten Eisreservoir der Arktis liegt bei 10 bis 15 %. Die Differenzen zwischen den verschiedenen Eistransportabschätzungen kommen u. a. durch Unterschiede in der Eisdriftverteilung zustande. Martin und Wadhams (1999) beobachten, dass große Gebiete entlang der grönländischen Küste aufgrund geringer Drift kaum zum Eistransport beitragen, ein Effekt, den Eisbojen, die vor allem im Zentrum des Ostgrönlandstroms driften, und grob aufgelöste Modelle nicht richtig berücksichtigen.

Im Süßwasserhaushalt des Arktischen Ozeans stellen die Flüsse (vor allem die sibirischen) die größte Quelle dar, die Aagaard und Carmack (1989) mit 0.10 Sv quantifizieren. Weitere große Quellen sind die Zufuhr des salzärmeren Pazifikwassers durch die Beringstraße (0.05 Sv) und der Überschuss an Niederschlag gegenüber Verdunstung (0.03 Sv). Die größten Senken sind der Eisexport durch die Framstraße ( $-0.09 \text{ Sv}$ ), der Süßwasserexport durch die Framstraße, den Aagaard und Carmack (1989) mit  $-0.03 \text{ Sv}$  abschätzen, der nach Messungen von Meredith et al. (2001) aber doppelt so groß wie der Eisexport ist (danach also  $-0.18 \text{ Sv}$ ), und der Süßwasserexport durch den Kanadischen Archipel ( $-0.03 \text{ Sv}$ ).

Warum bildet sich überhaupt Meereis in der Arktis? Die negative Strahlungsbilanz und die niedrigen Lufttemperaturen sind schließlich vor allem eine Folge des Meereises und

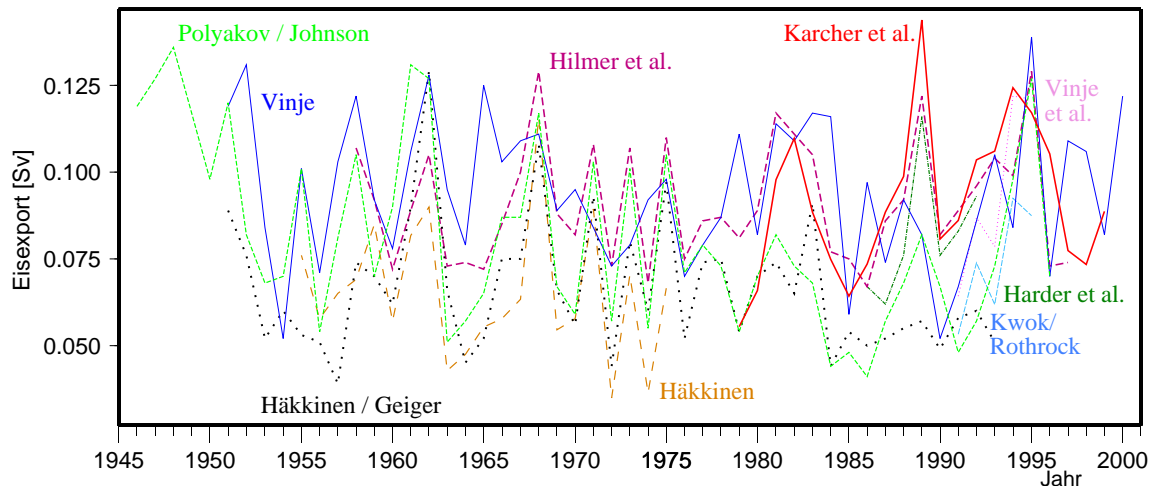


Abbildung 1.2: Jährlicher Eisexport [Sv] nach verschiedenen Autoren: 1946-1997 (Polyakov und Johnson, 2000), 1951-2000 (Vinje, 2001), 1951-1993 (Häkkinen und Geiger, 2000), 1955-1975 (Häkkinen, 1993), 1958-1997 (Hilmer et al., 1998), 1979-1999 (Karcher et al., 2003), 1986-1992 (Harder et al., 1998), 1991-1995 (Vinje et al., 1998), 1991-1995 (Kwok und Rothrock, 1999). (nach Affeld, 2003)

können als Erklärung alleine nicht ausreichen. Zur Beantwortung dieser Frage muss die Schichtung des Ozeans berücksichtigt werden (Barry et al., 1993). Man betrachte zunächst die Abhängigkeit der Dichte des Salzwassers von Salzgehalt und Temperatur (gekrümmte durchgezogene Linien in Abbildung 1.3). Während die Dichte mit ansteigendem Salzgehalt im gesamten Temperatur- und Salzgehaltsbereich etwa gleichmäßig zunimmt, und zwar um  $0.4 \text{ kg m}^{-3}$  pro  $0.5\text{‰}$ , ist die Abhängigkeit von der Temperatur komplizierter. Im Allgemeinen steigt die Dichte mit abnehmender Temperatur. Dies gilt jedoch nicht für niedrige Temperaturen und geringe Salzgehalte, also in dem Bereich zwischen der Temperatur der maximalen Dichte und der Gefrierpunkttemperatur. Die Temperatur der maximalen Dichte, die für Süßwasser  $4.2^\circ\text{C}$  beträgt, fällt linear mit steigendem Salzgehalt. Für Salzgehalte, die über  $24.7\text{‰}$  liegen, entspricht die Gefrierpunkttemperatur der Temperatur der maximalen Dichte. Im Arktischen Ozean liegt der Salzgehalt im Mittel bei  $35\text{‰}$ , so dass demnach die gesamte Wassersäule auf etwa  $-1.9^\circ\text{C}$  abgekühlt werden müsste, bevor Eisbildung einsetzt. Die oberflächennahe durchmischte Schicht des Arktischen Ozeans wird stark geprägt durch die Wasserzufuhr der Flüsse und durch den Zufluss durch die Beringstraße (Barry et al., 1993). Sie weist daher einen geringeren Salzgehalt und demzufolge eine geringere Dichte als die darunterliegende Atlantische Schicht auf, so dass kaum vertikaler Austausch stattfindet. Abbildung 1.3 zeigt, dass besonders bei niedrigen Temperaturen die Abhängigkeit der Wasserdichte vom Salzgehalt wesentlich größer als von der Temperatur ist. Daher setzt bereits Eisbildung ein, wenn sich eine durchmischte Schicht von ungefähr 50 m Tiefe auf Gefrierpunkttemperatur abkühlt. Die Stabilität der ozeanischen Schichtung ist Voraussetzung für die Meereisbildung.



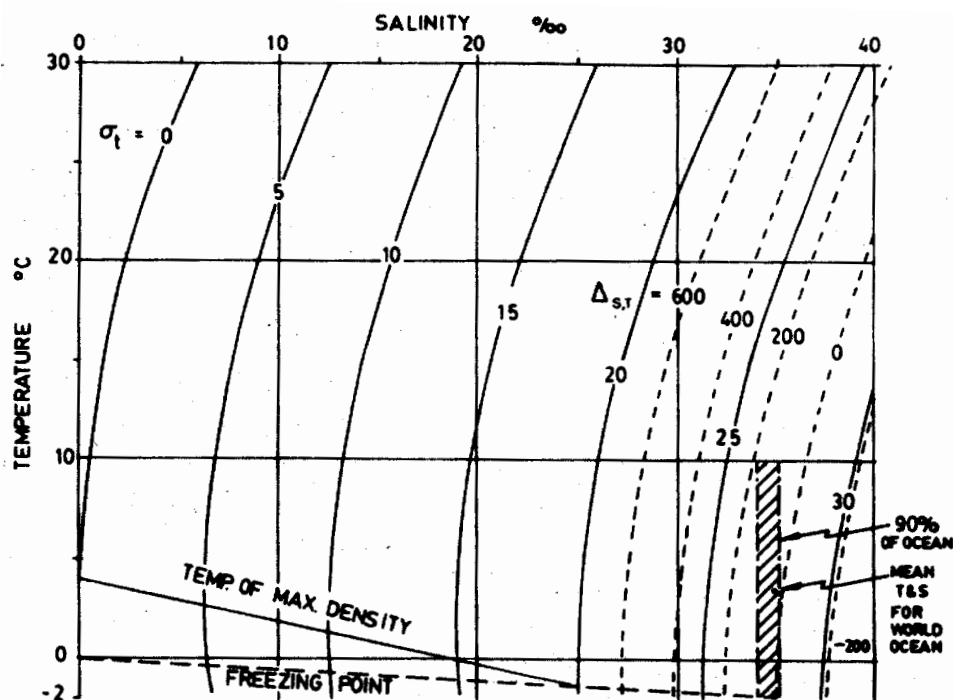


Abbildung 1.3: Die Dichte von Salzwasser  $\sigma_t$  [ $\text{kg m}^{-3}$ ] (abzüglich einer Referenzdichte von  $1000 \text{ kg m}^{-3}$ ) in Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt bei atmosphärischem Druck. (Quelle: Abb. 3.1 aus Pickard und Emery, 1990)

## 1.2 Thermohaline Zirkulation

Die fundamentale Ursache der atmosphärischen und ozeanischen globalen Zirkulation ist die unterschiedliche Sonneneinstrahlung zwischen Äquator und Pol. Diesem thermischen Kontrast wirken globale Zirkulationsmuster entgegen (Bromwich, 1997). Die in Abbildung 1.4 dargestellte thermohaline Zirkulation ist eine globale und alle Tiefen umfassende Meereszirkulation, die nach ihren Antriebsfaktoren Temperatur und Salz benannt ist. An einigen Stellen wird sie zusätzlich durch den Wind angetrieben. Sie ist auch unter dem Namen „conveyor belt“ (großes marines Förderband) bekannt, wobei „Förderband“ nicht als tatsächlicher Teilchentransport gesehen werden darf, da andere Zirkulationsschleifen neben ihr existieren (Broecker, 1991). Den wichtigsten Antrieb der thermohalinen Zirkulation stellt das dichtebedingte Absinken von Wassermassen im nördlichen Nordatlantik dar (Hansen und Østerhus, 2000; Mauritzen, 1996; Mauritzen und Häkkinen, 1999). Das kalte, salzhaltige Nordatlantische Tiefenwasser strömt dann durch den Atlantik bis südlich von  $30^{\circ}\text{S}$ . Hier trifft es auf die Wassermassen des südlichen Ozeans. Durch Vermischung bilden sich die Wassermassen des Antarktischen Zirkumpolarstroms. Im Gegensatz zum nördlichen Nordatlantik wird die Produktion des Tiefen- und Bodenwassers nicht durch Abkühlen sondern vornehmlich durch Salzausscheidung bei der Eisbildung unterstützt. Im weiteren Verlauf gelangt ein Teil der Wassermassen in den Indischen Ozean, ein Teil in den Pazifik und ein Teil rezirkuliert um die Antarktis. Auf dem Weg Richtung Norden erwärmt sich das Wasser und steigt langsam auf. Im Indischen Ozean und im Pazifik vollziehen die Wassermassen jeweils eine antizyklonale Schleife und strömen anschließend als Oberflächenwasser mit

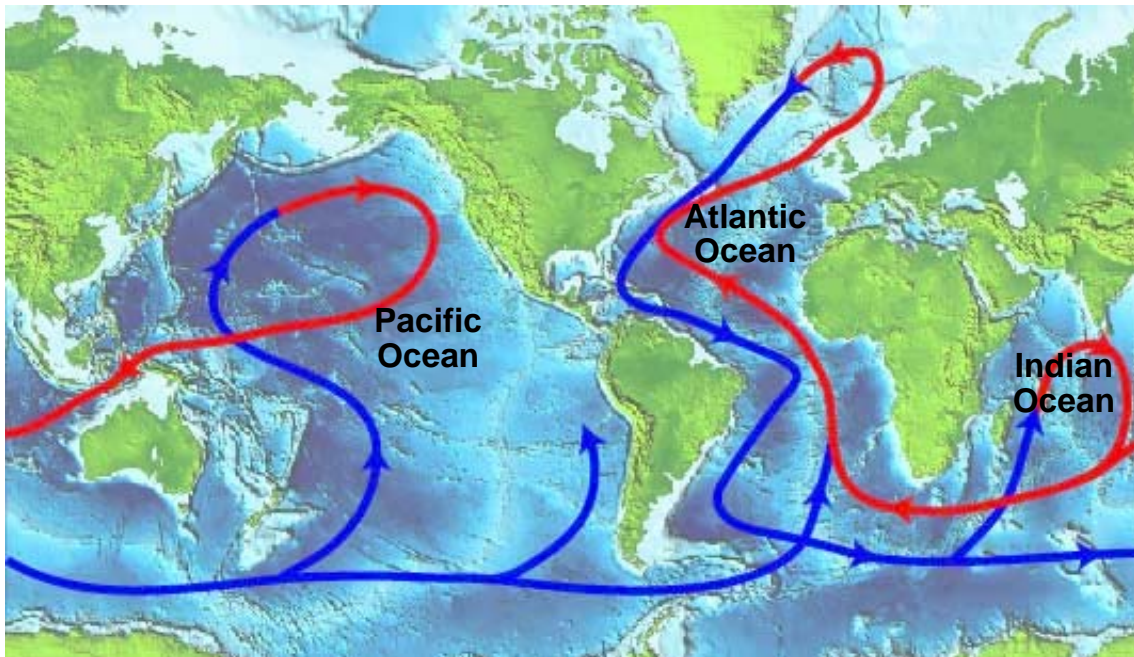


Abbildung 1.4: Die globale ozeanische thermohaline Zirkulation. Die kalten, salzreichen Tiefenströme sind blau dargestellt, die warmen Oberflächenströme rot.

[Quelle: <http://www.soc.soton.ac.uk/CHD/education/posters/circulation.html>] (nach Broecker, 1987)

veränderten Eigenschaften (relativ warm und salzarm) um die Südspitze Afrikas herum wieder in den Atlantik. Hier wirkt die thermohaline Zirkulation, der Golfstrom ist Teil dieser Zirkulation, als enorme Wärmequelle für Europa. In West- und Mitteleuropa wären die mittleren Lufttemperaturen ohne diese Zirkulation um bis zu 10 K niedriger (z. B. Rind et al., 1986).

Meerestopographie und Entrainmentprozesse tragen in großem Maße zu den Eigenschaften und zur aktuellen Verteilung des Nordatlantischen Tiefenwassers bei (Dickson und Brown, 1994; Mauritzen und Häkkinen, 1999; Rudels et al., 2002). Die dichten Wassermassen des Europäischen Nordmeeres strömen als „Overflow Water“ in einer Tiefe von 500 bis 800 m und mit einer mittleren Geschwindigkeit von  $60 \text{ cm s}^{-1}$  (Dickson und Brown, 1994) über die Grönland-Schottland-Schwelle in den nördlichen Nordatlantik (Hansen und Østerhus, 2000). Hier fallen die Wassermassen in Tiefen unterhalb von 2000 m ab und vermischen sich mit atlantischem Wasser, wodurch das Gesamtvolumen des Transportes mehr als verdoppelt wird (Dickson und Brown, 1994). Die Austauschprozesse zwischen dem Nordatlantik und der Arktis am Grönland-Schottland-Rücken sind sehr vielschichtig und nicht vollständig verstanden. Eine ausführliche Beschreibung findet sich z. B. bei Hansen und Østerhus (2000).

Die potenzielle Bedeutung der thermohalinen Zirkulation für das globale Klima wird beim Betrachten der Zusammenhänge zwischen den herausragenden Klimaphänomenen des 20. Jahrhunderts offensichtlich. Auf der multidekadischen Zeitskala ist eine schwäche-

re thermohaline Zirkulation mit einer höheren El Niño-Stärke, mit einer höheren globalen Oberflächentemperatur, mit einer geringeren atlantischen Wirbelsturmaktivität und mit einem geringeren Sahel-Niederschlag verknüpft (Gray et al., 1997).

### 1.3 Einfluss der Arktis auf das Klima

Nach diesem Überblick geht es nun um die Ausgangsfragestellung, welche Rolle der Arktische Ozean im globalen Klima spielt. Die Arktis kann im Wesentlichen durch zwei Effekte Einfluss auf das globale Klima nehmen, erstens durch die Oberflächenwärmebilanz des Arktischen Ozeans und zweitens durch den Süßwassertransport aus der Arktis in den Nordatlantik (Aagaard und Carmack, 1989).

#### (a) Oberflächenwärmebilanz:

Das Meereis der Arktis isoliert den relativ warmen Ozean von der kalten Atmosphäre. Wärmetransfer vom Ozean in die Atmosphäre findet in größerem Ausmaß nur am Eisrand und durch Öffnungen im Eis (Leads sowie Polynien) statt. Hier können Temperaturunterschiede von mehr als 30 K zwischen der Oberflächen- und der Lufttemperatur mit resultierenden turbulenten Wärmeflüssen von mehr als  $600 \text{ W m}^{-2}$  auftreten (Brümmer, 1996). Da ab einer Eisdicke von 1 m die Feuchte- und Wärmeflüsse nahezu unabhängig von der Eisdicke sind (Maykut, 1978), ist primär der Eisbedeckungsgrad für den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre entscheidend. Aufgrund der großen Albedounterschiede zwischen Wasser (0.05 bis 0.1), Eis (0.3 bis 0.8) und Schnee (0.7 bis 0.9) führt eine Abnahme des Meereises zu einem Anstieg der Strahlungsabsorption der Oberfläche (Ebert und Curry, 1993). Im Arktischen Ozean ist der vertikale Austausch gering, da die Schichtung zwischen 50 m und 150 m, also zwischen der durchmischten oberflächennahen Schicht und der Atlantischen Schicht extrem stabil ist. Diese Stabilität ist Voraussetzung für die derzeitige Eisbedeckung im Arktischen Ozean. Eine starke Abnahme des Süßwassereintrages durch die Flüsse oder eine starke Zunahme der Eisproduktion in den Schelfgebieten könnte eine Umwälzung des Arktischen Ozeans bewirken, die wahrscheinlich eine großflächige Eisabnahme in der Arktis zur Folge hätte (Aagaard und Carmack, 1994).

#### (b) Süßwasserexport:

Durch die Framstraße werden im Jahresmittel, wie schon im Abschnitt 1.1 erwähnt, 0.09 Sv Meereis und eine nicht genau quantifizierbare Menge an flüssigem Süßwasser (0.03 bis 0.18 Sv) aus der Arktis in den Nordatlantik exportiert. Meereis ist sehr salzarm, 2/3 des Salzes fällt sofort beim Gefrieren aus (Aagaard und Carmack, 1989), nachfolgend fließt Salzlake durch feine Rinnen im Eis ab. Dieser Salzfluss spielt eine wichtige Rolle beim Gefrieren und Schmelzen (Notz et al., 2003). Die Salzausscheidung beim ozeanischen Gefrieren entspricht dem atmosphärischen Prozess der Verdunstung (Bunker et al., 1982). Der Export von flüssigem Süßwasser kommt dadurch zustande, dass das aus der Arktis strömende oberflächennahe Meerwasser durch die Süßwasserzufuhr der Flüsse und die Eisschmelze relativ salzarm ist.

Der Süßwassertransport beeinflusst die globale thermohaline Zirkulation und stellt somit die Verknüpfung des arktischen Klimas zum globalen Klima her. Wie sieht

die Einflussnahme aus? Die thermohaline Zirkulation wird durch Dichtegradienten in tiefen Ozeanschichten angetrieben. Diese notwendigen Dichtegradienten kommen durch Konvektion im Europäischen Nordmeer zustande (Hansen und Østerhus, 2000; Mauritzen, 1996; Mauritzen und Häkkinen, 1999). Eine Zunahme des Süßwassertransportes führt zu einer Dichteabnahme und damit zu einer Abschwächung der ozeanischen Konvektion (Aagaard und Carmack, 1994; Aagaard und Carmack, 1989; Driscoll und Haug, 1998; Häkkinen, 1993; Holland et al., 2001). Von Mauritzen und Häkkinen (1997) durchgeführte Studien mit einem gekoppelten Ozean-Eis-Modell zeigen, dass noch 40 % des Framstraßen-Eistransportes, also knapp 0.04 Sv, die Dänemarkstraße zwischen Island und Grönland durchqueren, also die restlichen 60 % auf dem Weg dorthin schmelzen. Eine Abnahme des Eistransportes um 0.025 Sv erhöht nach der Simulation von Mauritzen und Häkkinen (1997) die thermohaline Zirkulation um 2 bis 3 Sv. Ein bemerkenswertes Beispiel für den Einfluss des Süßwasserexportes auf die thermohaline Zirkulation ist die „Große Salzgehaltsanomalie“ von 1968 bis 1982 (Dickson et al., 1988; Häkkinen, 1993; Walsh und Chapman, 1990). Der große Eisexport im Jahr 1968 führte zu einer lang anhaltenden positiven Süßwasseranomalie in den oberen 500 bis 800 m des Nordatlantiks mit einer maximalen Reduktion des Salzgehaltes von mehr als  $-1\text{‰}$  (Dickson et al., 1988). Gleichzeitig sank die Wassertemperatur um teilweise mehr als 4 K. Die mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit dieser Anomalie lag bei  $3\text{ cm s}^{-1}$ . Nach 14 Jahren gelangte diese Anomalie wieder in das Europäische Nordmeer (Dickson et al., 1988).

Physikalisch kann man sich vorstellen, dass ein Anstieg des Süßwasserexportes die Tiefenkonvektion zum Erliegen bringt und damit die thermohaline Zirkulation stoppt, die sogenannte halokline Katastrophe (Broecker, 1991; Bryan, 1986; Rahmstorf und Willebrand, 1995; Zhang et al., 1993). Allerdings zeigen Simulationen mit einem gekoppelten Ozean-Eis-Atmosphärenmodell (Saenko et al., 2003), dass selbst eine Verdreifachung des Eisexportes die thermohaline Zirkulation nicht zum Erliegen bringt, sondern sie nur abschwächt. Nach 15 bis 20 Jahren erholt sich die thermohaline Zirkulation in der Simulation wieder. Paläoklimatologische Untersuchungen zeigen auch die Möglichkeit einer Abkürzung der thermohalinen Zirkulation auf: Ein stärkerer atmosphärischer Feuchtetransport vom Atlantik nach Europa und Sibirien führt zu mehr Niederschlag dort und damit zu einem höheren Süßwassereintrag in die Arktis durch die sibirischen Flüsse. Das würde zu einer Abnahme des Salzgehaltes, einer Erhöhung der Eisproduktion, einem Anstieg des Süßwasserexportes und damit letztlich zur Verhinderung der Tiefenkonvektion führen (Driscoll und Haug, 1998).

Studien mit einem Modellsystem bestehend aus Ozeanmodell, thermodynamischem Eismodell und atmosphärischem Energiebilanzmodell (Lohmann und Gerdes, 1998) zeigen, dass nicht nur der Süßwassereintrag die thermohaline Zirkulation beeinflusst. In ihrem Modell spielt der Isolationseffekt des Meereises die entscheidende Rolle. Meereis reduziert den turbulenten Wärmefluss vom Ozean in die Atmosphäre und erhöht so die Stabilität des Ozeans. Ein nach Süden verschobener Eisrand verschiebt in der Simulation die ozeanischen Konvektionsstellen ebenfalls Richtung Süden.

## 1.4 Variabilität des arktischen Meereises

Änderungen des Eisbedeckungsgrades, der Eisdicke, der Eisdrift und insbesondere des Transportes des arktischen Meereises hängen von regionalen und großräumigen atmosphärischen und ozeanischen Bedingungen ab. Das auffälligste Merkmal der atmosphärischen Variabilität für den gesamten Nordatlantik und die Arktis ist die Nordatlantische Oszillation (NAO). Es handelt sich um eine gegenläufige Luftdruckschwankung der beiden dominierenden Zentren, des Tiefs bei Island und des Hochs bei den Azoren (Abbildung 1.5 links; Hurrell, 1995). Diese Druckschwankung zeigt beachtliche Variabilität im interannualen bis dekadischen Bereich. Bestimmt man die erste empirische Orthogonalfunktion des Luftdrucks auf der gesamten Nordhalbkugel, ergibt sich ein Muster, das über dem Nordatlantik dem NAO-Muster sehr ähnelt und Arktische Oszillation (AO) genannt wird (Abbildung 1.5 rechts; Thompson und Wallace, 1998). Das AO-Muster weist ein drittes Aktionszentrum auf, das südlich der Beringstraße liegt. Die NAO und die AO beeinflussen den Eisbedeckungsgrad (Deser et al., 2000; Kauker et al., 2003; Mysak und Venegas, 1998), die Eisdicke (Polyakov und Johnson, 2000) und die Eisdrift bzw. den Eistransport (Arfeuille et al., 2000; Häkkinen und Geiger, 2000; Harder, 1996; Hilmer und Jung, 2000; Rigor et al., 2002; Vinje, 2001).

Proshutinsky und Johnson (1997) finden mit Hilfe eines windgetriebenen, gekoppelten Eis-Ozean-Modells zwei sich abwechselnde Regime der Eisdrift in der zentralen Arktis: eine antizyklonale Zirkulation, die dem Beaufort-Wirbel entspricht, und eine entgegen-

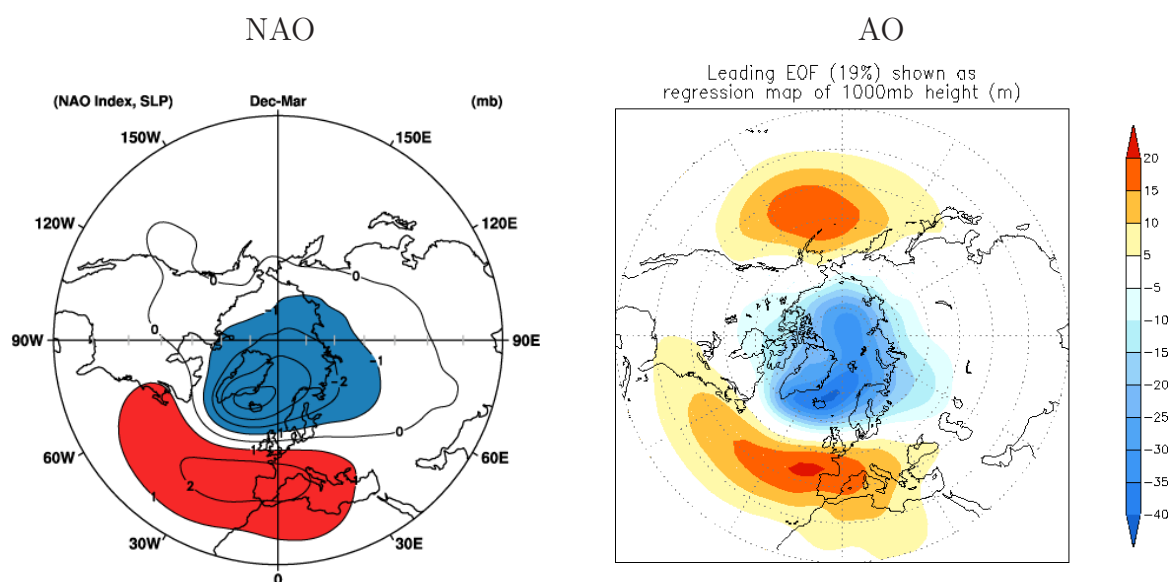


Abbildung 1.5: Links: NAO-Muster definiert als die Differenz des Meeresspiegels [hPa] zwischen Jahren mit einem NAO-Index  $> 1$  und solchen mit einem Index  $< -1$  basierend auf den Stationen Lissabon und Stykkisholmur (Island).

[Quelle: [http://www.clivar.com/publications/other\\_pubs/clivar\\_transp/jpg\\_files/lb\\_d1\\_991.jpg](http://www.clivar.com/publications/other_pubs/clivar_transp/jpg_files/lb_d1_991.jpg)] (nach Hurrell, 1995)

Rechts: AO-Muster definiert als die erste EOF der Monatsmittel der 1000 hPa-Höhe [m] zwischen 1979 und 2000.

[Quelle: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/loading.html](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/loading.html)]

gesetzte zyklonale Zirkulation. Verantwortlich für die Strömungsmuster des Meereises sind Lage sowie Intensität des Islandtiefs und des Sibirienhochs. Der Regimewechsel findet alle fünf bis sieben Jahre statt. Proshutinsky und Johnson (1997) vermuten, dass Wassertemperaturanomalien im nördlichen Nordatlantik den Wechsel bewirken. Die Regime haben Einfluss auf den Eistransport durch die Framstraße, da bei antizyklonaler Strömung dünneres Eis von der Kara-, Laptev- und der Ostsibirischen See in die Framstraße gelangt, also der Eis- und damit der Süßwasserexport gegenüber der zyklonalen Zirkulation reduziert wird (Proshutinsky und Johnson, 1997). Im Frequenzspektrum 90-jähriger Zeitreihen des Eisbedeckungsgrades und des Oberflächendruckes finden Venegas und Mysak (2000) ebenfalls ein dominantes Signal bei sechs bis sieben Jahren. Weitere dominante Signale treten bei neun bis zehn Jahren, bei 16 bis 20 Jahren und bei 30 bis 50 Jahren auf. Alle Perioden schlagen sich in der Variabilität des Eistransportes durch die Framstraße nieder und stellen ein Vorhersagepotential für diesen dar. Mysak und Venegas (1998) beschreiben einen zehnjährigen Zyklus, der durch eine im Uhrzeigersinn fortschreitende Anomalie des Eisbedeckungsgrades und eine ortsfeste Schwingung der Oberflächenanomalie charakterisiert ist. Hierbei handelt es sich um eine Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Eis, die mit den beiden Phasen der NAO verknüpft ist.

Die interannuale und dekadische Variabilität des Eistransportes zeigt Abbildung 1.2. Die Variabilität des Windfeldes ist dabei für die Variabilität des Eistransportes hauptverantwortlich (Harder, 1996). Kwok und Rothrock (1999) stellen fest, dass die Varianz des Eistransportes im Zeitraum von 1978 bis 1996 zu über 80 % durch den Druckgradienten erklärt wird. Die Korrelation zwischen dem Eistransport im Winter und dem NAO-Index, der normierten Druckdifferenz zwischen Stationen auf Island und den Azoren bzw. Portugal (Hurrell, 1995), ist positiv, d. h. je größer der NAO-Index ist, desto stärker ist der Eistransport. Allerdings ist die Korrelation nur in positiven NAO-Phasen hoch, in negativen hingegen gering. Dickson et al. (2000) finden, dass im Zeitraum von 1976 bis 2000 die interannualen Schwankungen des Winter-NAO-Index etwa 60 % der Varianz des jährlichen Volumeneistransportes durch die Framstraße erklären. Der Eistransport ist jedoch nicht streng an den Winter-NAO-Index geknüpft, wofür der starke Eistransport bei negativem NAO-Index zu Beginn der „Großen Salzgehaltsanomalie“ im Jahr 1968 ein Beispiel ist (Dickson et al., 2000). Hilmer und Jung (2000) untersuchen den Zusammenhang zwischen NAO und Eistransport im Winter über einen längeren Zeitraum (1958 bis 1997) und stellen keine signifikante Korrelation für die erste Hälfte, aber eine hohe signifikante Korrelation für die zweite Hälfte des Untersuchungszeitraums fest ( $r = 0.1$  für die Jahre von 1958 bis 1977 und  $r = 0.7$  für die Jahre von 1978 bis 1997).

Modellstudien zeigen eine Verknüpfung der Variabilität der thermohalinen Zirkulation mit der Variabilität des Eistransportes (Holland et al., 2001; Mauritzen und Häkkinen, 1997). Holland et al. (2001) finden ein Maximum im Spektrum der ozeanischen Zirkulation bei 20 Jahren, wobei der Eistransport der Zirkulation um etwa fünf Jahre vorausseilt. Die Konvektionsstärke und -tiefe im Europäischen Nordmeer stieg zwischen den 1950er-Jahren und den frühen 1970er-Jahren zu einem Maximum von 3500 m an, danach gab es eine Abnahme auf weniger als 1000 m im Jahr 1993. Diese Abnahme ging mit einer Verstärkung der horizontalen Tiefenzirkulation zwischen Arktis und Nordat-

lantik und einer Erwärmung, Salzgehaltszunahme und Stabilisierung des Tiefenwassers des Europäischen Nordmeeres einher (Dickson et al., 1996). Die „Große Salzgehaltsanomalie“ kann als Teil der Variabilität des arktischen Klimasystems angesehen werden, wobei der Eistransport die atmosphärische Variabilität zum Ozean transferiert (Hilmer et al., 1998). Hydrographische Messungen von Bacon (1998) deuten an, dass die hohe dekadische Variabilität des Süßwassertransportes (100 % des Mittelwertes) durch die Variabilität der polaren Lufttemperatur bestimmt wird. Arfeuille et al. (2000) zeigen, dass Eistransportanomalien auf Eisvolumenanomalien in der Ostsibirischen See folgen. Dabei sind Verschiebungen des Eisrandes in der Framstraße das Ergebnis gegenläufiger Prozesse: südwärtige Eisadvektion, nordwärtiger ozeanischer Wärmetransport und atmosphärische Oberflächenabkühlung (Hibler und Zhang, 1994).

Für die letzten Jahrzehnte wurde eine signifikante Abnahme des Eisbedeckungsgrades (Cavalieri et al., 1997; Parkinson et al., 1999) und der Eisdicke (Rothrock et al., 1999; Kwok et al., 2004) festgestellt. Diese Abnahme kann nicht zweifelsfrei als Folge der globalen Erwärmung interpretiert werden, da die dekadische und multidekadische Variabilität groß sind (Köberle und Gerdes, 2003).

Nach der Erörterung der Variabilität des Arktischen Meereises auf langen Zeitskalen (interannual bis multidekadisch) geht es im folgenden um die kurze (synoptische) Zeitskala. In diesem Bereich wird die Variabilität des Arktischen Meereises durch seine Trägheitsschwingung (Heil und Hibler, 2002; Kwok et al., 2003), durch Gezeiten (Hoerber, 2000b; Kowalik und Proshutinsky, 1993) und insbesondere durch Zyklonen geprägt.

## 1.5 Zyklonen in der Arktis

Statistische Untersuchungen der Zyklonenaktivität in der Arktis auf der Basis von Reanalysen des Oberflächendruckes liegen vor von Serreze et al. (1993) für den Zeitraum von 1952 bis 1989 (tägliche Daten des National Meteorological Center NMC), von Serreze (1995) für den Zeitraum von 1973 bis 1992 (12-stündlich, NMC), von Serreze et al. (1997) für den Zeitraum von 1966 bis 1993 (12-stündlich, NMC), von Kirchgäßner (1998) und Brümmer et al. (2000) für den Zeitraum von 1986 bis 1991 (6-stündlich, Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage EZMW), von Brümmer et al. (2001) für den Zeitraum von 1978 bis 1994 (6-stündlich, EZMW), von Affeld (2003) für den Zeitraum von 1978 bis 2000 (6-stündlich, EZMW) und von Zhang et al. (2004) für den Zeitraum von 1948 bis 2002 (6-stündliche Daten des National Center for Environmental Prediction NCEP). Alle Studien zeigen einen ausgeprägten Jahresgang mit maximaler Zyklonenanzahl im Sommer und minimaler im Winter, wobei die Winterzyklonen im Mittel stärker ausgeprägt sind. Im Winter konzentrieren sich die Zyklonen auf den nordatlantischen Sektor der Arktis. In der zentralen Arktis dominiert dann eine antizyklonale Strömung. Im Sommer dagegen herrschen auch hier häufig zyklonale Bedingungen. Im Mittel treten nördlich von 60° N zu jedem Zeitpunkt 5.6 Zyklonen mit einer mittleren Lebensdauer von 44 Stunden auf (Affeld, 2003). Zusammenhänge zwischen der Zyklonenaktivität und den bekannten Zirkulationsmustern NAO und AO können festgestellt werden (Affeld, 2003), treten jedoch nicht zu allen Zeiten auf (Serreze

et al., 1997). Einen positiven Trend der Zyklonenaktivität in der Arktis stellen Serreze et al. (1993) für den Zeitraum von 1952 bis 1989 und Affeld (2003) für den Zeitraum von 1978 bis 2000 fest. Zhang et al. (2004) zeigen, dass die Zyklonenaktivität von 1960 bis in die 1990er-Jahre in der Arktis ansteigt, während sie in den mittleren Breiten abnimmt.

Was ist über den Einfluss von Zyklonen auf die Eisbedeckung und die Eisdrift bekannt? Zyklonen nehmen über ihr Windfeld direkten Einfluss auf die Eisdrift (Serreze et al., 1989; Thorndike und Colony, 1982; Vinje und Finnekåsa, 1986), aber auch indirekten durch Aufbrechen, Zerkleinern und Übereinanderschieben des Meereises und damit verbundener Abnahme des Eisbedeckungsgrades sowie Erhöhung der Oberflächenrauigkeit (Brümmer und Hoerber, 1999; Brümmer et al., 2001; Dierer, 2002; Holt und Martin, 2001). Auf Satellitendaten, Eisbojenmessungen und Modellergebnissen beruhende Untersuchungen zeigen beim Durchzug von Zyklonen eine divergente Eisdrift und eine Abnahme des Eisbedeckungsgrades um bis zu 5% (Maslanik und Barry, 1989; Maslanik et al., 1995; Zwally und Walsh, 1987). Im zuletzt genannten Fall führt eine wenige Tage andauernde zyklonale Zirkulation zu einer mehrere Monate andauernden Verringerung des Anteils an mehrjährigem Eis mit Auswirkungen auf den Eisbedeckungsgrad.

In Polargebieten treten neben synoptisch-skaligen Zyklonen auch mesoskalige Zyklonen mit horizontaler Ausdehnung von 200 bis 1000 km und vertikaler Erstreckung bis zu 2 km auf (Brümmer und Hoerber, 1999). Die Eisrandzone fördert aufgrund der hohen Baroklinität Zyklonogenese (Serreze, 1995; Rasmussen et al., 1997). Die Entstehung und Entwicklung von mesoskaligen Zyklonen am Eisrand untersuchten Heinemann (1996) und Dierer (2002). Die Lage des Eisrandes scheint die Zugbahn einer Zyklone (Dierer, 2002) und seine Form die Stärke der Zyklonogenese mit zu bestimmen (Heinemann, 1996).

Modelluntersuchungen von Murray und Simmonds (1995) ergeben keine signifikante Erhöhung der Zyklonenaktivität innerhalb der Arktis bei Abnahme des Eisbedeckungsgrades. Für das Weddellmeer hingegen zeigen Simmonds und Wu (1993), dass bei einer Reduktion des Eisbedeckungsgrades die Anzahl von Zyklonen steigt. Statistische Untersuchungen von Deser et al. (2000) deuten eine atmosphärische Reaktion auf eine Verschiebung des Eisrandes in der Framstraße an. Ein nach Norden verschobener Eisrand führt demnach zu einer höheren Anzahl von Zyklonen in der Eisrandzone.

## 1.6 Zyklonen in der Framstraße

Die Framstraße zwischen Grönland und Spitzbergen verbindet den Arktischen Ozean mit dem Nordatlantik. Weil etwa 95% des arktischen Meereisexportes durch die Framstraße stattfinden (Vinje und Finnekåsa, 1986), handelt es sich um eine Schlüsselregion mit überregionaler Bedeutung (Abschnitt 1.3).

Die statistischen Untersuchungen von Affeld (2003) ergeben, dass in der Framstraße im Mittel 5.5 Zyklonen pro Monat auftreten und dort durchschnittlich 18 Stunden verweilen. Bevorzugt ziehen die Zyklonen von Südwesten nach Nordosten durch die Framstraße. Ihre Wirkung auf den Eistransport durch die Framstraße hängt primär



von der Lage der Zyklonenzugbahn ab. Zyklonen im Südosten der Framstraße über eisfreiem Ozean erhöhen den Eistransport, Zyklonen im Eisrandbereich und über dem eisbedeckten Ozean reduzieren den Eistransport. Beobachtungen von Brümmer et al. (2001) und Simulationen von Dierer (2002) zeigen im Gegensatz dazu eine Erhöhung der Eisdrift beim Auftreten einer Zyklone im Eisrandbereich der Framstraße.

Welche Messungen liegen in der Literatur über Zyklonen in der Framstraße vor? Während CEAREX 1989 (Coordinated Eastern Arctic Experiment) entstand am 11. April 1989 eine mesoskalige Zyklone am Eisrand und bewirkte einen Temperaturanstieg von 23 K innerhalb von 12 Stunden (Guest et al., 1995; Rasmussen et al., 1997). Zu diesem Fall gibt es meteorologische Messungen von zwei Eisstationen und einem Forschungsschiff in der Framstraße, allerdings keine Bojenmessungen über die Wirkung der Zyklone auf die Eisdrift. Rasmussen et al. (1997) spekulieren lediglich, dass solche mesoskaligen Wirbel eine markante Änderung der Eisdrift bewirken können. Während der Messkampagne ARKTIS 1993 wurde eine mesoskalige Zyklone vermessen, die am 13. März 1993 am Eisrand entstand und einen Radius von 150 km hatte (Brümmer und Hoerber, 1999). Eisbojenmessungen zeigen eine vollständige Schleife der Eisdrift und einen Anstieg der Eisdriftgeschwindigkeit sowie der Eisdeformationsrate bei Zyklonendurchgang. Während ACSYS 1998 (Arctic Climate System Studies) fand am 16. März 1998 ein Messflug durch einen Trog statt, in den von Süden ein mesoskaliges Tief zog (Brümmer und Thiemann, 1998). Erst durch die beiden Feldexperimente FRAMZY 1999 (Framstraßenzyklonen; Brümmer, 2000) und FRAMZY 2002 (Brümmer et al., 2005; Müller et al., 2004) konnte unter Verwendung der Messplattformen Flugzeug, Schiff und Eisdriftbojen sowie der Satellitendaten SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*), Radarsat und AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) ein umfangreicher Datensatz über sieben Framstraßenzyklonen, ihre Entstehungsbedingungen und ihre Wirkung auf die Eisdrift bestimmt werden. Dieser Datensatz stellt die Grundlage für die Untersuchungen dieser Arbeit dar.

## 1.7 Ziel und Konzeption der Arbeit

Das Ziel dieser Arbeit besteht darin, herauszufinden, welchen Einfluss Framstraßenzyklonen auf das Meereis und insbesondere auf den Eistransport durch die Framstraße ausüben. Zur Untersuchung dieser Fragestellung wird zum einen der Beobachtungsdatensatz der beiden Feldexperimente FRAMZY 1999 und FRAMZY 2002 verwendet und zum anderen werden Simulationen mit einem auf Hibler (1979) zurückgehenden numerischen thermodynamisch-dynamischen Meereismodell (Timmermann et al., 2002) durchgeführt.

Die Modellexperimente ermöglichen, (1) den Beobachtungsdatensatz räumlich und zeitlich zu erweitern, (2) ein besseres Prozessverständnis über die Wirkung von Zyklonen auf das Meereis zu bekommen und (3) den gesamten Eistransport durch die Framstraße zu bestimmen. Das Meereismodell, die in dieser Arbeit durchgeführten Modifikationen und die Realisierung der Modellexperimente werden in Kapitel 2 vorgestellt. Es wird mit einer für die Größe des Modellgebietes (2000 km × 1600 km) vergleichsweise hohen horizontalen Auflösung (9 km) gerechnet. Der atmosphärische Antrieb erfolgt mit

6-stündlichen EZMW-Analysen (*Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage*), damit die Modellstudien nahe an der Realität sind und direkt mit den zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Beobachtungsdaten verglichen werden können. Bzgl. des Antriebs mit der Ozeanströmung wird in dieser Arbeit ein neuer Weg bestritten. Es werden keine konstanten oder monatlichen Mittelwerte der geostrophischen Ozeanströmung verwendet, sondern die Ozeanströmung der obersten Modellschicht (6 m Tiefe) einer mit NCEP-Analysen (*National Center for Environmental Prediction*) angetriebenen MPI-OM-Simulation (*Max-Planck-Institute Ocean Model*).

Die Beobachtungsdaten decken die beiden Monate April 1999 und März 2002 ab (Überblick in Kapitel 3). Für diesen Zeitraum werden Simulationen mit dem Meereismodell durchgeführt und in Kapitel 4 mit den Beobachtungsdaten verglichen. Zur Beurteilung der Güte des Eisbedeckungsgrades und der Eisdrift werden Kennzahlen definiert, die sowohl die Mittelwerte als auch die räumlich-zeitliche Variabilität der Eiseigenschaften beschreiben. Um die Empfindlichkeit der Modellergebnisse auf Variationen des atmosphärischen Antriebs, des ozeanischen Antriebs, der Eis- und Schneeverhältnisse, der Transferkoeffizienten für Impuls- und Wärmeaustausch und der Rheologieparameter zu überprüfen und um die Ursachen für die in Kapitel 4 festgestellten Abweichungen zwischen Simulation und Beobachtung zu ermitteln, werden zahlreiche Sensitivitätstudien durchgeführt (Kapitel 5).

Zur Untersuchung der Fragestellung, wie die einzelnen Zyklonen das Meereis verändern und wie realitätsnah das Modellexperiment die Auswirkungen simuliert, wird in Kapitel 6 der Einfluss der sieben beobachteten Framstraßenzyklonen auf das Meereis sowohl anhand der Beobachtungsdaten als auch anhand der Modellergebnisse gezeigt. Zur Analyse des prinzipiellen Einflusses einer Framstraßenzyklone auf die Eiseigenschaften werden in Kapitel 7 Modellexperimente mit einer synthetischen Zyklone durchgeführt. Dabei werden sechs verschiedene Zyklonenzugbahnen durch die Framstraße (Einteilung nach Affeld, 2003) untersucht und der Einfluss der Zyklonenwindstärke, des Zyklonenradius und einer im Zyklonengebiet modifizierten Ozeanströmung bestimmt. Im Vordergrund steht die Frage, welchen direkten Einfluss das Windfeld der Zyklone auf das Meereis ausübt und welchen indirekten über die Wechselwirkung mit der Ozeanströmung.

Aus den Modellexperimenten werden zeitlich hochaufgelöste Zeitreihen des gesamten Eistransportes durch die Framstraße für beide Untersuchungsmonate bestimmt, im Zusammenhang mit den synoptischen Ereignissen diskutiert und mit Eistransportabschätzungen aus dem Druckgradienten nach Vinje (2001) verglichen (Kapitel 8). Der Einfluss der synthetischen Zyklone auf den Eistransport wird im Zusammenhang mit den statistischen Untersuchungen von Affeld (2003) erörtert.

Im abschließenden Kapitel 9 werden die in dieser Arbeit gewählte Konzeption der Meereismodellstudien im Vergleich zu den Modellexperimenten anderer Autoren erörtert, die wichtigen Ergebnisse zusammengefasst und Resümee gezogen.

# Kapitel 2

## Meereismodell

Das in dieser Arbeit verwendete numerische dynamisch-thermodynamische Meereismodell (Timmermann et al., 2002) wurde am Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven entwickelt. Es basiert auf dem Eismodell von Hibler (1979) mit folgenden drei Komponenten:

1. Die Bilanzgleichungen, die die zeitliche Änderung des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke in Abhängigkeit der Prozesse Advektion, Gefrieren und Schmelzen beschreiben.
2. Die zweidimensionale Impulsgleichung, die die Eisdrift infolge der Schubspannung durch Wind und Ozeanströmung, der Corioliskraft, der internen Kräfte im Eis und der Hangabtriebskraft bei geneigter Meeresoberfläche bestimmt.
3. Das Rheologiegesetz, das einen Zusammenhang zwischen dem Spannungstensor und dem Deformationsratentensor definiert, so dass die internen Kräfte als Divergenz des Spannungstensors bestimmt werden können.

Die in dem Meereismodell verwendete Thermodynamik geht auf Parkinson und Washington (1979) zurück. Der zentrale Aspekt ist dabei die Bestimmung der Energiebilanz an den Grenzflächen Ozean/Eis und Eis/Atmosphäre. Wichtige Schritte zur Weiterentwicklung des Meereismodells stellen die Berücksichtigung unterschiedlicher Eisdicken innerhalb einer Gitterzelle nach Hibler (1984), die Einführung der Schneehöhe als prognostische Größe durch Owens und Lemke (1990), die Annahme fünf verschiedener Werte für die Oberflächenalbedo durch Fischer (1995) und die Modifikation der Rheologie sowie Änderungen der Numerik durch Harder (1996) dar. Unter Berücksichtigung der Erweiterungen und Verbesserungen wird zunächst die Physik des Meereismodells präsentiert: die Bilanzgleichungen, die Thermodynamik und die Dynamik. Es folgen eine kurze Darstellung der Numerik in Abschnitt 2.2 und eine ausführliche Beschreibung der Realisierung der Modellexperimente in Abschnitt 2.3. Dabei werden die verwendeten Anfangsbedingungen, die seitlichen Randbedingungen, der atmosphärische Antrieb und der ozeanische Antrieb vorgestellt.

## 2.1 Physik des Meereismodells

### 2.1.1 Bilanzgleichungen

Bei dem verwendeten Eismodell handelt es sich um ein Kontinuumsmodell. Das Meereis, das in der Realität aus vielen wechselwirkenden Schollen unterschiedlicher Form und Größe besteht, wird hier durch eine mittlere Eisdicke  $h$ , eine mittlere Schneehöhe  $h_s$ , einen mittleren Bedeckungsgrad  $A$  und eine mittlere Eisdrift  $\vec{u}_{ice}$  in jeder Gitterzelle beschrieben. Dabei werden Eisdicke und Schneehöhe als Volumen pro Gitterzelle definiert, also als die Dicke bzw. Höhe, die Eis oder Schnee besäßen, wenn sie homogen (100% Bedeckungsgrad) über die gesamte Gitterzelle verteilt wären. Für die reale mittlere Eisdicke  $h_{eff}$  und Schneehöhe auf dem Eisteil  $h_{s,eff}$  gelten somit:  $h_{eff} = h/A$  bzw.  $h_{s,eff} = h_s/A$ . Die zeitliche Entwicklung der prognostischen Variablen Eisdicke, Schneehöhe und Eisbedeckungsgrad wird mittels folgender Bilanzgleichungen berechnet:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\vec{u}_{ice} \cdot h) = S_h, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\vec{u}_{ice} \cdot h_s) = S_s, \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\vec{u}_{ice} \cdot A) = S_A \quad (2.3)$$

mit:

$S_h$ :	Quell- und Senkenterme der Eisdicke,
$S_s$ :	Quell- und Senkenterme der Schneehöhe,
$S_A$ :	Quell- und Senkenterme des Bedeckungsgrades.

In diesen drei Bilanzgleichungen ergibt sich die lokal-zeitliche Änderung der jeweiligen Größe durch Advektion sowie Quell- und Senkenterme. Die Advektion beschreibt den über die Eisdrift verursachten horizontalen Austausch benachbarter Regionen und bewirkt somit eine Umverteilung des Eises. Die Bestimmung der Eisdrift über die Impulsgleichung wird in Abschnitt 2.1.3 erläutert. Bei den Quell- und Senkentermen handelt es sich vor allem um die thermodynamischen Prozesse Gefrieren und Schmelzen, deren Bestimmung im Folgenden dargestellt wird.

### 2.1.2 Thermodynamik

Die thermodynamisch bedingte Änderung des Meereises wird über seine Energiebilanz bestimmt. Abbildung 2.1 zeigt die fünf auftretenden Grenzflächen – Atmosphäre/Schnee, Atmosphäre/Eis, Atmosphäre/Ozean, Schnee/Eis und Eis/Ozean –, an denen jeweils der Gesamtwärmeffluss bestimmt wird:

$$Q_{a/s} = Q_a + Q_{c,s}, \quad (2.4)$$

$$Q_{a/i} = Q_a + Q_{c,i}, \quad (2.5)$$

$$Q_{a/w} = Q_a + Q_w, \quad (2.6)$$

$$Q_{s/i} = Q_{c,i} - Q_{c,s}, \quad (2.7)$$

$$Q_{i/w} = Q_w - Q_{c,i}, \quad (2.8)$$

mit:

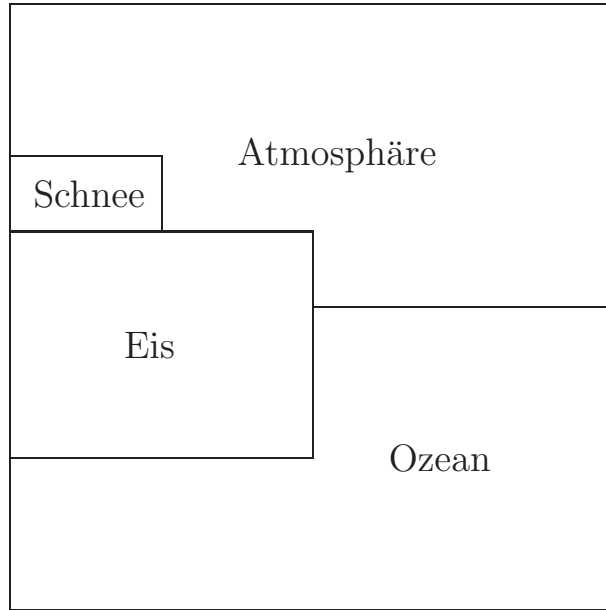


Abbildung 2.1: Die vier Bereiche Atmosphäre, Schnee, Eis und Ozean mit fünf auftretenden Grenzflächen.

$Q_{a/s}$ :	Gesamtwärmefluss an der Grenzfläche Atmosphäre/Schnee,
$Q_{a/i}$ :	Gesamtwärmefluss an der Grenzfläche Atmosphäre/Eis,
$Q_{a/w}$ :	Gesamtwärmefluss an der Grenzfläche Atmosphäre/Ozean,
$Q_{s/i}$ :	Gesamtwärmefluss an der Grenzfläche Schnee/Eis,
$Q_{i/w}$ :	Gesamtwärmefluss an der Grenzfläche Eis/Ozean,
$Q_a$ :	atmosphärischer Gesamtwärmefluss,
$Q_w$ :	turbulenter ozeanischer Wärmefluss,
$Q_{c,s}$ :	konduktiver Wärmefluss im Schnee,
$Q_{c,i}$ :	konduktiver Wärmefluss im Eis,

wobei folgende Flüsse zum atmosphärischen Gesamtwärmefluss beitragen:

$$Q_a = H + E + S^\downarrow + S^\uparrow + L^\downarrow + L^\uparrow \quad (2.9)$$

mit:

$H$ :	turbulenter atmosphärischer Fluss fühlbarer Wärme,
$E$ :	turbulenter atmosphärischer Fluss latenter Wärme,
$S^\downarrow$ :	Fluss der kurzwelligen Einstrahlung,
$S^\uparrow$ :	Fluss der kurzwelligen Ausstrahlung,
$L^\downarrow$ :	Fluss der langwelligen Einstrahlung,
$L^\uparrow$ :	Fluss der langwelligen Ausstrahlung.

Die turbulenten Flüsse werden für die Atmosphäre mit Bulkformeln nach Parkinson und Washington (1979) und für den Ozean nach Morison et al. (1987) bestimmt:

$$H = \rho_a c_p C_H |\vec{u}_{win}| (T_a - T_{sfc}), \quad (2.10)$$

$$E = \rho_a L C_H |\vec{u}_{win}| (q_a - q_{sfc}), \quad (2.11)$$

$$Q_w = \rho_w c_{p,w} C_{H,w} \sqrt{C_{D,w}} |\vec{u}_{wat} - \vec{u}_{ice}| (T_w - T_f) \quad (2.12)$$

mit:

$\rho_a$ :	Dichte der Luft ( $\rho_a = 1.3 \text{ kg m}^{-3}$ ),
$\rho_w$ :	Dichte des Meerwassers ( $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ ),
$c_p$ :	spezifische Wärme der Luft ( $c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),
$c_{p,w}$ :	spezifische Wärme des Meerwassers ( $c_{p,w} = 4000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),
$L$ :	spezifische latente Wärme für Verdunstung ( $L = 2.5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ ) bzw. Sublimation ( $L = 2.83 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ )
$C_H$ :	atmosphärischer Transferkoeffizient für Wärme ( $C_H = 1.75 \cdot 10^{-3}$ ),
$C_{H,w}$ :	ozeanischer Transferkoeffizient für Wärme ( $C_{H,w} = 1.2 \cdot 10^{-2}$ ),
$C_{D,w}$ :	ozeanischer Transferkoeffizient für Impuls ( $C_{D,w} = 3 \cdot 10^{-3}$ ),
$\vec{u}_{win}$ :	Wind (hier aus 10 m Höhe),
$\vec{u}_{wat}$ :	Ozeanströmung (hier aus 6 m Tiefe),
$T_a$ :	Lufttemperatur (hier aus 2 m Höhe),
$T_{sfc}$ :	Oberflächentemperatur,
$T_w$ :	Wassertemperatur (hier aus 6 m Tiefe),
$T_f$ :	Gefriertemperatur des Meereises,
$q_a$ :	spezifische Feuchte (hier aus 2 m Höhe),
$q_{sfc}$ :	spezifische Feuchte der Luft an der Oberfläche.

Die Strahlungsflüsse werden für den kurzwelligen Bereich nach Parkinson und Washington (1979) und für den langwelligen Bereich nach König-Langlo und Augstein (1994) wie folgt parameterisiert:

$$S^\downarrow = S_0 \frac{\cos^2 Z}{(\cos Z + 2.7) e_v \cdot 10^{-5} \text{ Pa}^{-1} + 1.085 \cos Z + 0.1} (1 - 0.6 n_{cl}^3) \quad (2.13)$$

$$S^\uparrow = -\alpha S^\downarrow \quad (2.14)$$

$$L^\downarrow = (0.765 + 0.22 n_{cl}^3) \sigma_B T_a^4 \quad (2.15)$$

$$L^\uparrow = -\epsilon \sigma_B T_{sfc}^4 \quad (2.16)$$

mit:

$S_0$ :	Solarkonstante ( $S_0 = 1353 \text{ W m}^{-2}$ ),
$Z$ :	Zenitwinkel (als Funktion der geographischen Breite, des Tages und der Uhrzeit),
$n_{cl}$ :	Wolkenbedeckungsgrad,
$e_v$ :	Partialdruck des Wasserdampfes [Pa] (hier aus 2 m Höhe),
$\alpha$ :	Oberflächenalbedo,
$\sigma_B$ :	Stefan-Boltzmann-Konstante ( $\sigma_B = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ),
$\epsilon$ :	Oberflächenemissivität ( $\epsilon = 0.99$ ),
$T_a$ :	Lufttemperatur (hier aus 2 m Höhe),
$T_{sfc}$ :	Oberflächentemperatur.

Nach dem Null-Schichten-Modell von Semtner (1976) werden die Wärmekapazitäten von Eis und Schnee vernachlässigt, so dass der konduktive Wärmefluss vertikal konstant ist, also auch zwischen Eis und Schnee. Der Isolationseffekt von Schnee wird durch die unterschiedliche Wärmeleitfähigkeit von Eis und Schnee über iterativ bestimmte Temperaturen am Oberrand des Eises und des Schnees berücksichtigt. Nach Parkinson und Washington (1979) wird durch Schmelzen und Gefrieren stets soviel latente Wärme freigesetzt bzw. gebunden, dass die Energiebilanz des Meereises ausgeglichen ist:

$$Q_i = Q_a + Q_w + S_h \rho_i L_i = 0 \quad (2.17)$$

mit:

$Q_i$ :	Energiebilanz des Meereises,
$Q_a$ :	atmosphärischer Gesamtwärmefluss,
$Q_w$ :	turbulenter ozeanischer Wärmefluss,
$\rho_i$ :	Dichte des Meereises ( $\rho_i = 910 \text{ kg m}^{-3}$ ),
$L_i$ :	Schmelzwärme des Meereises ( $L_i = 0.33 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ ).

Aus dieser Gleichung lässt sich die thermodynamische Änderung der Eisdicke  $S_h$  bestimmen. Es sind etwa  $35 \text{ Wm}^{-2}$  notwendig, um die Eisdicke um einen Zentimeter pro Tag zu verändern.

Eine entsprechende Bilanz wird für die Schneeschicht aufgestellt, wobei Schmelzen die einzige Senke und Niederschlag die einzige Quelle darstellt. Ferner wird angenommen, dass zunächst der gesamte Schnee abschmilzt, bevor Eis geschmolzen wird. Für die Änderung der Schneehöhe  $S_s$  gilt:

$$S_s = -\frac{Q_a + Q_w}{\rho_s L_s} + R \quad (2.18)$$

mit:

$\rho_s$ :	Dichte des Schnees ( $\rho_s = 300 \text{ kg m}^{-3}$ ),
$L_s$ :	Schmelzwärme des Schnees ( $L_s = L_i = 0.33 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ )
$R$ :	Schneeniederschlagsrate.

Die Bedeutung des Schnees liegt in seinem Isolationseffekt, der zu einer niedrigeren Oberflächentemperatur über Schnee als über Eis führt, und in der veränderten Albedo. Nach Fischer (1995) werden für die fünf Oberflächentypen (offenes Wasser, schmelzendes Eis ohne Schnee, gefrorenes Eis ohne Schnee, schmelzender Schnee und gefrorener Schnee) unterschiedliche Albedowerte angenommen, die in Tabelle 2.1 aufgelistet sind.

Oberfläche	Albedo
offenes Wasser	0.10
schmelzendes Eis ohne Schnee	0.60
gefrorenes Eis ohne Schnee	0.65
schmelzender Schnee	0.70
gefrorener Schnee	0.80

Tabelle 2.1: Albedo verschiedener Oberflächen.

Die Änderungsrate des Eisbedeckungsgrades  $S_A$  kann nicht mit elementaren physikalischen Gleichungen bestimmt werden. Es wird folgender empirischer Ansatz verwendet:

$$S_A = \frac{1-A}{h_0} \max(S_h, 0) + \frac{A}{2h} \min(S_h, 0) + 0.5 \left( \Delta - |\vec{\nabla} \cdot \vec{u}| \right) \exp[-C(1-A)] \quad (2.19)$$

mit:

$h_0$ :	Rinnenschließungsparameter ( $h_0 = 0.5 \text{ m}$ ),
$\Delta$ :	Gesamte Deformation (siehe Gleichung 2.28),
$C$ :	empirischer Eiskonzentrationsparameter ( $C = 20$ ).

Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die Abnahme der Fläche offenen Wassers infolge Gefrierens, wobei der empirische Parameter  $h_0$  vorgibt, wie schnell sich die Eisdecke schließt. Der zweite Term bestimmt die Abnahme des Eisbedeckungsgrades infolge Schmelzens. Der dritte Term beinhaltet eine Parameterisierung für die auch im

Winter beobachtete Entstehung von Rinnen offenen Wassers durch Scherdeformation (Rothrock, 1975; Harder und Lemke, 1994).

Das Auftreten unterschiedlicher Eisdicken innerhalb einer Gitterzelle wird durch einen empirischen Ansatz von Hibler (1984) berücksichtigt. Danach treten in jeder Gitterzelle sieben verschiedene Eisdicken zu gleichen Flächenanteilen auf. Die Eisdicken betragen  $\frac{2i-1}{7} \frac{h}{A}$  für  $i = 1, \dots, 7$  (Abbildung 2.2). Für jede der sieben Eisdickenklassen wird die oben beschriebene Energiebilanz (Gleichungen 2.4 bis 2.8) bestimmt. Die Änderungsraten  $S_h$ ,  $S_s$  und  $S_A$  ergeben sich jeweils als Mittelwert über alle Klassen. Obwohl der konduktive Wärmefluss im Eis proportional zur Eisdicke ist, wirkt sich die Annahme einer inhomogenen Eisverteilung auf die Energiebilanz des Eises aus. Das liegt an der Nichtlinearität zwischen der Energiebilanz und der Eistemperatur, welche wiederum von der Eisdicke abhängig ist.

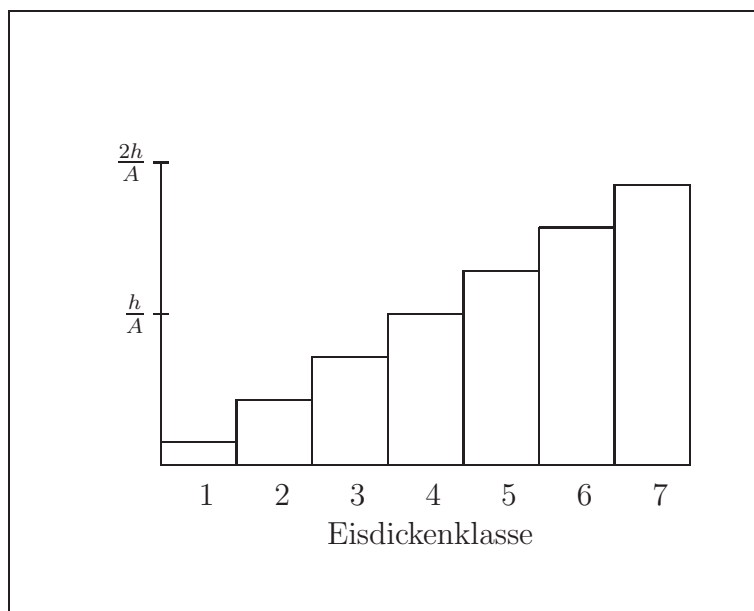


Abbildung 2.2: Die sieben Eisdickenklassen in Abhängigkeit der mittleren Eisdicke  $h$  und des mittleren Eisbedeckungsgrades  $A$ .

### 2.1.3 Dynamik

Die zweidimensionale Impulsgleichung lautet:

$$\rho_i h \frac{D\vec{u}_{ice}}{Dt} = \vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w + \vec{F}_c + \vec{F}_{int} + \vec{F}_H, \quad (2.20)$$

mit:

- $\rho_i$ : Dichte des Meereises ( $\rho_i = 910 \text{ kg m}^{-3}$ ),
- $h$ : Eisdicke,
- $\vec{u}_{ice}$ : Eisdrift,
- $\vec{\tau}_a$ : Windschubspannung,



$\vec{\tau}_w$ :	ozeanische Schubspannung,
$\vec{F}_c$ :	Corioliskraft,
$\vec{F}_{int}$ :	interne Kräfte,
$\vec{F}_H$ :	Hangabtriebskraft (horizontale Komponente).

Zur totalen zeitlichen Änderung der Eisdrift tragen die Windschubspannung, die ozeanische Schubspannung, die Corioliskraft, die internen Kräfte und die Hangabtriebskraft bei. Es sei darauf hingewiesen, dass alle Terme dieser Gleichung die Dimension  $\text{Nm}^{-2}$  haben. Um die Dimension einer Kraft zu erhalten, muss über die Fläche der Gitterzelle integriert werden.

### Windschubspannung:

Den größten Einfluss auf die Eisdrift übt der Wind aus. Der Impulsfluss  $\tau_a$  wird über eine Bulkformel parameterisiert. Da die Windgeschwindigkeit in der Regel deutlich größer als die Eisdriftgeschwindigkeit ist, wird anstelle der Relativgeschwindigkeit nur die Windgeschwindigkeit verwendet:

$$\vec{\tau}_a = \rho_a C_D |\vec{u}_{win}| \vec{u}_{win} \quad (2.21)$$

mit:

$\rho_a$ :	Dichte der Luft ( $\rho_a = 1.3 \text{ kg m}^{-3}$ ),
$C_D$ :	atmosphärischer Transferkoeffizient für Impuls ( $C_D = 1.5 \cdot 10^{-3}$ ),
$\vec{u}_{win}$ :	Wind (hier aus 10 m Höhe).

Die kritische Größe ist der Transferkoeffizient  $C_D$ . Im Gegensatz zu Atmosphärenmodellen wird in Meereismodellen zumeist ein konstantes  $C_D$  verwendet. Diese Konstante variiert jedoch beträchtlich zwischen verschiedenen Meereismodellen und Simulationen. Timmermann (2000) hat z. B. ein  $C_D$  von  $1.32 \cdot 10^{-3}$  und Harder et al. (1998) ein  $C_D$  von  $2.2 \cdot 10^{-3}$  gewählt. Hier wird für die Referenzläufe ein  $C_D$  von  $1.5 \cdot 10^{-3}$  verwendet. In den durchgeführten Sensitivitätsstudien wird dieser Wert variiert und auch als Funktion der atmosphärischen Schichtung und des Eisbedeckungsgrades bestimmt (Kapitel 5).

### Ozeanische Schubspannung:

Der zweitwichtigste Term in der Impulsgleichung ist die Schubspannung  $\tau_w$  infolge der Ozeanströmung.  $\tau_w$  wird analog zu  $\tau_a$  parameterisiert. In diesem Fall darf die Eisdrift, die die gleiche Größenordnung wie die Ozeanströmung besitzt, nicht vernachlässigt werden:

$$\vec{\tau}_w = \rho_w C_{D,w} |\vec{u}_{wat} - \vec{u}_{ice}| (\vec{u}_{wat} - \vec{u}_{ice}) \quad (2.22)$$

mit:

$\rho_w$ :	Dichte des Meerwassers ( $\rho_w = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ ),
$C_{D,w}$ :	ozeanischer Transferkoeffizient für Impuls ( $C_{D,w} = 3 \cdot 10^{-3}$ ),
$\vec{u}_{wat}$ :	Ozeanströmung in 6 m Tiefe.

Dieser Term bewirkt generell eine Abnahme der durch den Wind geprägten Eisdrift außer in Situationen mit schwachem Wind und starker Ozeanströmung. Wie bei Timmermann (2000) wird ein  $C_{D,w}$  von  $3 \cdot 10^{-3}$  gewählt, so dass das Verhältnis  $C_D/C_{D,w}$  0.5 beträgt.

Entscheidend für die Eisdrift sind nicht die absoluten Schubspannungen, sondern das Verhältnis der atmosphärischen zur ozeanischen Schubspannung. Kreyscher et al. (2000) haben durch den Vergleich von Modellergebnissen mit Eisbojenmessungen eine Optimierung des Verhältnisses  $C_D/C_{D,w}$  vorgenommen und als Ergebnis den hier verwendeten Wert von 0.5 erhalten.

### Corioliskraft:

Im Gegensatz zu den Schubspannungen, bei denen es sich um Oberflächenkräfte handelt, ist die Corioliskraft  $\vec{F}_C$  eine Körperkraft:

$$\vec{F}_C = \rho_i h f(\varphi) R_{90^\circ} \vec{u}_{ice} \quad (2.23)$$

mit:

$\rho_i$ :	Dichte des Meereises ( $\rho_i = 910 \text{ kg m}^{-3}$ ),
$f(\varphi)$ :	Coriolisparameter als Funktion der geographischen Breite,
$R_{90^\circ}$ :	Drehmatrix: Rotation um $90^\circ$ im Uhrzeigersinn.

Ihre Bedeutung steigt mit zunehmender Eisdicke. Die Corioliskraft trägt im entscheidenden Maße dazu bei, dass auf der Nordhalbkugel die Eisdrift gegenüber dem Wind nach rechts gedreht ist.

### Interne Kräfte:

Die internen Kräfte  $\vec{F}_{int}$  ergeben sich aus der Divergenz des zweidimensionalen Spannungstensors  $\sigma$ :

$$\vec{F}_{int} = \vec{\nabla} \cdot \sigma. \quad (2.24)$$

Die Bestimmung des Spannungstensors wird ausführlich von Harder (1996) erklärt. Die Kinematik des Meereises ist bekannt, also die Eisdrift und ihre räumlichen Ableitungen und somit auch die Deformation. Das Problem liegt darin, die dynamische Wirkung, d. h. die Verformung des Eises durch die Bewegung, zu bestimmen. Eine Verknüpfung zwischen der dynamischen Größe Spannungstensor  $\sigma$  und der kinematischen Größe Deformationsratentensor  $\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_{ice,i}}{\partial x_j} + \frac{\partial u_{ice,j}}{\partial x_i} \right)$  beschreibt das fundamentale Rheologiegesetz, das im Zweidimensionalen folgendermaßen lautet:

$$\sigma_{ij} = 2\eta\dot{\epsilon}_{ij} + [(\zeta - \eta)(\dot{\epsilon}_{11} + \dot{\epsilon}_{22} - P/2)] \delta_{ij} \quad (2.25)$$

mit:

$\eta$ :	Scherviskosität,
$\zeta$ :	Viskosität für die Volumenkompression,
$P$ :	statischer Druck, hier: Eishärte,
$\delta_{ij}$ :	Kroneckersymbol,
$i, j \in \{1, 2\}$ .	

Um in dieser Gleichung die Viskositäten zu bestimmen, müssen dem Meereis Verhaltenseigenschaften zugeordnet werden. Das Eismodell verwendet eine viskos-plastische Rheologie nach Hibler (1979), d. h. es wird angenommen, dass sich Meereis für kleine Deformationsraten wie eine viskose Flüssigkeit und ansonsten wie ein plastischer Festkörper

verhält. Der Spannungstensor wird durch seine beiden Invarianten charakterisiert, die ein Maß für Volumen- bzw. Scherkompression sind:

$$\sigma_I = \frac{1}{2}(\sigma_{11} + \sigma_{22}), \quad (2.26)$$

$$\sigma_{II} = \sqrt{(\sigma_{11} - \sigma_{22})^2 + 4\sigma_{12}^2}. \quad (2.27)$$

Durch die sogenannte Bruchkurve im Spannungsraum, den die beiden Invarianten aufspannen, wird allgemein das plastische Verhalten eines Festkörpers beschrieben. Diese Bruchkurve gibt maximale Werte für Volumen- und Scherkompression vor und bestimmt die Scherkompression in Abhängigkeit von der Volumenkompression. Bei höheren Spannungen käme es zum Aufbrechen des Festkörpers, einem nicht erlaubten Zustand. Für das Meereismodell bedeutet dies, dass sich das Feld der Eisdrift so einstellen muss, dass die internen Spannungen im vorgegebenen Raum bleiben. Realitätsnahe Ergebnisse werden durch eine elliptische Bruchkurve erzielt. Durch die Definition der Bruchkurve können die gesamte Deformation  $\Delta$  und die Viskositäten  $\eta$  und  $\zeta$  bestimmt werden:

$$\Delta = \sqrt{\dot{\epsilon}_I^2 + e^{-2}\dot{\epsilon}_{II}^2}, \quad (2.28)$$

$$\zeta = \frac{P}{2}, \quad (2.29)$$

$$\eta = \frac{\zeta}{e^2\Delta} \quad (2.30)$$

mit:

$$e: \quad \text{Exzentrizität der elliptischen Bruchkurve } (e = 2),$$

$$\dot{\epsilon}_I, \dot{\epsilon}_{II}: \quad \text{Invarianten des Tensors der Deformationsrate } \dot{\epsilon}.$$

Um einen kontinuierlichen Übergang zwischen plastischem und viskosem Verhalten zu erreichen, wird nach Harder (1996) eine Regimefunktion  $r(\Delta)$  definiert, mit der die Eishärte modifiziert wird:

$$r(\Delta) = \frac{\Delta}{\Delta + \Delta_{min}} \quad (2.31)$$

mit:

$$\Delta_{min}: \quad \text{empirischer Regimeparameter } (\Delta_{min} = 2 \cdot 10^{-9} \text{ s}^{-1})$$

und:

$$P = \frac{1}{2} r(\Delta) P^* h \exp[-C(1 - A)] \quad (2.32)$$

mit:

$$P^*: \quad \text{empirischer Eishärteparameter } (P^* = 2 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}),$$

$$C: \quad \text{empirischer Eiskonzentrationsparameter } (C = 20).$$

**Hangabtriebskraft:**

Gezeiten, horizontale Druckgradienten und die Windschubspannung bewirken eine Auslenkung der Meeresoberfläche in Bezug zum Geoid. Die Auslenkung erzeugt folgende Kraft auf das Meereis:

$$\vec{F}_H = -\rho_i h g \vec{\nabla} H_w \quad (2.33)$$

mit:

- $\rho_i$ : Dichte des Meereises ( $\rho_i = 910 \text{ kg m}^{-3}$ ),
- $g$ : Erdbeschleunigung ( $g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$ ),
- $H_w$ : Höhe der Meeresoberfläche in Bezug zum Geoid.

Ein Überblick über alle verwendeten Modellkonstanten und ihre Werte wird in Tabelle 2.2 gegeben.

Parameter	Symbol	Wert
Albedo	$\alpha$	0.1 bis 0.8
atmosphärischer Transferkoeffizient für Impuls	$C_D$	$1.5 \cdot 10^{-3}$
atmosphärischer Transferkoeffizient für Wärme	$C_H$	$1.75 \cdot 10^{-3}$
Dichte der Luft	$\rho_a$	$1.3 \text{ kg m}^{-3}$
Dichte des Meereises	$\rho_i$	$910 \text{ kg m}^{-3}$
Dichte des Meerwassers	$\rho_w$	$1000 \text{ kg m}^{-3}$
Dichte des Schnees	$\rho_s$	$300 \text{ kg m}^{-3}$
empirischer Eishärteparameter	$P^*$	$2 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}$
empirischer Eiskonzentrationsparameter	$C$	20
Erdbeschleunigung	$g$	$9.8 \text{ m s}^{-2}$
Exzentrizität der elliptischen Bruchkurve	$e$	2
Oberflächenemissivität	$\epsilon$	0.99
ozeanischer Transferkoeffizient für Impuls	$C_{D,w}$	$3 \cdot 10^{-3}$
ozeanischer Transferkoeffizient für Wärme	$C_{H,w}$	$12 \cdot 10^{-3}$
Rinnenschließungsparameter	$h_0$	0.5 m
Schmelzwärme des Meereises	$L_i$	$0.33 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
Solarkonstante	$S_0$	$1353 \text{ W m}^{-2}$
spezifische latente Wärme für Sublimation	$L$	$2.83 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
spezifische latente Wärme für Verdunstung	$L$	$2.5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$
spezifische Wärme der Luft	$c_p$	$1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
Stefan-Boltzmann-Konstante	$\sigma_B$	$5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$
Wärmeleitfähigkeit des Meereises	$k_i$	$2.1656 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
Wärmeleitfähigkeit des Schnees	$k_s$	$0.31 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$

Tabelle 2.2: Die Konstanten des Meereismodells im Referenzexperiment. Einige Größen, wie z. B. die Transferkoeffizienten werden in den Sensitivitätsstudien variiert und als Funktionen anderer Variablen bestimmt (Kapitel 5).

## 2.2 Numerik des Meereismodells

Zur Lösung der in Abschnitt 2.1 vorgestellten Bilanzgleichungen und der Impulsgleichung des Meereises muss eine Diskretisierung vorgenommen werden. Wie in der numerischen Modellierung weit verbreitet werden die Differentialquotienten durch finite Differenzenverfahren approximiert (Stössel und Owens, 1992), z. B.  $\partial h/\partial t \approx \Delta h/\Delta t$ . Der Zeitschritt beträgt hier  $\Delta t = 10$  min und die räumliche Auflösung  $\Delta x = 1/12^\circ \approx 9$  km. Es wird ein rotiertes Koordinatensystem verwendet, dessen Äquator entlang des  $0^\circ$ -Meridians verläuft und dessen Nordpol bei  $0^\circ$  N und  $90^\circ$  O liegt, so dass die Gitterzellen in der Framstraße nahezu quadratisch sind. Die horizontale Anordnung der Variablen erfolgt auf einem Arakawa-B-Gitter (Mesinger und Arakawa, 1976; Fischer, 1995), d. h. die skalaren Größen liegen im Zentrum der Gitterzellen, die Vektoren an den Eckpunkten. Für die Advektion wird das von Harder (1996) implementierte „Upstream“-Schema nach Smolarkiewicz (1983) verwendet. Dieses Verfahren kommt ohne explizite Diffusion in den Bilanzgleichungen 2.1 bis 2.3 aus und zeichnet sich durch eine hohe Stabilität aus. Die hohe implizite Diffusion wird durch einen Antidiffusionsterm reduziert.

Das Modellgebiet erstreckt sich von  $72^\circ$  N bis  $90^\circ$  N und vom Zentrum Grönlands bis Franz-Josef-Land und beinhaltet  $217 \times 173$  Gitterzellen (Abbildung 2.3). Die Landmaske stammt von Hagemann et al. (1999). Das Modellgebiet ist so gewählt, dass die Ergebnisse für die Framstraßenregion in nur geringem Maße von potenziellen Problemen durch den Modellrand beeinflusst werden. Ferner kann der Eistransport aus der Arktis durch die gesamte Framstraße bestimmt werden.

## 2.3 Realisierung der Modellexperimente

Zur Untersuchung der Wirkung von Zyklonen auf die Eisdrift in der Framstraße werden mit dem Meereismodell Simulationen für die Zeiträume der beiden Expeditionen FRAMZY 1999 (Brümmer, 2000) und FRAMZY 2002 (Brümmer et al., 2005) durchgeführt. Die Modellexperimente werden am 20. März 1999 bzw. 20. Februar 2002 mit einer etwa 10-tägigen Einschwingphase gestartet. Eine Einschwingphase ist notwendig, da zu Beginn von ruhendem Eis ( $|\vec{u}_{ice}| = 0 \text{ ms}^{-1}$ ) ausgegangen wird. Da die Eisdrift sehr schnell (innerhalb von Stunden) auf die Windschubspannung und auf andere äußere Kräfte reagiert, kann dieser Zeitraum als ausreichend angesehen werden. Ferner zeigen Sensitivitätsexperimente, dass der Eisbedeckungsgrad im Inneren des Eisgebietes nach 10 Tagen nahezu unabhängig vom Startfeld ist. Die Untersuchungszeiträume erstrecken sich vom 1. bis 30. April 1999 und vom 1. bis 30. März 2002. Die Modellexperimente werden so aufgesetzt, dass sie einfach und realitätsnah sind: Es gibt keine Rückkopplungen zwischen Meereis und Atmosphäre bzw. Ozean, sondern es werden die bestmöglichen Daten zum atmosphärischen und ozeanischen Antrieb sowie als Anfangs- und seitliche Randbedingungen verwendet:

1. für die Atmosphäre 6-stündliche EZMW-Analysen (*Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage*) mit T213-Auflösung (ca.  $0.5^\circ$ ),
2. für den Ozean 6-stündliche Daten einer MPI-OM-Simulation (*Max-Planck-Institute Ocean Model*) mit einer Auflösung von ca. 30 km,

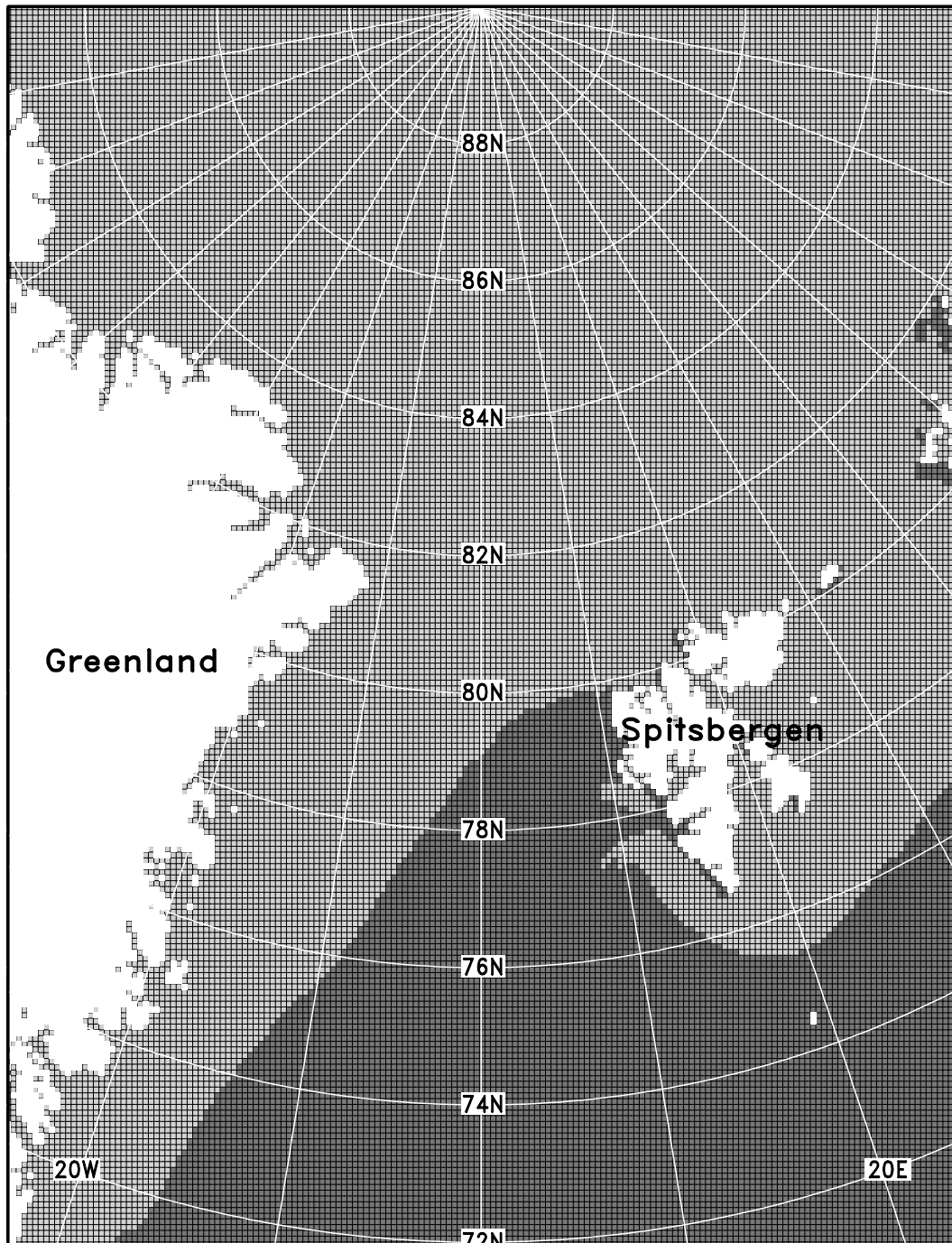


Abbildung 2.3: Das Gebiet ( $217 \times 173$  Gitterzellen) des Meereismodells mit Landgitterzellen (weiß) und Ozeangitterzellen. Als Beispiel ist der simulierte Eisbedeckungsgrad  $A$  für den 7. März 2002 um 00 UTC dargestellt (hellgrau:  $A \geq 75\%$ , dunkelgrau  $A < 75\%$ ).

3. für das Meereis (am Rand des Modellgebietes) tägliche SSM/I-Daten (*Special Sensor Microwave/Imager*) des Eisbedeckungsgrades mit 12.5 km Auflösung.

Ziel ist es, die Simulationen so durchzuführen, dass ein unmittelbarer Vergleich mit Messungen – insbesondere Eisbojen-Messungen – möglich ist. Die Daten für die Anfangs- und seitlichen Randbedingungen werden in Abschnitt 2.3.1 sowie für den atmosphärischen und ozeanischen Antrieb in Abschnitt 2.3.2 vorgestellt und die Vorgehensweise bei ihrer Verwendung in den Modellexperimenten erläutert. Es sei darauf hingewiesen, dass der turbulente ozeanische Wärmefluss im Gegensatz zu früheren Versionen des Eismodells (Harder, 1996; Lemke, 1987; Lemke et al., 1990) hier über eine Bulkformel bestimmt wird (Gleichung 2.12 und Abschnitt 2.3.2) und die Erhöhung der horizontalen Auflösung eine Modifikation des Spannungstensors erfordert (Abschnitt 2.3.3).

### 2.3.1 Anfangs- und seitliche Randbedingungen

Für die vier prognostischen Modellgrößen  $A$ ,  $h$ ,  $h_s$  und  $\vec{u}_{ice}$  müssen Anfangswerte festgelegt werden. Während zu Beginn von ruhendem Eis ( $|\vec{u}_{ice}| = 0 \text{ m s}^{-1}$ ) ausgegangen wird, werden  $A$  aus Satellitendaten und  $h$  sowie  $h_s$  aus einer MPI-OM-Simulation bestimmt. Ein grundsätzliches Problem bei nicht globalen Modellen stellt der Modellrand dar. Während die Eisdrift an den Küsten gleich Null gesetzt wird, ist eine solche Annahme am offenen Rand des Modellgitters nicht sinnvoll. Hier wird erstens Divergenzfreiheit für  $\vec{u}_{ice}$  angenommen und zweitens werden die Variablen  $A$ ,  $h$  und  $h_s$  in den sechs äußeren Gitterzellen nach jedem Modellzeitschritt ( $\Delta t = 10 \text{ min}$ ) an die Satelliten- und MPI-OM-Daten angepasst. Dabei wird der Wert jeder Variablen  $x$  folgendermaßen berechnet:

$$x = (1 - w) \cdot x_{int} + w \cdot x_{ext} \quad (2.34)$$

mit:

$x_{int}$ :	Modellergebnis für $A$ , $h$ bzw. $h_s$ ,
$x_{ext}$ :	externer Wert für $A$ , $h$ bzw. $h_s$ ,
$w$ :	Gewichtungsfaktor.

Sensitivitätsstudien haben zur Wahl der in Tabelle 2.3 angegebenen Gewichtungsfaktoren geführt, durch die ein kontinuierlicher Übergang der Variablenwerte vom Modellrand bis ins Innere des Modellgebietes erreicht wird.

Gitterzelle	Gewicht ( $w$ )
1	1.000
2	1.000
3	1.000
4	0.012
5	0.006
6	0.001

Tabelle 2.3: Gewichte für die Bestimmung der Randwerte nach Gleichung 2.34. Die Nummerierung der Gitterzellen beginnt am Rand des Modellgebietes.

### Eisbedeckungsgrad aus SSM/I-Daten

Das Meereis wird seit den 1970er-Jahren mit passiven Mikrowellensensoren von Satelliten aus vermessen. In den 1980er-Jahren wurden die SSM/I-Radiometer (*Special Sensor Microwave/Imager*) eingeführt, die die von der Erdoberfläche emittierte Strahlung in vertikaler und horizontaler Polarisation auf vier Kanälen (19, 22, 37 und 85 GHz) messen (Kaleschke, 2003). Die hier verwendeten Eisdaten wurden mit dem ASI-Algorithmus (*Artist Sea Ice*) (Kaleschke et al., 2001), einer Weiterentwicklung des Svendsen-85-Algorithmus (Svendsen et al., 1987), bestimmt. Der ASI-Algorithmus verwendet den 85-GHz-Kanal und erreicht damit eine horizontale Auflösung von 12.5 km. Auf der Basis von Strahlungstransportmodellen wird der Eisbedeckungsgrad anhand der Differenz zwischen der vertikal und horizontal polarisierten Helligkeitstemperaturen bestimmt. Die im Vergleich zu anderen Kanälen stärkere atmosphärische Störung kann durch Wahl geeigneter Referenz-Helligkeitstemperaturen ausreichend reduziert werden (Kaleschke et al., 2001). Eine umfassende Darstellung und Erläuterung der verschiedenen Algorithmen ist bei Kaleschke (2003) zu finden. Aus mehreren Satelliten-Überflügen wurden tägliche Felder der Helligkeitstemperaturen bestimmt (Maslanik und Stroeve, 1990, aktualisiert 2003), die von Kaleschke (Institut für Umweltphysik, Universität Bremen) mit dem ASI-Algorithmus zu täglichen Feldern des Eisbedeckungsgrades prozessiert wurden. Diese Felder, die eine horizontale Auflösung von 12.5 km haben, werden unter Verwendung von Routinen des Deutschen Wetterdienstes (Majewski et al., 1995) auf das rotierte Gitter des Meereismodells transformiert und auf 10-Minuten-Werte (Zeitschritt des Meereismodells) linear interpoliert.

### Eisdicke und Schneehöhe aus MPI-OM-Simulation

Für die Eisdicke und die Schneehöhe auf dem Meereis gibt es im Gegensatz zum Eisbedeckungsgrad keine flächendeckenden Beobachtungen. Somit wird auf eine mit 6-stündlichen NCEP-Analysen (*National Center for Environmental Prediction*) angetriebene MPI-OM-Simulation zurückgegriffen, die durch Sein (Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg) durchgeführt wurde. Das MPI-OM-Modell (Marsland et al., 2003) ist ein globales, nicht äquidistantes Ozeanmodell, dessen Pole so gelegt wurden, dass sich mit ca. 30 km die höchste Auflösung in der Arktis befindet. Es besteht vertikal aus 40 Schichten, von denen sich 20 Schichten in den oberen 600 Metern des Ozeans befinden. Es enthält ein dynamisch-thermodynamisches Eismodell nach Hibler (1979). Die Transformation vom MPI-OM-Gitter auf das Meereismodellgitter wird mit der Mosaikmethode durchgeführt, die beispielsweise auch für die Kopplung des MPI-OM mit dem atmosphärischen Regionalmodell REMO benutzt wurde (Sein, persönliche Mitteilung). Aufgrund der unterschiedlichen Auflösungen des MPI-OM und des hier verwendeten Meereismodells müssen die Werte für einige küstennahe Gitterzellen extrapoliert werden. Anschließend werden die 6-stündlichen Eisdicken- und Schneehöhenfelder auf 10-Minuten-Werte linear interpoliert.



## 2.3.2 Atmosphärischer und ozeanischer Antrieb

### Atmosphärischer Antrieb

Die in Abschnitt 2.1 aufgeführten Modellgleichungen benötigen für den atmosphärischen Antrieb die Lufttemperatur und -feuchte in 2 m Höhe, die Windkomponenten in 10 m Höhe, den Wolkenbedeckungsgrad und die Niederschlagsmenge. Mit Ausnahme des Niederschlages werden 6-stündliche EZMW-Analysen (T213) verwendet, die vom Institut für Meteorologie und Geophysik (Universität Köln) bereitgestellt wurden. Obwohl die MPI-OM-Simulation mit NCEP-Analysen angetrieben wurde, wird für das Meereismodell auf EZMW-Analysen zurückgegriffen, da die höhere horizontale Auflösung im Vergleich zu den NCEP-Analysen als wichtiger erachtet wird als die Einheitlichkeit der Antriebsdaten. Bzgl. des Niederschlages werden Monatsmittel aus NCEP-Analysen für April 1999 bzw. März 2002 verwendet, da erstens der Einfluss der geringen Niederschlagsmengen über den Eisgebieten schwach ist (z.B. Harder et al., 1998) und zweitens zeitlich höher aufgelöste Niederschlagsfelder aufgrund der fast nicht vorhandenen Messpunkte keinen wirklichen Realitätsgewinn mit sich führen. Die EZMW-Daten werden vom globalen geographischen Gitter mit Routinen des Deutschen Wetterdienstes (Majewski et al., 1995) auf das rotierte Eismodellgitter transformiert, wobei die Windvektoren aufgrund des Wechsels des Koordinatensystems gedreht werden müssen. Wie bei den Randwerten erfolgt eine lineare Interpolation auf 10-Minuten-Werte.

### Ozeanischer Antrieb

Der Ozean wirkt dynamisch über die Ozeanströmung und über seine Oberflächenauslenkung auf das Meereis und thermodynamisch über den turbulenten ozeanischen Wärmefluss. Die einfachste Randbedingung wäre ein konstanter ozeanischer Wärmefluss, wie ihn z.B. Maykut und Untersteiner (1971) oder Harvey (1988) verwendet haben. Lemke (1987) und Lemke et al. (1990) haben das Eismodell dynamisch mit einer Ozeanströmung angetrieben, aber thermodynamisch mit einem eindimensionalen Ozeanmodell gekoppelt. Danach hat die ozeanische Deckschicht eine vertikal konstante Temperatur und einen konstanten Salzgehalt. In der 2. Schicht wird für beide Größen eine exponentielle Annäherung an die konstanten Werte in 3000 m Tiefe angenommen. Temperatur, Salzgehalt und Mächtigkeit der Deckschicht sowie die Koeffizienten der Exponentialfunktion sind prognostische Variablen. Dabei wird angenommen, dass die gesamte Wärmemenge der Deckschicht dem Meereis zur Verfügung steht, sich also erst dann Meereis bilden kann, wenn sich die Deckschicht auf die Gefrierpunkttemperatur abgekühlt hat. In Regionen, die sich im thermodynamischen Gleichgewicht befinden, lässt sich auf diese Weise die Wechselwirkung von Meereis und Ozean beschreiben. In der Framstraße bildet sich allerdings unter solchen Annahmen eine unrealistische nahezu geschlossene Eisdecke. Hier spielt die Wärmeadvektion durch den Ozean eine entscheidende Rolle (Hibler und Zhang, 1994), der so nicht Rechnung getragen würde. Aus diesem Grund wird hier der turbulente ozeanische Wärmefluss analog zum atmosphärischen über eine Bulkformel nach Morison et al. (1987) bestimmt (Gleichung 2.12). In ähnlicher Form wird er in gekoppelten Simulationen berechnet (Timmermann et al., 2002).

Die verwendeten Modellgleichungen benötigen für den ozeanischen Antrieb Strömung, Temperatur und Salzgehalt in 6 m Tiefe sowie die Meeresoberflächenauslenkung. Die Ozeanströmung und die Meeresoberflächenauslenkung aus der 6-stündlich vorliegenden MPI-OM-Simulation werden auf das Meereismodellgitter transformiert und auf 10-Minuten-Werte interpoliert. Eine entsprechende Verwendung der MPI-OM-Ozeantemperatur ist problematisch, da die Ozeantemperatur entscheidenden Einfluss auf die Lage des modellierten Eisrandes ausübt und der MPI-OM-Eisrand beachtliche Unterschiede zum beobachteten Eisrand aufweist. Abbildung 2.4 zeigt die Monatsmittel des Eisbedeckungsgrades  $A$  der MPI-OM-Simulation und der SSM/I-Daten für die beiden Untersuchungszeiträume April 1999 und März 2002. Für den April 1999 wird  $A$  vom Ozeanmodell im eisbedeckten Teil recht realitätsnah simuliert, die eisbedeckte Fläche jedoch etwas überschätzt: Der Eisrand in der Framstraße ist um etwa 50 bis 100 km zu weit südlich. Erhebliche Diskrepanzen treten für den März 2002 auf. In der MPI-OM-Simulation liegt die nördlichste Stelle des Eisrandes bei  $76^\circ\text{N}$  und damit um knapp 300 km weiter südlich als die Satellitenbeobachtungen ergeben. Die falsche Lage des Eisrandes geht in der MPI-OM-Simulation mit einer falschen Ozeantemperatur einher. Da das Eismodell mit der Ozeantemperatur angetrieben wird, würde dieser Fehler sich massiv in den Modellexperimenten auswirken. Deshalb wird eine Korrektur der MPI-OM-Ozeantemperatur mit Hilfe der Satellitendaten vorgenommen. Da die zeitliche Änderung der Ozeantemperatur auf einer Skala von Wochen relativ gering ist, werden die Monatsmittel der Ozeantemperatur für April 1999 und März 2002 herangezogen, das Temperaturfeld vom MPI-OM-Gitter auf das Eismodellgitter transformiert und nach folgender Formel modifiziert:

$$T_w = w \cdot [T_1 \cdot A_{Sat} + T_2 \cdot (1 - A_{Sat})] + (1 - w) \cdot T_{MPI-OM} \quad (2.35)$$

mit:

$$w = |A_{Sat} - A_{MPI-OM}| \quad (2.36)$$

mit:

$T_w$ :	Ozeantemperatur in 6 m Tiefe,
$T_{MPI-OM}$ :	Ozeantemperatur aus MPI-OM in 6 m Tiefe,
$T_1$ :	Gefrierpunktstemperatur ( $T_1 = -1.9^\circ\text{C}$ ),
$T_2$ :	Temperatur des eisfreien Ozeans ( $T_2 = 0^\circ\text{C}$ ),
$w$ :	Gewichtungsfaktor,
$A_{Sat}$ :	Eisbedeckungsgrad aus Satellitenbeobachtung,
$A_{MPI-OM}$ :	Eisbedeckungsgrad aus MPI-OM.

Diese Gleichung bewirkt, dass dort, wo  $A_{Sat} = A_{MPI-OM}$  gilt, die Temperatur aus der MPI-OM-Simulation übernommen wird. Wo die Differenz von  $A_{Sat}$  und  $A_{MPI-OM}$  groß wird ( $w \rightarrow 1$ ), erhält der eisbedeckte Ozean eine Temperatur von  $-1.9^\circ\text{C}$  und der eisfreie von  $0^\circ\text{C}$ . Die Auswirkungen auf das Temperaturfeld zeigt Abbildung 2.5. Bzgl. der Auswirkungen auf die Modellexperimente sind die Korrekturen der Ozeantemperatur im Eisrandbereich von großer Bedeutung. Die unrealistisch erscheinenden Minima der Ozeantemperatur in eisfreien Gebieten (z. B. bei  $74^\circ\text{N}$  und  $0^\circ\text{W}$  in Abbildung 2.5 d) haben keinen Einfluss auf die Simulationsergebnisse. Die beiden modifizierten Felder des Monatsmittels der Ozeantemperatur und die Felder des Monatsmittels des Salzgehaltes

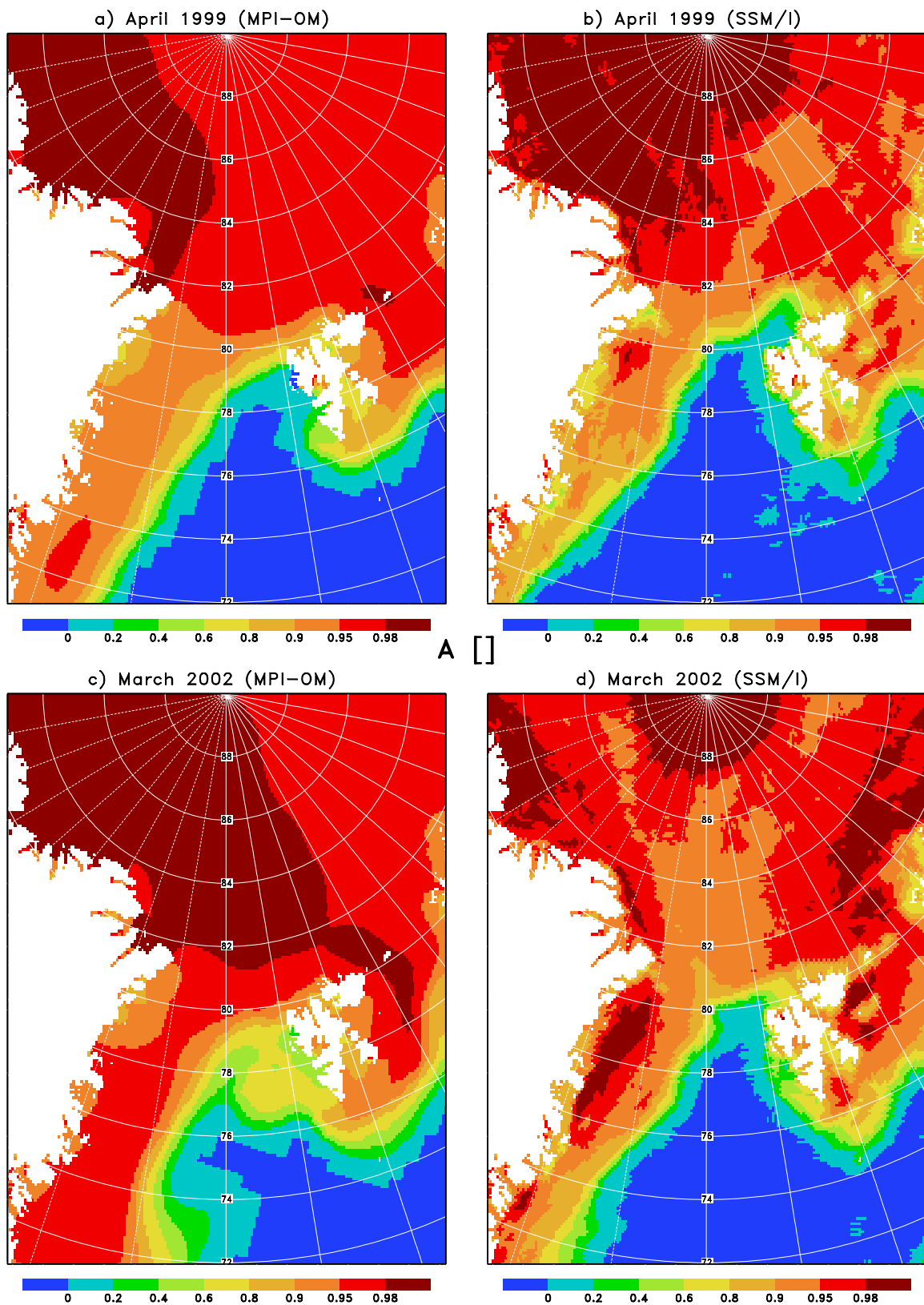


Abbildung 2.4: Monatsmittel des Eisbedeckungsgrades  $A$  [ ] der MPI-OM-Simulation und der SSM/I-Daten für April 1999 (oben – a und b) und März 2002 (unten – c und d) – dargestellt auf dem Eismodellgitter.

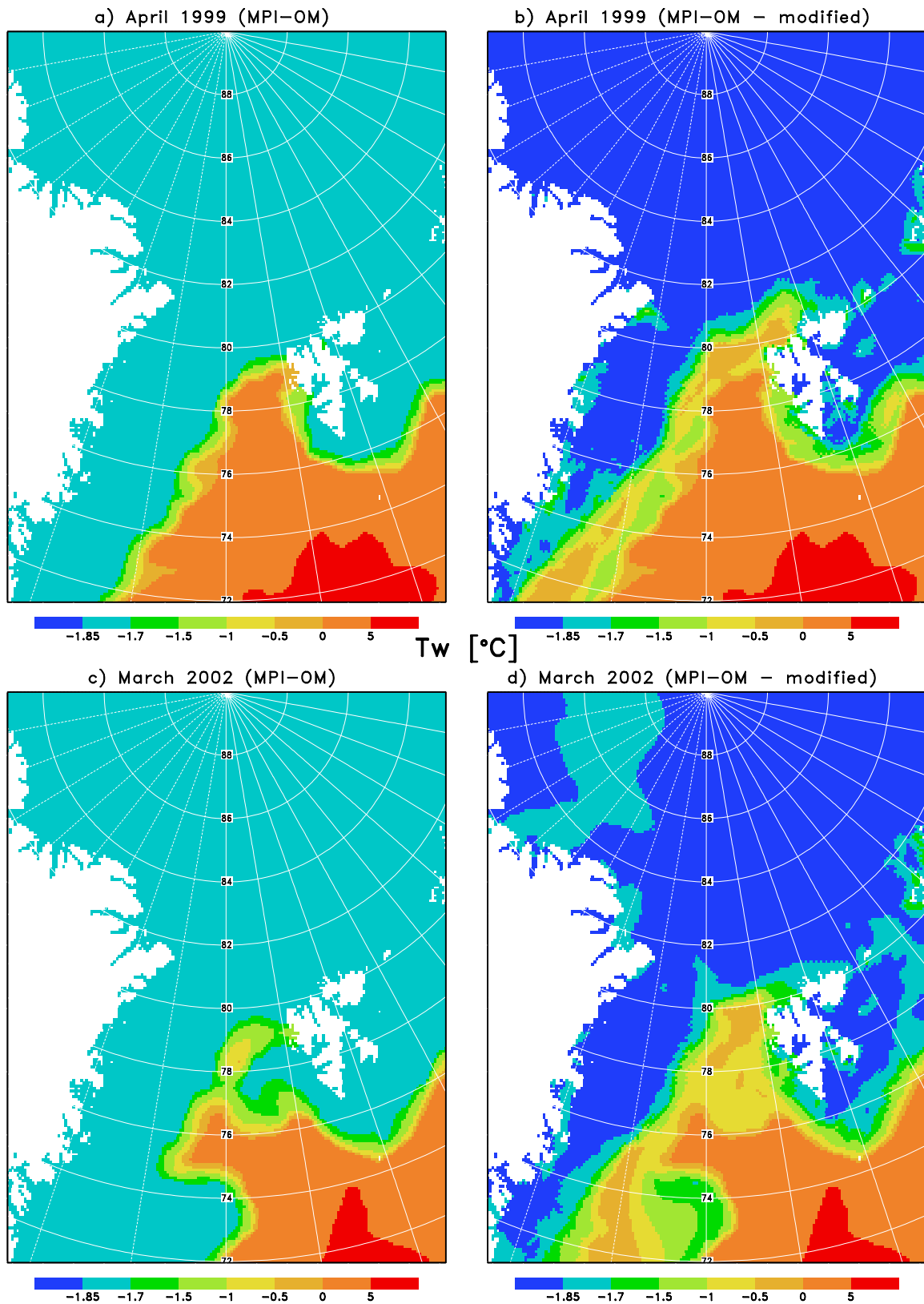


Abbildung 2.5: Monatsmittel der Ozeantemperatur [°C] der MPI-OM-Simulation in 6 m Tiefe vor und nach der Modifikation durch SSM/I-Daten nach Gleichung 2.35 für April 1999 (oben – a und b) und März 2002 (unten – c und d).

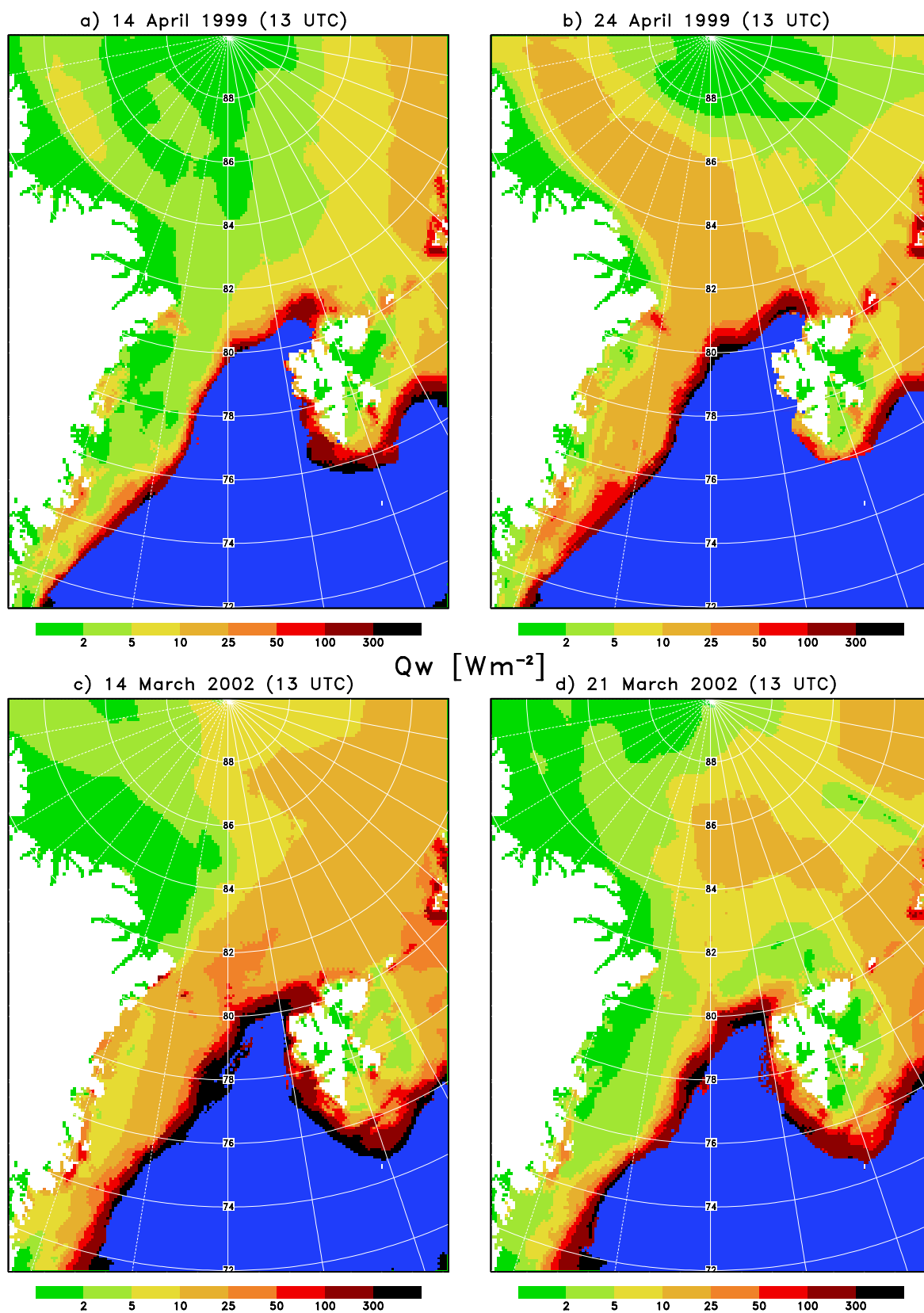


Abbildung 2.6: Vier Beispiele für den parameterisierten turbulenten ozeanischen Wärmefluss [ $W m^{-2}$ ] unter Meereis: Windschwache Hochdruckwetterlage am 14. April 1999 (a), starker Westwind am 24. April 1999 (b), Zyklone in der Framstraße am 14. März 2002 (c) und Zyklone in der Framstraße am 21. März 2002 (d). Eisfreier Ozean ist blau dargestellt.

aus der MPI-OM-Simulation werden in den Eismodellläufen als zeitlich konstant angenommen.

Diese Korrektur ließe sich auch auf täglicher Basis vornehmen. Dadurch wäre der Eisrand zwar noch realitätsnäher, aber er würde nicht mehr vom Modell simuliert, sondern wäre fast vollständig vorgeschrieben. Unter Verwendung des zeitlich konstanten modifizierten Temperaturfeldes (Monatsmittel) hingegen variiert der Eisrand in der Simulation in Abhängigkeit von Advektion und thermodynamischen Prozessen. Es sei darauf hingewiesen, dass aus einer zeitlich konstanten Ozeantemperatur nicht folgt, dass der turbulente ozeanische Wärmefluss konstant ist. Wie in Gleichung 2.12 gezeigt wird, hängt dieser in entscheidendem Maße von der Relativgeschwindigkeit zwischen Eisdrift und Ozeanströmung ab, die beide zeitlich variabel sind.

Abbildung 2.6 zeigt vier Beispiele für die Verteilung des ozeanischen Wärmeflusses während unterschiedlicher Wetterlagen. Unter dem Eis treten zumeist Wärmeflüsse von 0 bis  $50 \text{ W m}^{-2}$  auf, im Eisrandbereich sind sie jedoch deutlich höher. Frühere Modellstudien und Beobachtungen (McPhee et al., 1999; MCPhee, 1999; Piacsek et al., 1991) belegen, dass diese Größenordnungen realistisch sind. Die hier verwendete Methode bewirkt, dass der mittlere Eisrand an die Realität (Satellitenbeobachtung) angepasst wird, gleichzeitig aber eine Variabilität des Eisrandes primär infolge von Advektion ermöglicht wird. Wenn im Modell das Eis in eine Region mit einem ozeanischen Wärmefluss von z. B.  $350 \text{ W m}^{-2}$  advehiert wird, werden dort durch den Ozean etwa 10 cm Eis pro Tag geschmolzen. Solange jedoch die Advektion stark genug ist, kann dort die Eisdicke konstant bleiben oder auch weiter zunehmen. Wenn die Advektion schwächer wird, wird das Eis je nach Dicke im Laufe einiger Stunden oder Tage abschmelzen. Da der ozeanische Wärmefluss auch bei Ozeantemperaturen, die deutlich über der Gefrierpunktstemperatur liegen, sehr klein sein kann, nämlich dann, wenn die Ozeanströmung sehr gering ist, könnte die Energiebilanz bei entsprechender atmosphärischer Abkühlung zu unrealistischer Neueisbildung (z. B. in der südlichen Framstraße weit entfernt vom Eisrand) führen. Das wird im Eismodell dadurch verhindert, dass sich Eis thermodynamisch nur in Gitterzellen bilden kann, in denen  $A > 0.01$  gilt. Diese Annahme ist gerechtfertigt, da sich in den Untersuchungszeiträumen dieser Arbeit kein Neueis entfernt vom Eisrand gebildet hat. Generell findet in dieser Region Neueisbildung selten in großer Entfernung vom Eisrand statt (Ausnahme: Is Odden, Wadhams et al., 1996). Eine Ausdehnung der Eisfläche über eine Gitterzelle hinaus ist im Eismodell also nur durch den auf einer Zeitskala von Tagen dominanten Prozess Advektion möglich.

### 2.3.3 Modifikation des Spannungstensors

Bei dem hier verwendeten, deutlich feineren Gitter als in der ursprünglichen Modellversion von Timmermann et al. (2002) treten einige unrealistische „Streifen“ mit geringerem bzw. höherem Eisbedeckungsgrad auf (Abbildung 2.7 b). Sie entstehen durch einen Anfangsgradienten des Eisbedeckungsgrades, der zu einem Gradienten der internen Kräfte führt. Dadurch kommen Unterschiede der Eisdrift zwischen benachbarten Gitterzellen zustande. Diese Unterschiede beeinflussen über die Advektion wiederum den Eisbedeckungsgrad. Durch diese Wechselwirkung können durch numerische nichtlineare

Instabilität unter bestimmten Umständen nach einigen hundert Zeitschritten Streifen entstehen, die zwar im weiteren Verlauf wieder verschwinden, deren modellrandparallele Ausrichtung jedoch darauf hinweist, dass die beiden Raumrichtungen durch die Anordnung des Modellgitters bevorzugt werden. Diagonale Streifen treten nämlich nicht auf. Sensitivitätsstudien mit variiertem Zeitschritt haben gezeigt, dass die Streifen auch bei einer Reduktion des Zeitschrittes auf 1 Minute auftreten. Durch eine Glättung der Komponenten des Spannungstensors über die vier diagonal liegenden Nachbarn jeder Gitterzelle wird der unerwünschte Effekt hingegen verhindert. Trotzdem können nach wie vor Bereiche mit reduziertem Eisbedeckungsgrad auftreten, sie breiten sich nun jedoch ohne Vorzugsrichtung aus. Vergleiche mehrerer Simulationen mit und ohne Modifikation zeigen, dass durch die Glättung keine nennenswerten Unterschiede außerhalb der Gebiete mit Streifen auftreten. Ein Beispiel für die Auswirkung der Modifikation zeigt Abbildung 2.7. Dargestellt werden neben dem Eisbedeckungsgrad die erste Invariante  $\sigma_I$  des Spannungstensors, die ein Maß für die Volumenkompression ist. Diese bei der Bestimmung der internen Kräfte wichtige Größe zeigt die „Streifen“-Problematik am deutlichsten. Während die Felder ohne Glättung bei 81° N und 10° O einige markante horizontale Streifen aufweisen, zeigen die Felder mit Glättung Gradienten ohne gitterbedingte Vorzugsrichtung.

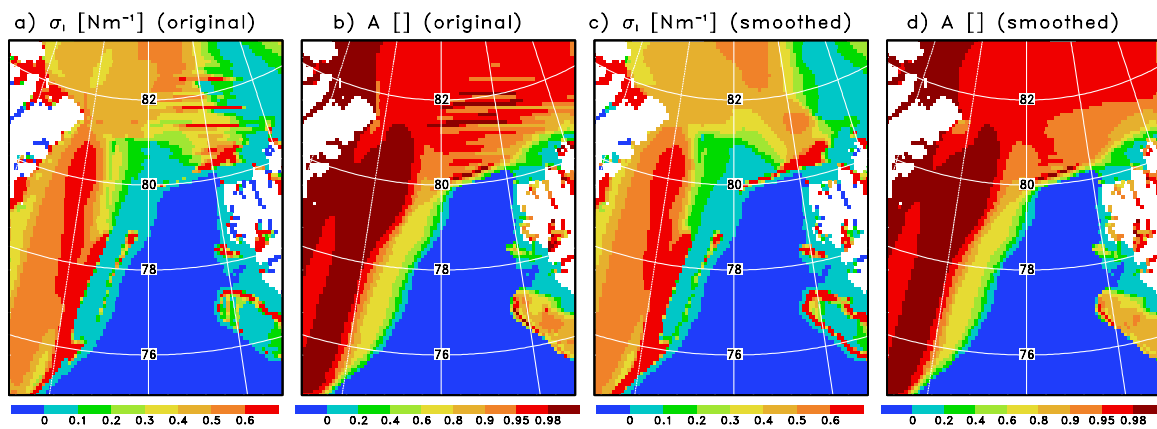


Abbildung 2.7: Beispiel vom 27. Februar 2002 01 UTC für die Auswirkung der Glättung des Spannungstensors. Die beiden linken Verteilungen (a+b) zeigen den Betrag der Invarianten  $\sigma_I$  [ $\text{Nm}^{-1}$ ] des Spannungstensors und den Eisbedeckungsgrad  $A$  im Modellexperiment ohne Glättung, die beiden rechten Verteilungen (c+d) hingegen im Modellexperiment mit Glättung.

### 2.3.4 Modellablauf

Das Flussdiagramm in Abbildung 2.8 zeigt den prinzipiellen Ablauf eines Modellexperimentes. Zu Beginn wird die Initialisierung des Meereismodells vorgenommen, d. h. das Modellgebiet wird definiert (Abbildung 2.3), die Konstanten wie z. B. die Rheologieparameter und die Transferkoeffizienten werden vorgegeben (Tabelle 2.2) und die Anfangswerte werden eingelesen (Abschnitt 2.3.1). Es folgt die äußere Schleife über den Zeitschritt, der in der vorliegenden Arbeit 10 Minuten beträgt. Zu Beginn jedes

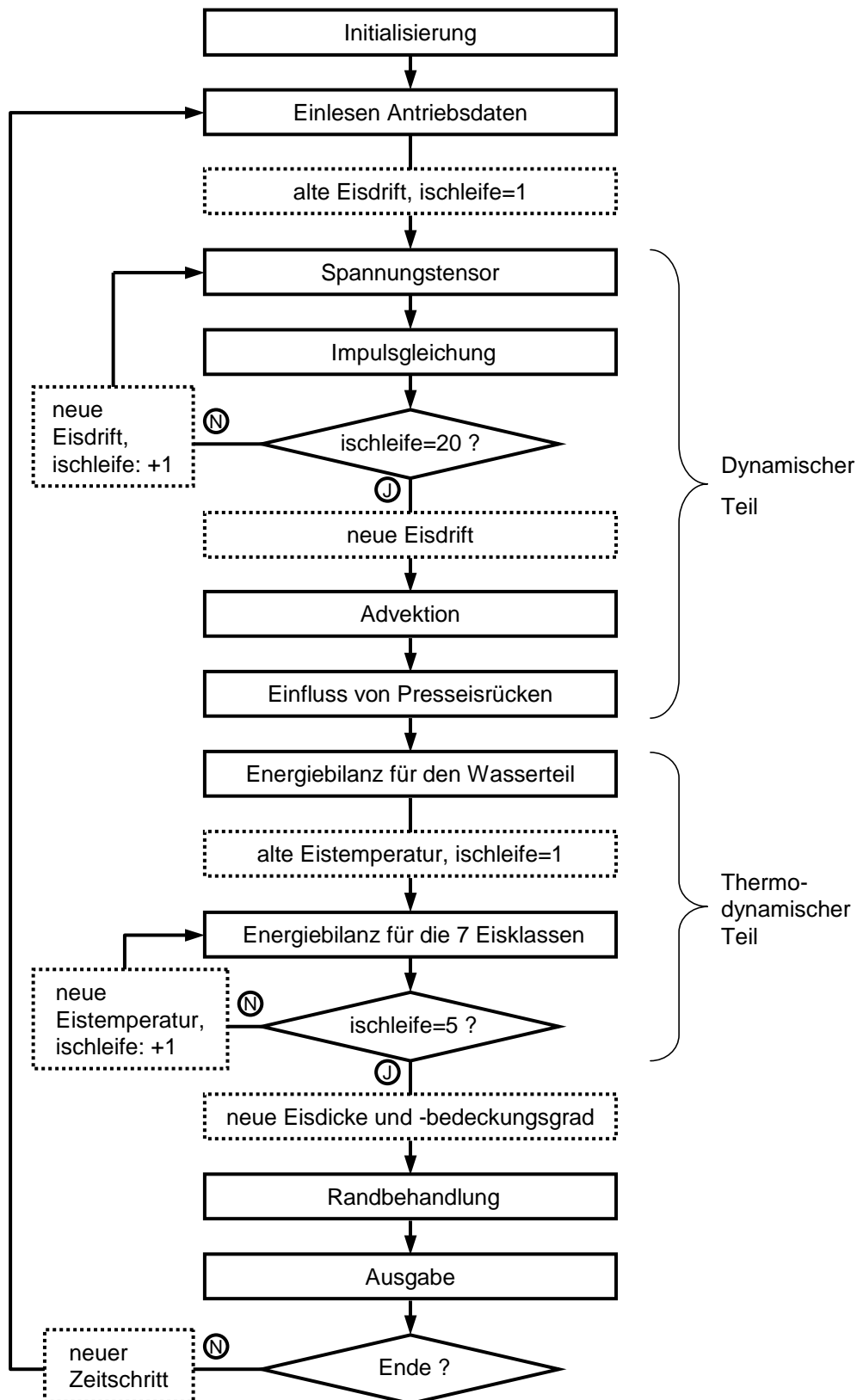


Abbildung 2.8: Flussdiagramm des Meereismodells. Zu jedem Zeitschritt werden zunächst die Antriebsdaten eingelesen, dann im dynamischen Teil die neue Eisdrift und im thermodynamischen Teil die neue Eisdicke, der neue Eisbedeckungsgrad und die neue Schneehöhe berechnet.



Zeitschritten werden die Antriebsdaten eingelesen. Die durchgeführten Modelloperationen in der äußeren Schleife lassen sich in einen dynamischen und thermodynamischen Teil aufteilen.

Im dynamischen Teil wird zunächst die Impulsgleichung iterativ gelöst. Hierfür wird der Spannungstensor aus der Eisdrift zum vorherigen Zeitschritt berechnet, wobei beim ersten Zeitschritt von ruhendem Eis ausgegangen wird. Mit der iterativ berechneten Eisdrift wird die Advektion bestimmt und die Abnahme des Eisbedeckungsgrades infolge von Presseisrücken (Gleichung 2.19).

Nach dem dynamischen Teil wird im thermodynamischen Teil die Energiebilanz für den Wasseranteil und den Eisanteil jeder Gitterzelle bestimmt. Da für den Eisanteil die Bilanzgleichungen unterbestimmt sind, wird zunächst mit den Eisoberflächentemperaturen der sieben Eisklassen des vorherigen Zeitschrittes gestartet und daraus über eine Iteration neue Eistemperaturen diagnostisch berechnet. Nach der Iteration werden der neue Eisbedeckungsgrad, die neue Eisdicke und die neue Schneehöhe infolge der thermodynamischen Prozesse bestimmt.

Am Ende jeden Zeitschrittes werden der Eisbedeckungsgrad, die Eisdicke und die Schneehöhe an den seitlichen Rändern an Beobachtungsdaten angepasst (Abschnitt 2.3.1) und ausgewählte Parameter ausgegeben.

# Kapitel 3

## Beobachtungsdaten

Die Untersuchungen dieser Arbeit beziehen sich auf die Monate April 1999 und März 2002, in denen die beiden Feldexperimente FRAMZY 1999 (Brümmer, 2000) und FRAMZY 2002 (Brümmer et al., 2005) stattfanden. Unter Verwendung der Messplattformen Flugzeug, Schiff und Eisdriftbojen sowie der Satellitendaten SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*), Radarsat und AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) wurde ein umfangreicher Datensatz über sieben Framstraßenzyklonen, ihre Entstehungsbedingungen und ihre Wirkung auf die Eisdrift gewonnen. Ergänzt wird dieser Datensatz in dieser Arbeit durch Messungen der Ozeanströmung mit einem am Meeresboden verankerten DCM (*Doppler Current Meter*), die von Hansen (Norwegian Polar Institute, Tromsø, Norwegen) zur Verfügung gestellt wurden.

In der Kernphase von FRAMZY 1999 vom 7. bis 20. April trat nur eine Framstraßenzyklone (18./19. April) auf, was am unteren Rand der Zyklonenhäufigkeit von 0 bis 12 Zyklonen pro Monat liegt (Affeld, 2003). Diese Zyklone war bereits am 14. April an der französischen Atlantikküste entstanden und dann über Norddeutschland, Schweden und das Europäische Nordmeer in die Framstraße gezogen. Die Lage der Zyklone am 19. April ist in der Verteilung des Meeresoberflächendruckes (EZMW-Analyse) in Abbildung 3.1 a zu sehen. Im März 2002 gab es drei Phasen mit zyklonalen Bedingungen in der Framstraße. Am 7. März erstreckte sich ein scharf ausgeprägter Trog in die Framstraße (Abbildung 3.1 b), der sich von einem kräftigen Tief in der Lofotenregion gebildet hat. Zwischen dem 13. und 14. März zogen drei Zyklonen in kurzer zeitlicher Abfolge durch die Framstraße (Abbildungen 3.1 c und 3.1 d). In der Zeit vom 20. bis 22. März wurde eine weitere Zyklonenfamilie mit zwei Zyklonen beobachtet (Abbildungen 3.1 e und 3.1 f). Diese fünf Zyklonen entstanden alle lokal im Eisrandbereich knapp südlich der Framstraße.

Die in dieser Arbeit verwendeten Satellitenbeobachtungen und in-situ-Messungen sind in den Tabellen 3.1 und 3.2 aufgeführt. Sie werden in den folgenden Unterkapiteln vorgestellt und mit den Antriebsdaten des Meereismodells, nämlich der Lufttemperatur und dem Wind aus den EZMW-Analysen sowie der Ozeanströmung aus einer MPI-OM-Simulation verglichen.

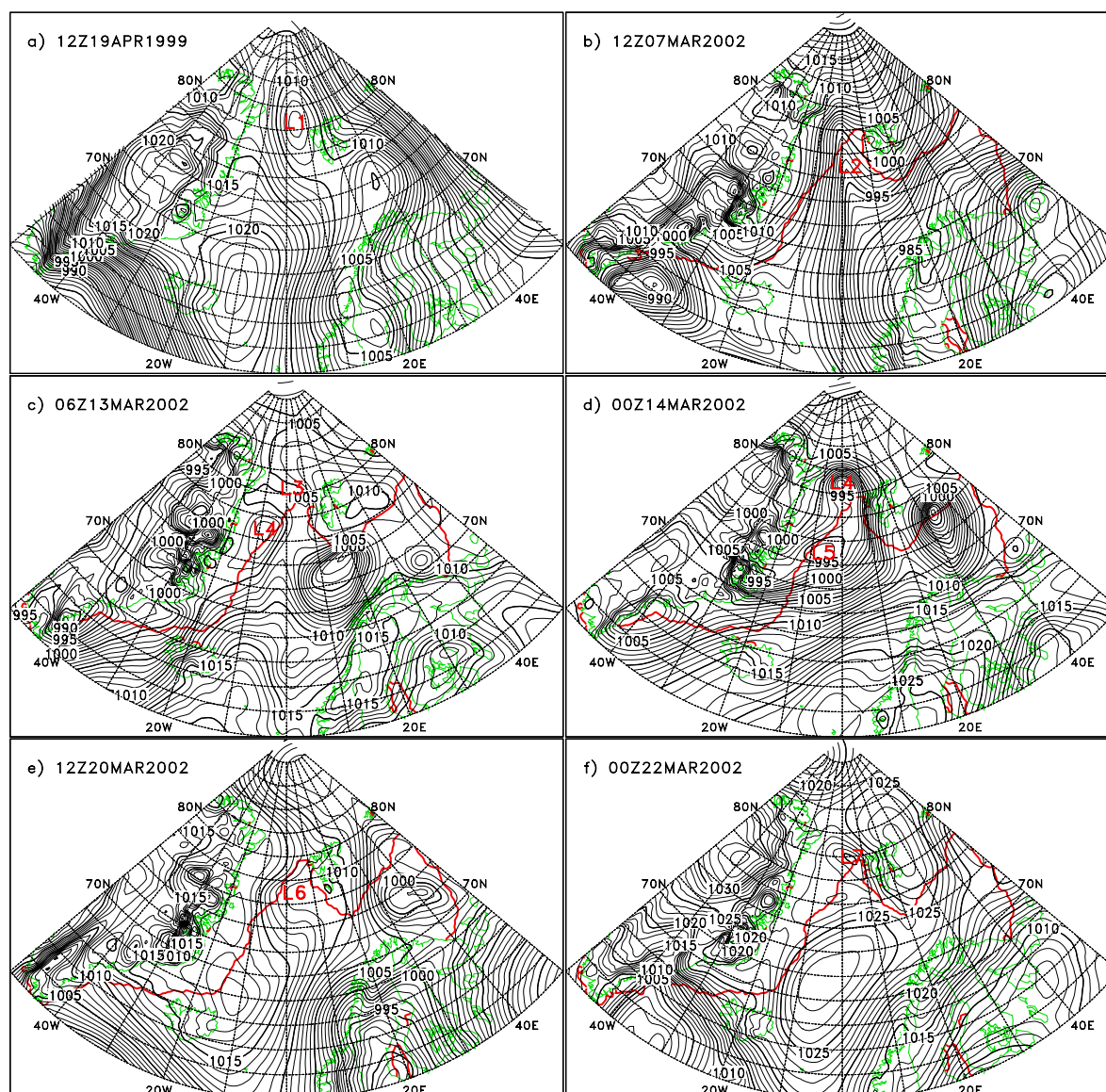


Abbildung 3.1: Meeresoberflächendruck [hPa] der EZMW-Analysen für ausgewählte Termine mit Framstraßenzyklonen. Die sieben beobachteten Zyklonen  $L1$  bis  $L7$  sind markiert. Die rote Linie kennzeichnet im März 2002 die jeweilige Position des Eisrandes ( $A = 0.1$ ).

	Anwendung	Zeitraum	Auflösung	Anmerkungen
AVHRR	Zyklonen-erkennung	April 1999, März 2002	2–4× pro Tag, 1 – 4 km	Gesamte FS: infrarot und sichtbar
Radarsat	Eisrand	März 2002	täglich, 500 m	500 km × 500 km- Gebiet
SSM/I	A-Felder	März/April 99, Februar/März 02	täglich, 12.5 km	Gesamte Arktis, ASI-Algorithmus

Tabelle 3.1: Übersicht über die verwendeten Satellitendaten.  $A$  bezeichnet den Eisbedeckungsgrad, FS bezeichnet die Framstraße.

Plattform	Messgrößen	Zeitraum	Auflösung	Anmerkungen
Bojen	$\vec{u}_{ice}$	April 1999	stündlich	14 Driftbojen in der FS
	$\vec{u}_{ice}, T_{sfc}, p$	März 2002	stündlich	12 Driftbojen in der FS
	$\vec{u}_{ice}, T_a, T_{sfc},$ $\vec{u}_{win}, p$	8. bis 15. März 2002	stündlich	1 Driftboje in der FS
Schiff	$\vec{u}_{ice}, T_a, T_{sfc},$ $\vec{u}_{win}, p$	März 2002	stündlich	Aranda (im Eisrandbereich der FS)
Flugzeug	$\vec{u}_{win}, T_a, T_{sfc},$ $L^\downarrow, L^\uparrow, S^\downarrow,$ $S^\uparrow, H, E, p$	19. April 1999, 7. März 2002, 13. März 2002, 21. März 2002	100 Hz bzw. 10 Hz ( $\simeq 1$ m bzw. 10 m)	4 Falcon-Messflüge, jeweils ca. 2 Stunden
DCM	$\vec{u}_{wat}$	März 2002	2-stündlich	Verankerung bei 79° N und 4° W, Strömung in 18 und 26 m Tiefe

Tabelle 3.2: Übersicht über die verwendeten in-situ-Messungen:  $\vec{u}_{ice}$  (Eisdrift),  $\vec{u}_{win}$  (Wind),  $\vec{u}_{wat}$  (Ozeanströmung),  $T_{sfc}$  (Oberflächentemperatur),  $T_a$  (Lufttemperatur),  $p$  (Luftdruck),  $L^\downarrow$  (Fluss der langwelligen Einstrahlung),  $L^\uparrow$  (Fluss der langwelligen Ausstrahlung),  $S^\downarrow$  (Fluss der kurzwelligen Einstrahlung),  $S^\uparrow$  (Fluss der kurzwelligen Ausstrahlung),  $H$  (turbulenter atmosphärischer Fluss fühlbarer Wärme) und  $E$  (turbulenter atmosphärischer Fluss latenter Wärme). FS bezeichnet die Framstraße.

### 3.1 Messungen mit Eisdriftbojen

Am 3. April 1999 wurden 15 Driftbojen von einem Flugzeug aus in der nördlichen Framstraße abgeworfen. Die Trajektorien der 14 nach dem Abwerfen funktionierenden Driftbojen zeigt Abbildung 3.2 links für die Zeit vom 3. bis 30. April bzw. bis zum jeweiligen Untergang. Am 27. Februar 2002 wurden 12 Driftbojen abgeworfen, deren Trajektorien für die Zeit vom 27. Februar bis 30. März bzw. bis zum jeweiligen Untergang in Abbildung 3.2 rechts dargestellt sind. Im Mittel drifteten alle Bojen von Nord nach Süd durch die Framstraße. Die mittels der etwa stündlichen Positionsmeldungen der Bojen abgeleitete Eisdrift wird in den Kapiteln 4, 5 und 6 zur Verifikation der vom Meereismodell simulierten Eisdrift benutzt. In Kapitel 6 unterstützen die gemessenen Driftdaten die Analyse der Wirkung der beobachteten Framstraßenzyklonen auf die Eisdrift. Die 12 Driftbojen vom März 2002 haben neben der Position auch die Temperatur des Meereises und den Luftdruck gemessen. Die gemessene Eisoberflächentemperatur wird in Kapitel 6 mit der simulierten verglichen. Aus den horizontalen Druckgradienten wird der geostrophische Wind bestimmt. Dieser unterstützt die Bestimmung der Zyklonenzugbahnen durch die Framstraße.

Am 8. März 2002 wurde von Bord des Forschungsschiffes „Aranda“ eine weitere spezielle Driftboje bei 79.9° N und 0.3° W ausgesetzt, die neben der Position auch die Oberflächen- und Lufttemperatur (in 0.6 m Höhe) sowie Windgeschwindigkeit und Windrichtung (in 2 m Höhe) erfasst. Sie driftete knapp sieben Tage auf einer Eisscholle (ca. 40 km × 20 km) durch die Framstraße, bevor sie am 15. März unterging. Die Zeitreihen des gemessenen Windes und des auf die Bojenposition interpolierten Windes der EZMW-Analysen sind in Abbildung 3.3 dargestellt. Um Beobachtung und Analyse vergleichen zu können, wird

der in 2 m Höhe gemessene Wind unter Annahme eines logarithmischen Windprofils für neutrale Schichtung und einer Rauigkeitslänge von  $z_0 = 1 \cdot 10^{-3}$  m auf für die EZMW-Analysen gültige Höhe von 10 m transformiert:

$$V_{\text{win}}(10 \text{ m}) = \frac{\ln(10/z_0)}{\ln(2/z_0)} \cdot V_{\text{win}}(2 \text{ m}) \approx 1.21 \cdot V_{\text{win}}(2 \text{ m}). \quad (3.1)$$

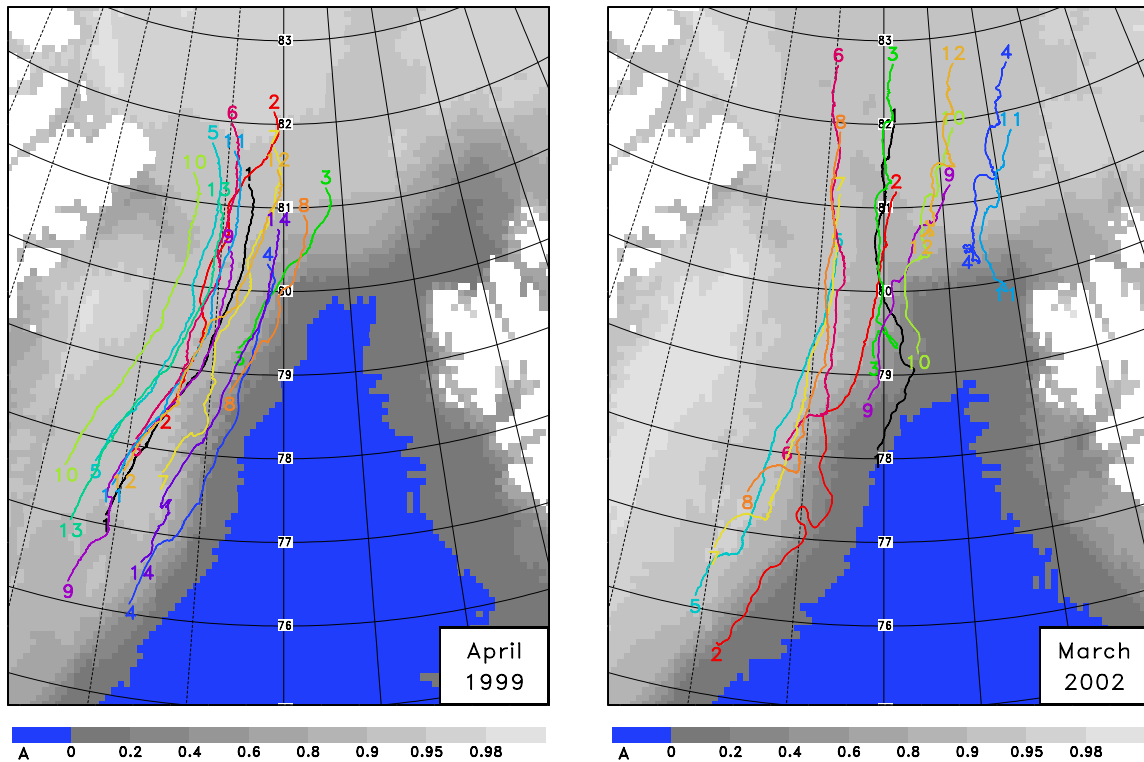


Abbildung 3.2: Trajektorien der in der Framstraße ausgesetzten Driftbojen für den Zeitraum vom 3. bis 30. April 1999 bzw. bis zum Untergang (links) und vom 27. Februar bis 30. März 2002 bzw. bis zum Untergang (rechts). Unterlegt sind die entsprechenden Monatsmittel des SSM/I-Eisbedeckungsgrades  $A$  [ ]. Für alle 26 Trajektorien stellt das nördliche Ende die Startposition dar.

Die Zeitreihen zeigen insgesamt eine gute Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Analyse sowohl bzgl. der Windstärke als auch bzgl. der Windrichtung. Nur zwischen dem 12. und 14. März treten während des Durchzuges der Zyklonenfamilie große Abweichungen bei der Windrichtung auf. Mittelwerte, Differenzen und Standardabweichungen (RMSE) der Windgeschwindigkeit, der Windrichtung und der Lufttemperatur sind in Tabelle 3.3 aufgeführt.

Die Tabelle dokumentiert eine hervorragende Übereinstimmung der mittleren Windgeschwindigkeit über Betragsmittelung  $V1$  und über Komponentenmittelung  $V2$  zwischen den EZMW-Analysen und den Beobachtungen. Der Vergleich von Modellwerten mit Punktmessungen ist grundsätzlich problematisch. Die geringen systematischen Abweichungen der Windgeschwindigkeit von  $0.3$  bzw.  $0.2 \text{ m s}^{-1}$ , der Windrichtung von  $2^\circ$  und der Lufttemperatur von  $-0.9 \text{ K}$  sind jedoch ein Indiz dafür, dass die EZMW-Analysen keine systematischen Fehler aufweisen. Die Standardabweichungen der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung sind mit  $1.7 \text{ m s}^{-1}$  und  $29^\circ$  recht gering, so dass auch

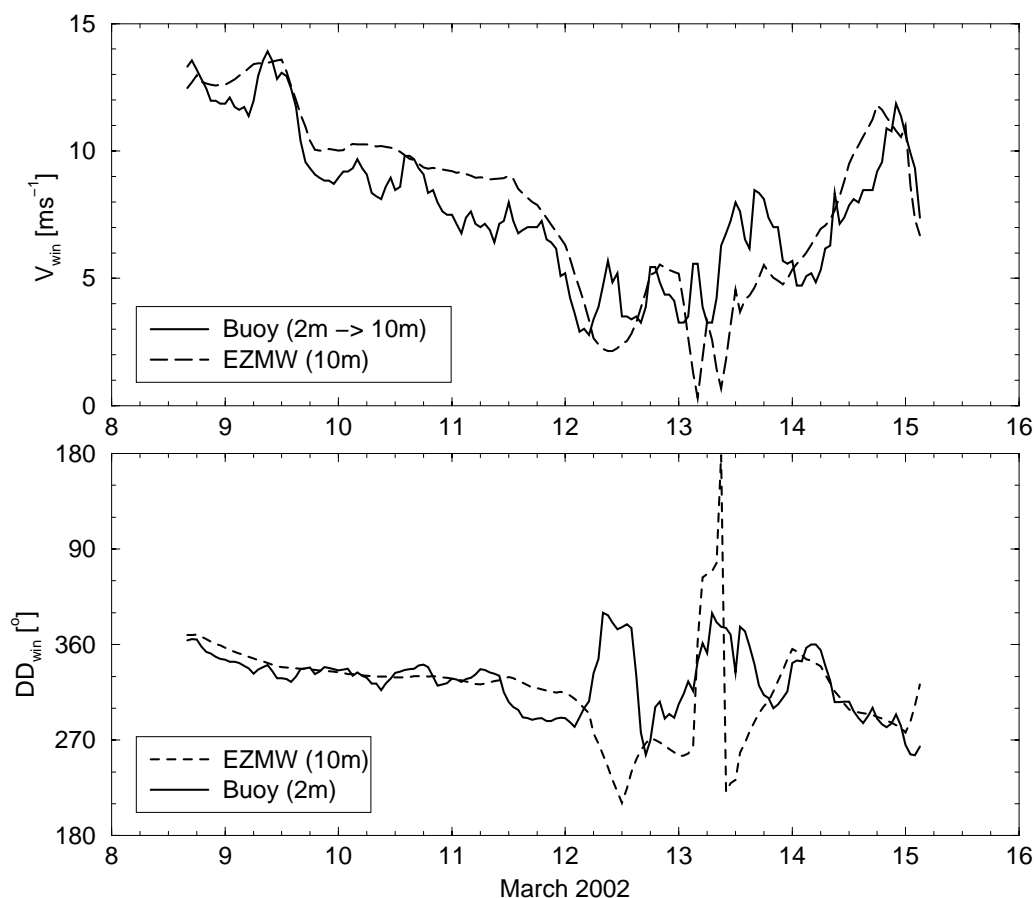


Abbildung 3.3: Windgeschwindigkeit  $V_{win}$  [ $\text{ms}^{-1}$ ] (oben) und Windrichtung  $DD_{win}$  [ $^{\circ}$ ] (unten) aus einer Bojenmessung (durchgezogen) und aus den EZMW-Analysen (gestrichelt). Die Eisboje driftete von  $79.9^{\circ}\text{N}$  und  $0.3^{\circ}\text{W}$  am 8. März nach  $77.8^{\circ}\text{N}$  und  $1.7^{\circ}\text{W}$  am 15. März. Der gemessene Windbetrag wurde von der Messhöhe (2 m) auf die EZMW-Höhe (10 m) transformiert, und die gemessene Windrichtung wurde mit einer Deklination von  $10.5^{\circ}$  (mittlere Abweichung des geographischen Nordpols vom magnetischen) korrigiert. Der Wind aus den EZMW-Analysen wurde auf die jeweilige Bojenposition interpoliert.

	EZMW	Boje	$\Delta$	RMSE
$V1$ [ $\text{ms}^{-1}$ ]	8.1	7.8	0.3	1.7
$V2$ [ $\text{ms}^{-1}$ ]	7.1	6.9	0.2	–
$DD$ [ $^{\circ}$ ]	325	327	–2	29
$T_a$ [ $^{\circ}\text{C}$ ]	–19.5	–18.6	–0.9	2.7

Tabelle 3.3: Mittelwerte, Differenzen ( $\Delta$ ) und Standardabweichungen (RMSE) der in Abbildung 3.3 dargestellten Zeitreihen des analysierten (EZMW) und gemessenen (Boje) Windes und der Lufttemperatur  $T_a$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] (6-stündliche Werte). Bzgl. des Windes sind die mittleren Geschwindigkeiten über Betragsmittelung  $V1$  [ $\text{ms}^{-1}$ ] und Komponentenmittelung  $V2$  [ $\text{ms}^{-1}$ ] und die mittlere Windrichtung  $DD$  [ $^{\circ}$ ] (über Komponentenmittelung) angegeben. Die Standardabweichung der Windrichtung bezieht sich nur auf Wertepaare, bei denen die gemessene und analysierte Windgeschwindigkeit größer als  $3 \text{ ms}^{-1}$  ist.

die zeitliche Veränderung des Windes in den Analysen realitätsnah erfasst wird. Der etwas höhere Wert von 2.7 K für die Standardabweichung der Temperatur kommt dadurch zustande, dass die Extrema in den Analysen nicht wiedergegeben werden (vgl. Abbildung 4.16).

### 3.2 Messungen an Bord des Forschungsschiffes „Aranda“

Weitere Indizien über die Güte der EZMW-Analysen liefern die Messungen des finnischen Forschungsschiffes „Aranda“, die vom Finnish Institute of Marine Research (Helsinki, Finnland) zur Verfügung gestellt wurden. Die „Aranda“ bewegte sich zwischen dem 3. und 23. März in der Eisrandzone der Framstraße zwischen 75° N und 80.5° N. Abbildung 3.4 zeigt für diesen Zeitraum die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung der Messung und der EZMW-Analyse. Der in 19 m Höhe gemessene Wind wird unter Annahme des logarithmischen Windprofils für neutrale Schichtung und einer Rauigkeitslänge von  $z_0 = 1 \cdot 10^{-3}$  m auf die Höhe des Windes von 10 m in den EZMW-Analysen transformiert:

$$V_{\text{win}}(10 \text{ m}) = \frac{\ln(10/z_0)}{\ln(19/z_0)} \cdot V_{\text{win}}(19 \text{ m}) \approx 0.93 \cdot V_{\text{win}}(19 \text{ m}). \tag{3.2}$$

Abbildung 3.5 zeigt die für den Zeitraum vom 3. bis zum 23. März gemessene und analysierte Lufttemperatur. Mittelwerte, Differenzen und Standardabweichungen (RMSE) sind in Tabelle 3.4 aufgeführt.

	EZMW	Aranda	$\Delta$	RMSE
$V_1$ [m s <sup>-1</sup> ]	7.8	7.5	0.3	2.7
$V_2$ [m s <sup>-1</sup> ]	5.4	4.4	1.0	–
$DD$ [°]	351	345	6	50
$T_a$ [°C]	–15.7	–16.8	1.1	2.6

Tabelle 3.4: Wie Tabelle 3.3, aber bzgl. der Messdaten des Forschungsschiffes „Aranda“.

Die dargestellten Zeitreihen zeigen, dass die EZMW-Analyse die beobachtete zeitliche Veränderung des Windes und der Temperatur erfasst. Die größten Abweichungen zwischen Analyse und Beobachtung sind während der Phasen mit Zyklonen in der Framstraße festzustellen. Die Windspitzen am 13., 21. und 22. März während des Durchzuges der Zyklonen treten in den EZMW-Analysen nicht auf. Bzgl. der Lufttemperatur werden die Maxima und Minima von den Analysen nicht erfasst. Tabelle 3.4 dokumentiert, dass die aus Messung und Analysen berechneten Mittelwerte recht gut übereinstimmen. Die Temperatur aus den EZMW-Analysen ist höher als die von der Boje gemessene Temperatur (vgl. Tabelle 3.3), aber niedriger als die an Bord der „Aranda“ gemessene Temperatur, so dass kein systematischer Fehler festzustellen ist. Die mittlere Windgeschwindigkeit ist in den EZMW-Analysen um 0.2 bis 1.0 m s<sup>-1</sup> höher als in den Beobachtungen.

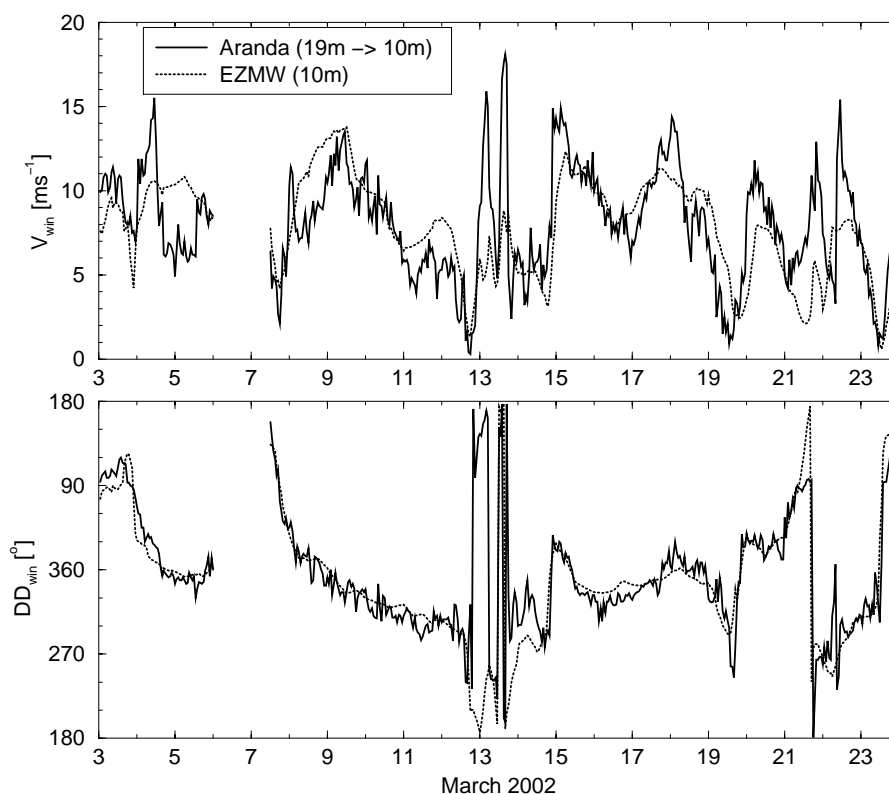


Abbildung 3.4: Wie Abbildung 3.3, aber bzgl. der Windmessung an Bord des Forschungsschiffes „Aranda“ im Eisrandbereich der Framstraße. Der Zeitraum vom 6. März 00 UTC bis 7. März 12 UTC, in dem sich die „Aranda“ in Longyearbyen bzw. nahe Spitzbergen aufgehalten hat, ist ausgeblendet.

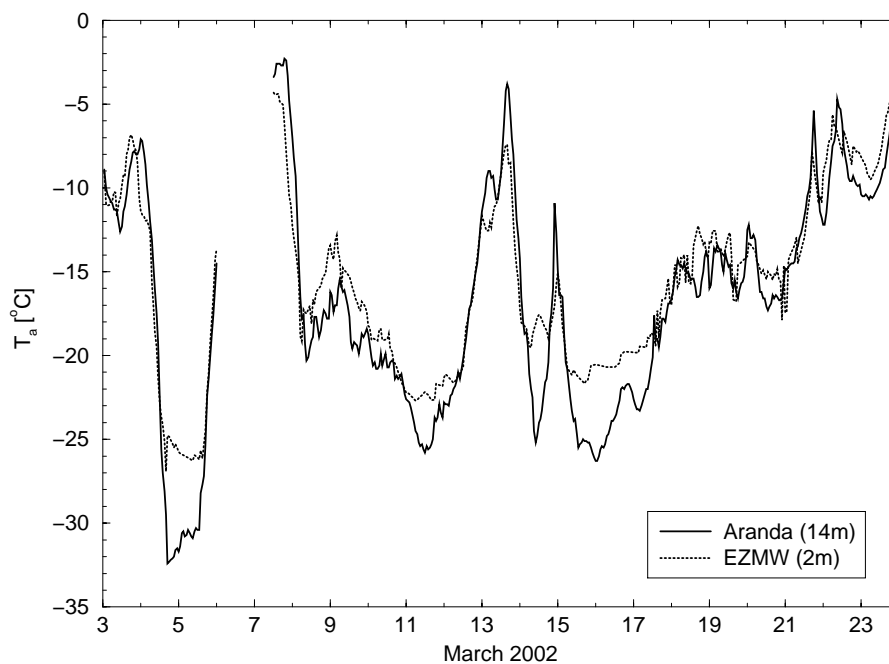


Abbildung 3.5: Wie Abbildung 3.3, aber bzgl. der Messung der Lufttemperatur  $T_a$  [°C] an Bord des Forschungsschiffes „Aranda“ im Eisrandbereich der Framstraße. Der Zeitraum vom 6. März 00 UTC bis 7. März 12 UTC, in dem sich die „Aranda“ in Longyearbyen bzw. nahe Spitzbergen aufgehalten hat, ist ausgeblendet.



Die MPI-OM-Simulation wird mit dem turbulenten Impulsfluss aus NCEP-Analysen (*National Center for Environmental Prediction*) angetrieben. Zur Untersuchung, inwieweit EZMW- und NCEP-Analysen übereinstimmen, werden für März 2002 zwei Vergleiche bzgl. des 10 m-Windes durchgeführt. Es wird sowohl der Wind einer Gitterzelle (bei 80° N und 0° O) als auch das räumliche Mittel über die Framstraßenregion beider Analysen gegenübergestellt. Die Zeitreihen der 6-stündlichen Werte sind in Abbildung 3.6 dargestellt. Mittelwerte, Differenzen und Standardabweichungen (RMSE) sind den Tabellen 3.5 und 3.6 zu entnehmen.

	EZMW	NCEP	$\Delta$	RMSE
$V1$ [ $\text{m s}^{-1}$ ]	7.5	5.3	2.2	3.7
$V2$ [ $\text{m s}^{-1}$ ]	4.6	3.1	1.5	–
$DD$ [°]	352	5	–13	–45

Tabelle 3.5: Wie Tabelle 3.3, aber der Vergleich zwischen dem aus den EZMW- und NCEP-Analysen entnommenen Wind bzgl. einer Gitterzelle bei 80° N und 0° W im März 2002.

	EZMW	NCEP	$\Delta$	RMSE
$V1$ [ $\text{m s}^{-1}$ ]	2.7	2.8	–0.1	0.8
$V2$ [ $\text{m s}^{-1}$ ]	1.7	2.3	–0.6	–
$DD$ [°]	71	66	5	15

Tabelle 3.6: Wie Tabelle 3.3, aber der Vergleich zwischen dem aus den EZMW- und NCEP-Analysen entnommenen Wind bzgl. des Framstraßenmittels im März 2002.

Die Unterschiede zwischen dem Wind aus den EZMW-Analysen und dem aus den NCEP-Analysen sind größer als die zwischen dem Wind aus den EZMW-Analysen und dem aus den Beobachtungen. Dies gilt insbesondere für den Vergleich bzgl. einer Gitterzelle (Abbildung 3.6 a). Auch im Framstraßenmittel sind zu einigen Zeiten Unterschiede der mittleren Windrichtung von mehr als 50° zu finden (Abbildung 3.6 b). Die mittlere Windgeschwindigkeit der EZMW-Analyse bzgl. der zentralen Gitterzelle in der Framstraße ist mit  $V1 = 7.5 \text{ m s}^{-1}$  und  $V2 = 4.6 \text{ m s}^{-1}$  um  $2.2 \text{ m s}^{-1}$  bzw.  $1.5 \text{ m s}^{-1}$  höher als in der NCEP-Analyse. Bzgl. des Framstraßenmittels stimmen die mittleren Beträge der Windgeschwindigkeit über Betragsmittelung  $V1$  überein. Der Unterschied von  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  der mittleren Beträge der Windgeschwindigkeit über Komponentenmittelung ist jedoch angesichts der absoluten Werte von  $V2 = 2.3$  bzw.  $1.7 \text{ m s}^{-1}$  hoch. Die mittlere Windrichtung zeigt bzgl. der ausgewählten Gitterzelle eine Differenz von 13° und bzgl. des Framstraßenmittels eine Differenz von 5°.

Auf Grundlage der Vergleiche des Windes der EZMW-Analysen mit dem aus den Beobachtungsdaten und mit dem aus den NCEP-Analysen wird als maximal möglicher systematischer Fehler der Windrichtung in den EZMW-Analysen ein Wert von 10° angenommen. Dieses Ergebnis beeinflusst die Wahl geeigneter Amplituden bei den Sensitivitätsexperimenten in Kapitel 5. Ferner deutet der Vergleich an, dass der Wind der EZMW-Analysen realitätsnäher als der aus den NCEP-Analysen ist.

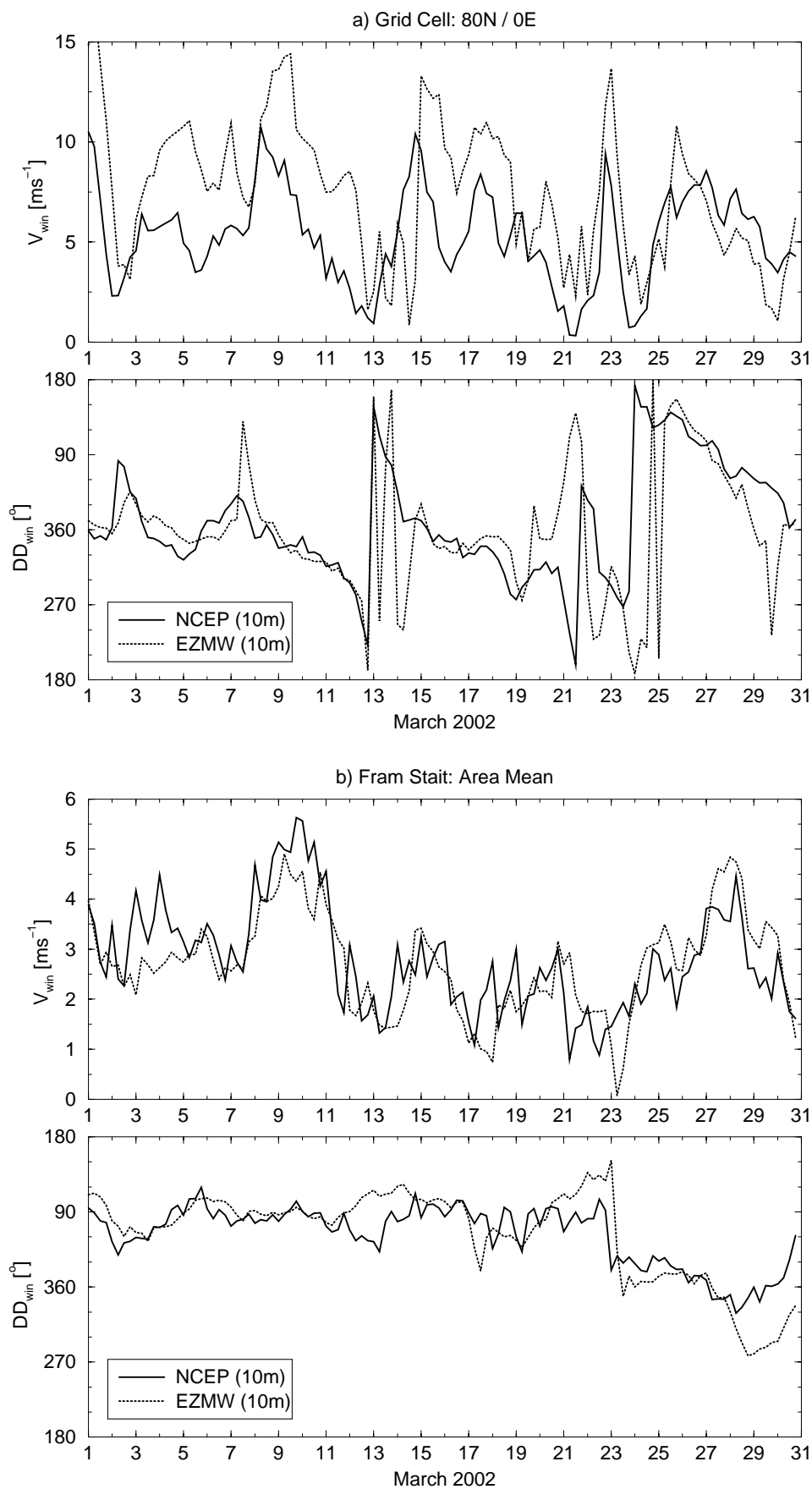


Abbildung 3.6: Wie Abbildung 3.3, aber Zeitreihen des Windes aus den EZMW- und NCEP-Analysen bzgl. einer Gitterzelle bei 80° N und 0° W (a) und bzgl. des Framstraßenmittels (b) im März 2002.

### 3.3 Messungen mit dem Forschungsflugzeug „Falcon“

Während der beiden Feldexperimente FRAMZY 1999 und FRAMZY 2002 wurden insgesamt 13 Flugmissionen mit dem Forschungsflugzeug „Falcon“ der DLR (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*) von Longyearbyen Airport (Spitzbergen) aus durchgeführt. Vor dem Flugzeug ist ein 1.80 m langer Nasenmast montiert, an dem die drei Windkomponenten  $u_{win}$ ,  $v_{win}$  und  $w_{win}$  mit einer 5-Loch-Sonde gemessen werden. Neben den Windkomponenten werden die Lufttemperatur (Pt-100), die spezifische Feuchte (Lyman- $\alpha$ -Humidometer, Vaisala Humicap und Taupunktspiegel) und der Luftdruck (Pitot-Rohr) mit einer zeitlichen Auflösung von 100 Hz aufgezeichnet. Bei einer durchschnittlichen Fluggeschwindigkeit von  $100 \text{ m s}^{-1}$  entspricht dies einer horizontalen Auflösung von 1 m. Außerdem werden die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse  $S^\downarrow$ ,  $S^\uparrow$ ,  $L^\downarrow$  und  $L^\uparrow$  mit Pyranometern bzw. Pyrgeometern und die Oberflächentemperatur  $T_{sfc}$  mit einem Infrarot-Radiometer (Heimann KT-19) mit einer zeitlichen Auflösung von 10 Hz aufgezeichnet. Die vertikalen turbulenten atmosphärischen Flüsse des Impulses  $\tau$ , der fühlbaren Wärme  $H$  und der latenten Wärme  $E$  werden hier mit einer Mittelungslänge von 8 km bestimmt. Informationen über die Genauigkeit der Messgrößen, insbesondere der turbulenten Flüsse sind bei Schröder et al. (2003) nachzulesen. Die Messensoren und die während FRAMZY 1999 und FRAMZY 2002 durchgeführten Flugmissionen werden bei Brümmer (2000) bzw. Brümmer et al. (2005) ausführlich beschrieben. In dieser Arbeit werden die Daten von niedrigen Horizontalflugabschnitten (Flughöhe  $< 100 \text{ m}$ ) aus vier Messflügen zur Erfassung der Framstraßenzyklonen und zum Vergleich der Simulationsergebnisse (siehe Kapitel 6) verwendet. Dabei handelt es sich um die Flüge vom 19. April 1999 sowie vom 7., 13. und 21. März 2002.

### 3.4 Messungen mit einem verankerten DCM

Ein DCM (*Doppler Current Meter*) wurde im Rahmen des Fram Strait Project des Norwegian Polar Institute (Tromsø, Norwegen) für den Zeitraum von August 2000 bis August 2002 bei  $79^\circ \text{ N}$  und  $4^\circ \text{ W}$  in der Framstraße verankert. Das Messgerät bestimmt die Ozeanströmung in verschiedenen Tiefen über die Frequenzverschiebung aufgrund des Dopplereffektes. Abbildung 3.7 zeigt den Betrag der gemessenen Ozeanströmung in 18 m Tiefe im März 2002. Die Zeitreihe macht deutlich, dass die Ozeanströmung mit einer maximalen Geschwindigkeit von fast  $90 \text{ cm s}^{-1}$  eine große Variabilität auf einer Zeitskala von Stunden bis Tagen besitzt. In der Abbildung 3.7 ist außerdem die mit einem gleitenden Mittel von 24 Stunden geglättete beobachtete Ozeanströmung sowie die vom MPI-OM simulierte Ozeanströmung für eine Tiefe von 17 m dargestellt. Neben der Messposition ( $79^\circ \text{ N} / 4^\circ \text{ W}$ ) sind weitere Modellwerte auf dem  $79^\circ \text{ N}$ -Breitenkreis angegeben: für  $0^\circ$ ,  $8^\circ$ ,  $12^\circ$  und  $16^\circ \text{ W}$ . Die vom MPI-OM simulierte Strömung an der Messposition weist fast keine zeitliche Variabilität auf und ist im Betrag um eine Größenordnung kleiner als die beobachtete Strömung. Grundsätzlich wäre denkbar, dass die modellierte Strömung im Vergleich zur beobachteten lediglich räumlich leicht verschoben ist. Die zusätzlich gezeigten Zeitreihen der zonal verschobenen simulierten Ozeanströmung machen jedoch deutlich, dass dies nicht der Fall ist.

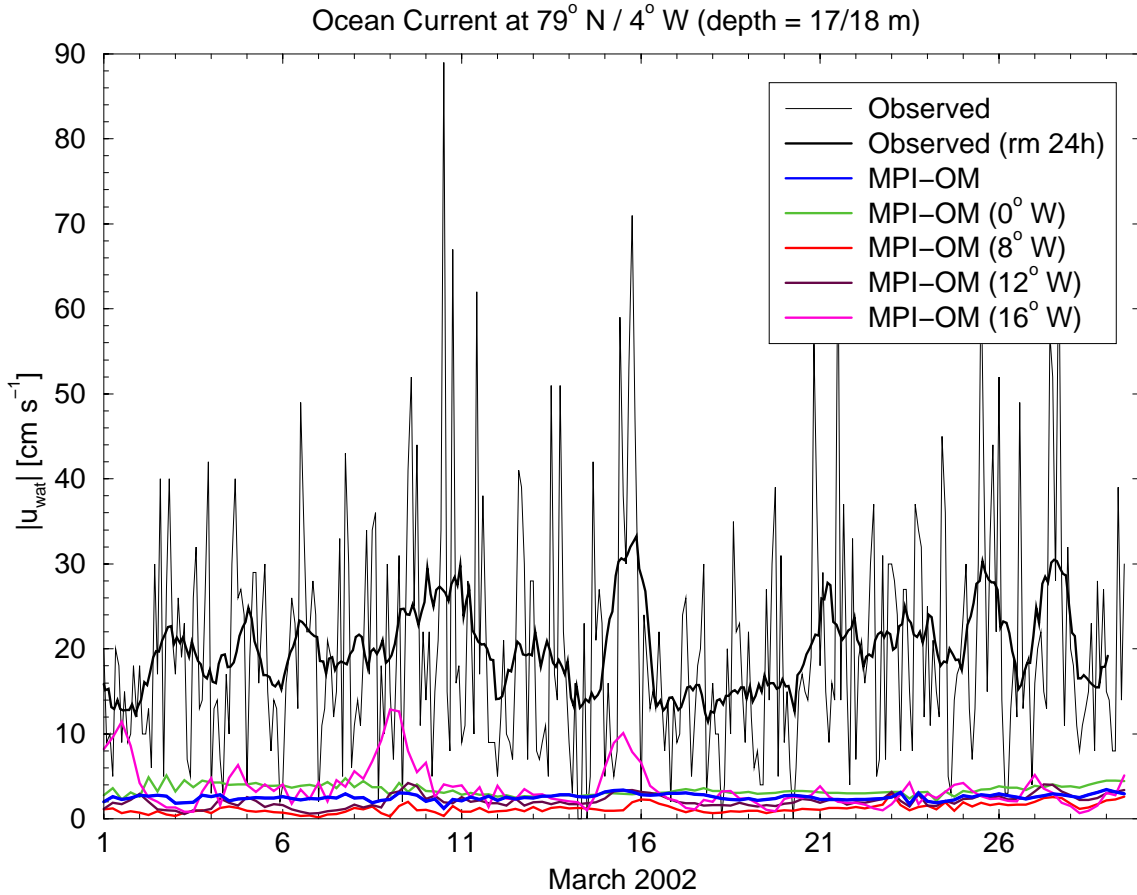


Abbildung 3.7: Zeitreihen des Betrages der Ozeanströmung  $|\vec{u}_{wat}|$  [ $\text{cm s}^{-1}$ ] unter Meereis in einer Tiefe von 18 bzw. 17 m in der Framstraße: DCM-Messung (dünn), mit einem gleitenden Mittel über 24 Stunden geglättete DCM-Messung (blau) und MPI-OM-Simulationsergebnisse für verschiedene Positionen auf dem  $79^\circ$  N-Breitenkreis (farbig).

Die mittlere Strömungsgeschwindigkeit des Ozeans (über Betragsmittelung  $V1$  und Komponentenmittelung  $V2$ ) und die mittlere Strömungsrichtung  $DD$  in drei verschiedenen Tiefen werden in Tabelle 3.7 angegeben. Der Mittelungszeitraum erstreckt sich vom 20. Februar bis zum 30. März 2002. Das Meereismodell wird mit der Ozeanströmung aus der MPI-OM-Simulation in 6 m Tiefe angetrieben. Für diese Tiefe existieren keine Messungen. Für die beiden nächsten Schichten des Ozeanmodells in 17 m und 27 m Tiefe liegen jedoch Messungen vor. Für diese beiden Tiefen sind in Tabelle 3.7 die mittlere Abweichung zwischen Modell und Beobachtung sowie die Standardabweichung (RMSE) angegeben.

Der Vergleich zeigt, dass die MPI-OM-Simulation die gemessene Ozeanströmung in beiden Tiefen nicht wiedergibt. Diese Aussage betrifft nicht nur die zeitliche Variabilität sondern auch die Mittelwerte. Die dargestellten 40-Tage-Mittelwerte zeigen bei der Strömungsgeschwindigkeit eine mittlere Abweichung von bis zu  $17.8 \text{ cm s}^{-1}$  bei einem simulierten Mittelwert von  $2.6 \text{ cm s}^{-1}$  und bei der Strömungsrichtung eine mittlere Abweichung von  $8^\circ$  bzw.  $40^\circ$ . Bei diesem Vergleich handelt es sich zwar nur um eine Stichprobe,

	MPI-OM	Tiefe	DCM	Tiefe	$\Delta$	RMSE
$V1$ [ $\text{cm s}^{-1}$ ]	17.6	6 m	–	–	–	–
$V2$ [ $\text{cm s}^{-1}$ ]	16.0	6 m	–	–	–	–
$DD$ [ $^\circ$ ]	100	6 m	–	–	–	–
$V1$ [ $\text{cm s}^{-1}$ ]	2.6	17 m	20.4	18 m	–17.8	23.5
$V2$ [ $\text{cm s}^{-1}$ ]	2.5	17 m	2.5	18 m	0.0	–
$DD$ [ $^\circ$ ]	24	17 m	344	18 m	40	–
$V1$ [ $\text{cm s}^{-1}$ ]	2.8	27 m	15.3	26 m	–12.5	15.7
$V2$ [ $\text{cm s}^{-1}$ ]	2.8	27 m	10.5	26 m	–7.7	–
$DD$ [ $^\circ$ ]	21	27 m	13	26 m	8	–

Tabelle 3.7: Wie Tabelle 3.3, aber bzgl. des Vergleiches der Ozeanströmung aus der MPI-OM-Simulation und der DCM-Messung für den Zeitraum vom 20. Februar bis 30. März 2002. Bei der Messung wird eine Deklination von  $13^\circ$  berücksichtigt.

die jedoch Anlass zu Zweifeln an der Realitätsnähe der Ozeanströmung der vorliegenden MPI-OM-Simulation und zwar auch bzgl. der mittleren Strömungsgeschwindigkeit und Strömungsrichtung in der Framstraße gibt.

## 3.5 Satellitenbeobachtungen

### SSM/I

In dieser Arbeit werden tägliche Felder des Eisbedeckungsgrades aus SSM/I-Daten mit einer horizontalen Auflösung von 12.5 km genutzt. Die Bestimmung der Daten wurde bereits in Abschnitt 2.3.1 beschrieben. Dieser Datensatz wird erstens zur Initialisierung und Randbehandlung des Meereismodells verwendet (Abschnitt 2.3). Zweitens werden die Simulationsergebnisse bzgl. des Eisbedeckungsgrades mit den SSM/I-Daten in den Kapiteln 4, 5 und 6 verifiziert. Drittens werden die SSM/I-Daten zur Analyse des Einflusses von Zyklonen auf das Meereis verwendet (Kapitel 6).

### Radarsat

Pro Woche wurden fünf Radarsat-SAR-Bilder (*Radar mit synthetischer Apertur*) vom Finnish Institute of Marine Research (Helsinki, Finnland) zur Verfügung gestellt. Die Bilder, die ein Gebiet von  $500 \times 500 \text{ km}^2$  in der Framstraße abdecken und eine horizontale Auflösung von 500 m haben, ermöglichen eine detaillierte Erfassung der Position und Form des Eisrandes. Als Beispiel ist in Abbildung 3.8 eine Aufnahme vom 8. März 2002 zu sehen. Diese Abbildung zeigt ausgeprägte Mäander des Eisrandes, die in der Troglage vom 7. März entstanden sind.

## AVHRR

Als wichtiges Analysewerkzeug zur Bestimmung von mesoskaligen Zyklonen in der Framstraße haben sich die AVHRR-Satellitenbilder (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) erwiesen. Eine Aufnahme vom 13. März 2002, die die Lage der ersten beiden Tiefs von insgesamt drei aufeinanderfolgenden Tiefs einer Framstraßenzyklonenfamilie aufgrund der zu erkennenden Wolkenstrukturen wiedergibt, zeigt Abbildung 3.9.

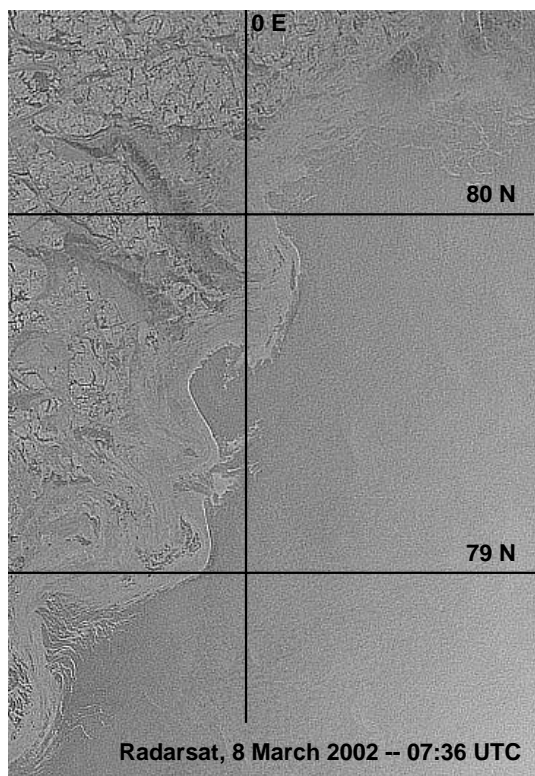


Abbildung 3.8: Radarsat-Bild vom 8. März 2002 um 07:36 UTC: Mäander des Eisrandes in der Framstraße. (Quelle: FIMR, Finnland)

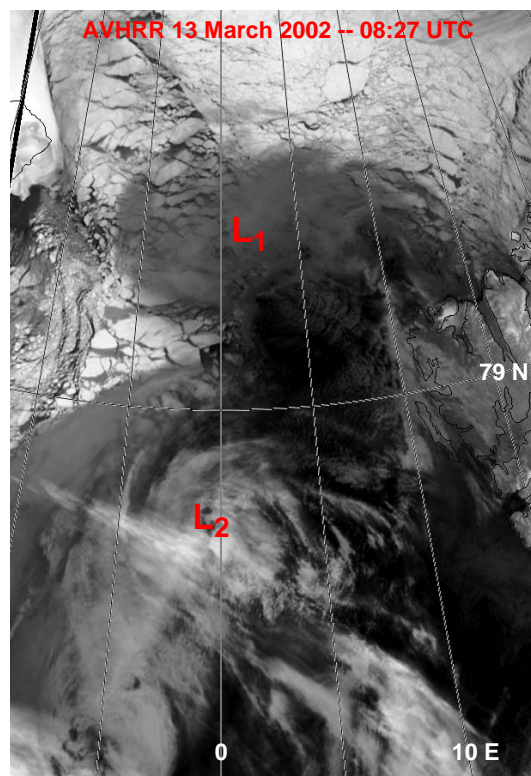


Abbildung 3.9: AVHRR-Satellitenbild (infrarot) vom 13. März 2002 um 08:27 UTC. Markiert sind die beiden ersten Tiefs  $L_1$  und  $L_2$  der Framstraßenzyklonenfamilie vom 13. und 14. März 2002. (Quelle: Tromsø Satellite Station, Norwegen)

# Kapitel 4

## Referenzexperiment im Vergleich mit Beobachtungen

Unter Vorgabe der in Tabelle 2.2 aufgelisteten Parameter wird für die Monate April 1999 und März 2002 je ein sogenanntes Referenzexperiment durchgeführt. Die Ergebnisse werden analysiert und mit den täglich vorliegenden Satellitenbeobachtungen und den stündlichen Eisdriftbojendaten verglichen. Es wird untersucht, wie realitätsnah die Simulationen sind und wo Problembereiche liegen. Einen Schwerpunkt bilden die Drifteigenschaften des Meereises, die Divergenz und die Scherdeformation. Die Modellphysik des verwendeten Meereismodells ist bereits in zahlreichen Arbeiten anhand von Driftmessungen durch Eisbojen, Dickenmessungen durch Sonargeräte, satellitengestützte Bedeckungsgradmessungen und früheren Eismodellsimulationen verifiziert bzw. optimiert worden (Fischer, 1995; Fischer und Lemke, 1994; Harder, 1996; Harder und Fischer, 1999; Harder, Lemke und Hilmer, 1998; Kauker et al., 2003; Timmermann et al., 2002). Auf eine umfassende Validierung kann deshalb verzichtet werden.

### 4.1 Eisbedeckungsgrad und Eisdicke

#### 4.1.1 Vergleich der Monatsmittel

Die mittleren simulierten und beobachteten räumlichen Verteilungen des Eisbedeckungsgrades  $A$  für April 1999 und März 2002 zeigen die Abbildungen 4.1 und 4.2 (jeweils linke Spalte). In dem Referenzlauf für April 1999 ist  $A$  nördlich von  $82^\circ$  N generell größer als 95 % (Abbildung 4.1 a). In der Framstraße und weiter südlich treten große Gebiete mit einem  $A$  zwischen 90 % und 95 % auf. Die maximale Eisausdehnung erstreckt sich bei  $10^\circ$  W bis  $75^\circ$  N nach Süden, bei  $0^\circ$  W bis  $79^\circ$  N und südlich von Spitzbergen bis  $75.5^\circ$  N. Der Vergleich mit den SSM/I-Daten (Abbildung 4.1 c) offenbart eine insgesamt gute Übereinstimmung. Der Abstand zwischen beobachtetem und simuliertem 60 %-Eisrand liegt zwischen 0 und 50 km. Lediglich nahe der Küste Grönlands und südlich von  $78^\circ$  N zeigen die Beobachtungen etwas niedrigere Bedeckungsgrade als der Referenzlauf. Im März 2002 (Abbildung 4.2) liegt der Rand der maximalen Eisausdehnung sowohl in der Beobachtung als auch im Referenzexperiment um etwa 100 km südlicher als im April 1999. Während die Lage des Eisrandes wiederum realitätsnah simuliert wird, treten Unterschiede beim mittleren Eisbedeckungsgrad auf. Insgesamt wird  $A$  in dem

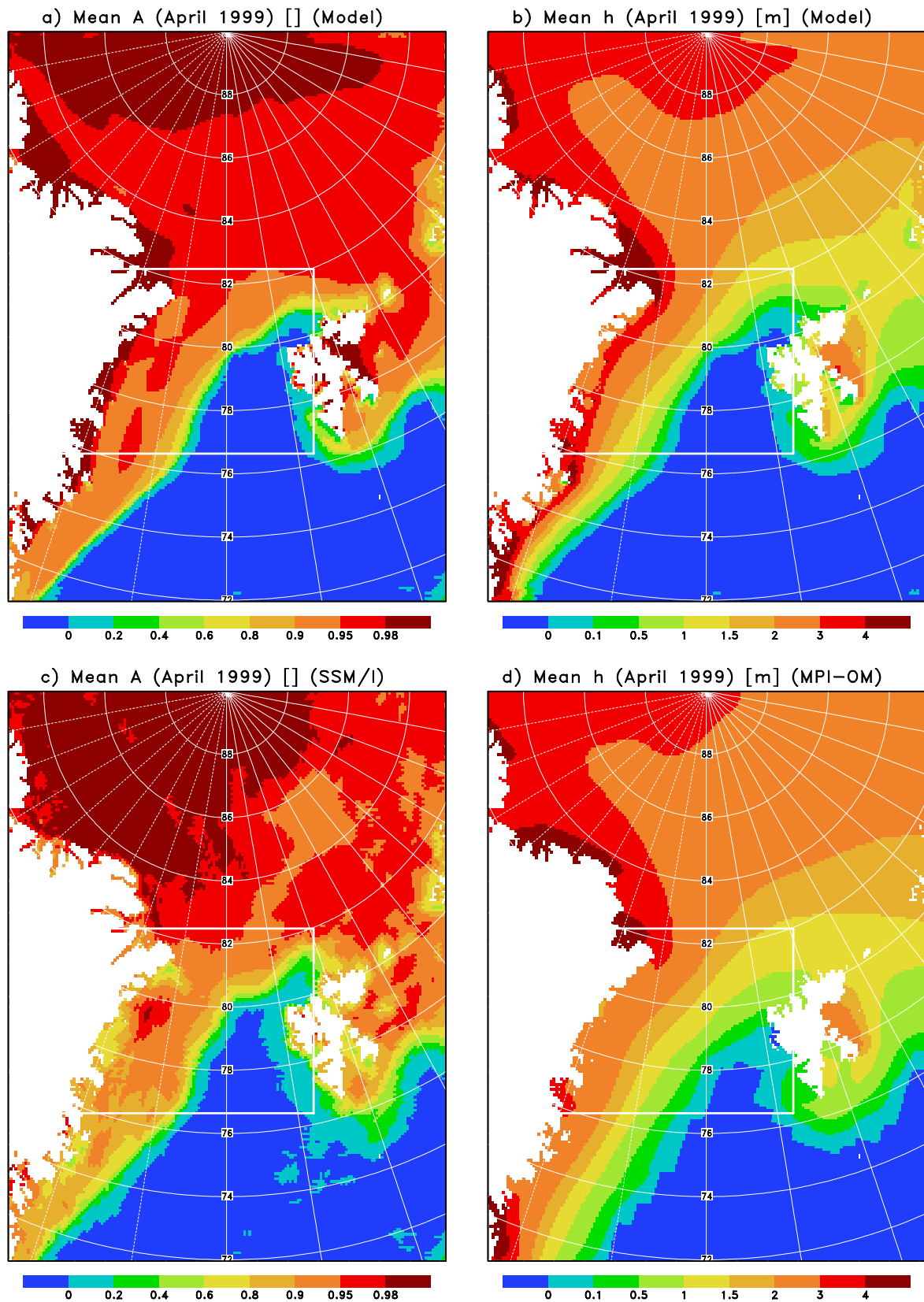


Abbildung 4.1: Monatsmittel des Eisbedeckungsgrades  $A$  [ ] (a) sowie der Eisdicke  $h$  [m] im Referenzexperiment (b), des Eisbedeckungsgrades aus SSM/I-Daten (c) und der Eisdicke in der MPI-OM-Simulation (d) im April 1999. Das als Framstraße definierte Gebiet ist weiß eingerahmt.



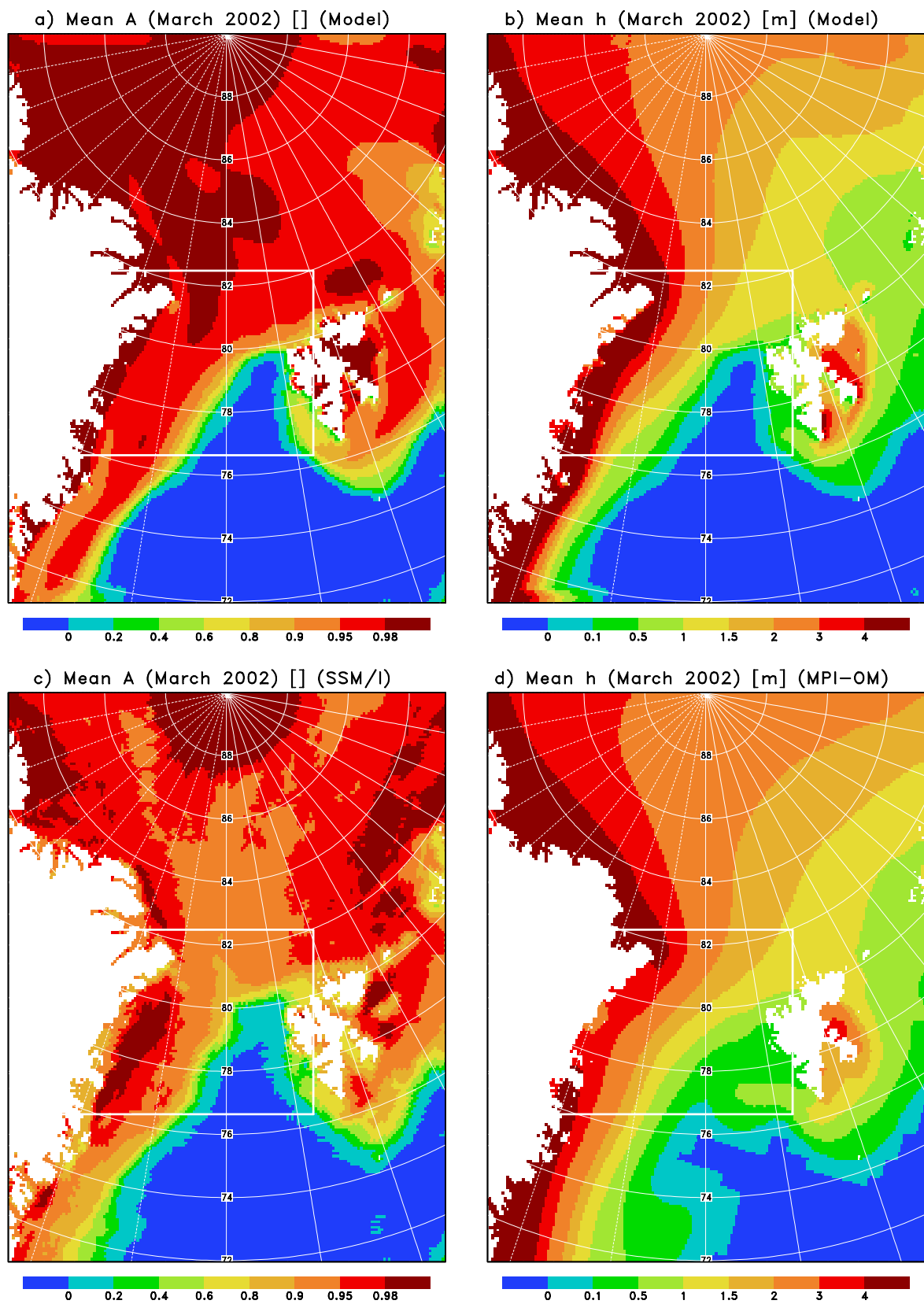


Abbildung 4.2: Wie Abbildung 4.1, aber für März 2002.

Referenzexperiment überschätzt. Dies gilt insbesondere für das Gebiet entlang des 0°-Meridians.

In der rechten Spalte der Abbildungen 4.1 und 4.2 ist jeweils die räumliche Verteilung der mittleren Eisdicke dargestellt. Für diese Eiseigenschaft gibt es keine flächendeckenden Beobachtungen. Hier werden die Mittelwerte des Referenzexperimentes (Abbildungen 4.1 b und 4.2 b) und der MPI-OM-Simulation (Abbildungen 4.1 d und 4.2 d) gezeigt. Da für das Referenzexperiment die Eisdicke vom 20. März 1999 bzw. vom 20. Februar 2002 der MPI-OM-Simulation als Startfeld verwendet wurde und die Eisdicke nach einer Simulationsdauer von einem Monat noch sehr vom Startfeld abhängig ist, können die MPI-OM-Daten nicht als Verifikation herangezogen werden. Es treten dennoch Unterschiede zwischen den Eisdickenfeldern der Referenzexperimente und der MPI-OM-Simulation auf. In den hier durchgeführten Referenzexperimenten wird mehr Eis vor der Küste Grönlands aufgestaut und die Lage des Eisrandes gegenüber der MPI-OM-Simulation deutlich verbessert. Diese Verbesserung wird nicht nur durch die Korrektur des Startfeldes anhand der Satellitendaten, sondern auch durch das in Abschnitt 2.3.2 beschriebene Vorgehen beim ozeanischen Antrieb erreicht. Die Eisdicke weist maximale Werte von über 4 m vor Grönland und von 3 bis 4 m im Nordwesten des Modellgebietes auf. In der Framstraße liegt die 2-m-Isolinie etwa 200 km vom Eisrand entfernt.

### 4.1.2 Vergleich mit täglichen SSM/I-Daten

Die Variabilität des 0%-Eisrandes zeigt Abbildung 4.3. Alle Gitterzellen, die innerhalb des Simulationsmonats jeden Tag Eis aufweisen ( $A > 0.01$ ), sind rot markiert, Gitterzellen, die zu keinem Zeitpunkt Eis besitzen, blau. Die Farben dazwischen geben den zeitlichen Anteil des Eisauftretens an. Diese Eisrandzone erstreckt sich in den Simulationen (Abbildung 4.3 a und 4.3 b) über 20 bis 150 km. Die Variabilität in den Beobachtungen (Abbildung 4.3 c und 4.3 d) ist etwas größer, wobei die dunkelgrünen Flecken bei 75° N und 10° O in Abbildung 4.3 c Fehlsignale aufgrund des atmosphärischen Einflusses bei der Bestimmung des Eisbedeckungsgrades aus Satellitendaten sind. Insgesamt wird die Lage des Eisrandes und seine Variabilität in beiden Monaten trotz der Annahme einer zeitlich konstanten Ozeantemperatur (vgl. Abschnitt 2.3.2) sehr realitätsnah simuliert.

Die Güte des simulierten Eisbedeckungsgrades soll mit wenigen Kennzahlen charakterisiert werden. Dieses ist insbesondere für die in Kapitel 5 folgenden Sensitivitätsstudien wichtig. Welche Fehlermaße sind geeignet? Lemke et al. (1997) schlagen vor, erstens die Differenzen von  $A$  für bestimmte Gebiete und zweitens die Differenzen der Flächen mit einem  $A > 15\%$  zu bestimmen. Hier werden drei unterschiedliche Eisbedeckungsgrade definiert:

1.  $A_1$  gibt den Anteil der Gitterzellen in der Framstraße (eingerahmtes Gebiet in den Abbildungen 4.1 bis 4.3) an, die Eis beinhalten ( $A > 1\%$ ). Diese Größe ist ein Maß für die Lage des Eisrandes.
2.  $A_2$  bezieht sich auf den eisbedeckten Teil ohne die Eisrandzone ( $A > 75\%$ ) und gibt für dieses Gebiet den mittleren Bedeckungsgrad in der Framstraße an. Sowohl

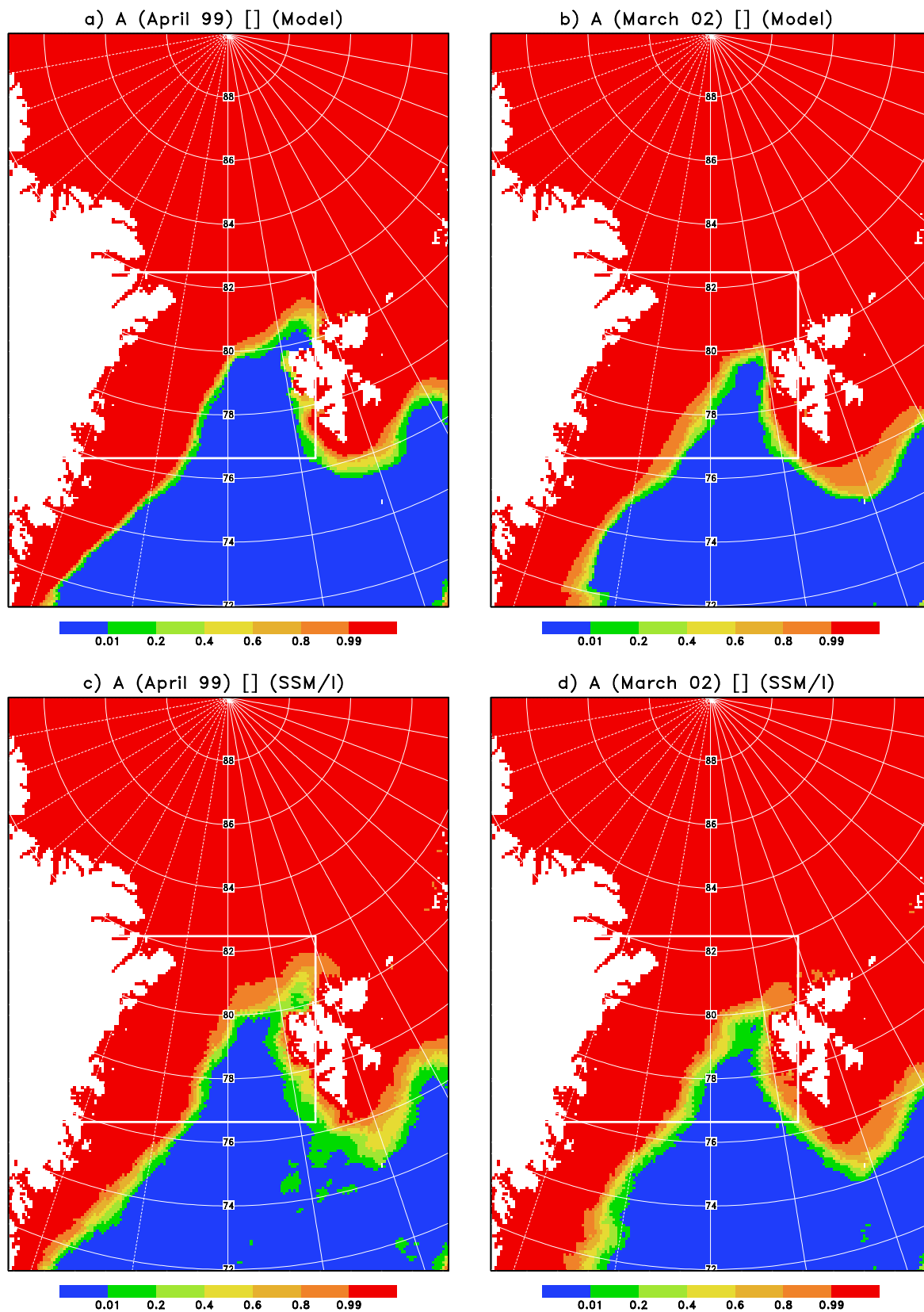


Abbildung 4.3: Simulierter und beobachteter (SSM/I) prozentualer Anteil der Tage mit einem Eisbedeckungsgrad  $A > 0.01$  im April 1999 (a+c) und im März 2002 (b+d). Das als Framstraße definierte Gebiet ist weiß eingrahmt.

aus thermodynamischer als auch dynamischer Sicht ist der Anteil der offenen Wasserstellen im Eisgebiet von großer Bedeutung, da dieser für die Wärmebilanz und die Stärke der internen Kräfte verantwortlich ist.

3. *A3* gibt die mittlere Eisbedeckung in der Framstraße an, ein Mittel über den eisbedeckten und offenen Teil, also den Flächenanteil, der insgesamt mit Eis bedeckt ist.

Mittelwerte der drei eingeführten Eisbedeckungsgrade werden für beide Zeiträume sowohl aus den Referenzexperimenten als auch auf Grundlage der Beobachtungen berechnet. Zusätzlich werden analog zu Dierer (2002) sowie Schlünzen und Katzfey (2003) Trefferquoten bestimmt. Alle Gitterzellen, in denen sich der simulierte Eisbedeckungsgrad um weniger als 5 %, der angenommenen Genauigkeit des SSM/I-Eisbedeckungsgrades, vom beobachteten unterscheidet, werden als Treffer gewertet. Die auf täglicher Basis bestimmten Trefferquoten sind ein Maß dafür, wie realitätsnah die räumliche und zeitliche Variabilität des Eisbedeckungsgrades simuliert wird. Tabelle 4.1 stellt die Ergebnisse des durchgeführten Vergleiches vor.

April 1999	<i>A1</i>	<i>A2</i>	<i>A3</i>	März 2002	<i>A1</i>	<i>A2</i>	<i>A3</i>
SSM/I	71.8	91.5	59.5	SSM/I	79.3	93.1	67.3
Eismodell	68.6	94.0	61.6	Eismodell	81.3	96.2	73.8
Trefferquote	94.4	58.5	62.5	Trefferquote	95.3	56.9	56.7

Tabelle 4.1: Simulierter und beobachteter mittlerer Eisbedeckungsgrad  $A$  [%] in der Framstraße im April 1999 (links) und im März 2002 (rechts): *A1* gibt den Anteil der eisbedeckten Gitterzellen ( $A > 0.01$ ) an, *A2* den mittleren Bedeckungsgrad im eisbedeckten Teil ( $A > 0.75$ ) und *A3* den mittleren Bedeckungsgrad in der gesamten Framstraße. Die Trefferquoten [%] geben den Anteil der Gitterzellen an, in denen Modell und Beobachtung auf täglicher Basis um weniger als 5 % voneinander abweichen.

Der Anteil der eisbedeckten Gitterzellen (*A1*) weist in beiden Monaten nur geringe Unterschiede zwischen Modellsimulation und Beobachtung auf. Mit Werten von 79 % bzw. 81 % ist die Eisausdehnung im März 2002 erheblich größer als im April 1999 (72 % bzw. 69 %). Im Mittel stimmen die täglichen Beobachtungs- und Modellfelder bzgl. *A1* für etwa 95 % (Trefferquote) der Gitterzellen überein.

Der Vergleich des mittleren Eisbedeckungsgrades im eisbedeckten Teil (*A2*) zeigt, dass die Modellexperimente den Bedeckungsgrad leicht überschätzen: 94 % zu 92 % im April 1999 und 96 % zu 93 % im März 2002. Die sich auf die täglichen Werte beziehenden Trefferquoten sind mit 59 % bzw. 57 % relativ gering und zeigen, dass die Änderung des Eisbedeckungsgrades durch Deformation, Advektion, Gefrieren und Schmelzen nur bedingt realitätsnah simuliert wird.

Im März 2002 wird der eisbedeckte Flächenanteil *A3* klar überschätzt (74 % zu 67 %), weil zuviele Gitterzellen Eis haben (*A1* leicht zu groß) und vor allem der Eisbedeckungsgrad in Gebieten mit hohem Meereisanteil zu hoch ist (*A2* deutlich zu groß). Im April 1999

wird  $A1$  leicht unterschätzt, aber  $A2$  überschätzt, so dass der Unterschied bzgl.  $A3$  relativ gering ist. Die Trefferquoten von  $A3$  liegen wie die von  $A2$  bei etwa 60 %.

## 4.2 Dynamik

### 4.2.1 Vergleich der Monatsmittel

Die mittleren simulierten Eisdriftverteilungen für April 1999 und März 2002 zeigen die Abbildungen 4.4 a und 4.5 a. Das Meereis driftet in beiden Monaten im Mittel mit 10 bis  $20 \text{ cm s}^{-1}$  aus Nord bis Nordost durch die Framstraße, wobei im März 2002 tendenziell höhere Werte auftreten. Unmittelbar vor der Küste Grönlands und im Inneren der Arktis driftet das Eis deutlich langsamer. Der simulierte zonale Gradient vor der Ostküste Grönlands stimmt mit Beobachtungen von Martin und Wadhams (1999) überein. Frühere Simulationen mit gröber aufgelösten Modellen konnten diese Geschwindigkeitsabnahme in Richtung grönländischer Küste nicht realitätsnah simulieren (z. B. Harder et al., 1998; Kreyscher et al., 2000). An diesem Beispiel zeigt sich der Vorteil der hier verwendeten hohen Auflösung von 9 km. Die Maxima von  $30 \text{ cm s}^{-1}$  im Südwesten von Spitzbergen kommen dadurch zustande, dass Meereis nur bei starker Eisadvektion in diesem Gebiet vorkommt und somit nur über diese Termine gemittelt wurde.

Die unterlegten Farben in den beiden Abbildungen 4.4 a und 4.5 a kennzeichnen die Divergenz der Eisdrift. Die Divergenz ist eine wichtige Eigenschaft der Eisdrift, da sie, neben dem Gradienten der Eisdicke, für die dynamische Umverteilung des Meereises verantwortlich ist und ferner den Eisbedeckungsgrad beeinflusst. Zonen mit konvergenter Eisdrift liegen östlich und nördlich der Landgebiete Grönland und Spitzbergen und im südlichen Eisrandbereich. Eine divergente Eisdrift tritt im Mittel in der zentralen Framstraße entlang einer Zone auf, die sich von etwa  $82^\circ \text{ N}$  und  $10^\circ \text{ O}$  bis nach  $76^\circ \text{ N}$  und  $10^\circ \text{ W}$  erstreckt. Im März 2002 tritt nördlich von Franz-Josef-Land ein weiteres Gebiet mit divergenter Eisdrift auf.

Die Eisdrift bewirkt eine Umverteilung des Eises, die in den Abbildungen 4.4 b und 4.5 b gezeigt wird. Aus der östlichen zentralen Arktis werden 0.2 bis über 1 cm Eisdicke pro Tag wegtransportiert und vor der Küste Grönlands aufgestaut sowie der Framstraße und den Eisrandzonen zugeführt. Während im April 1999 auch südlich der Framstraße die Eisdicke durch Advektion zunimmt, nimmt dort im März 2002 trotz konvergenter Strömung die Eisdicke ab. In diesem Fall ist der Gradient der Eisdicke (Abbildung 4.2 b) in Strömungsrichtung positiv, so dass relativ dünnes Eis heran- und dickeres wegtransportiert wird.

Die beiden wichtigsten Antriebsfelder der Eisdrift, der 10 m-Wind aus den EZMW-Analysen und die 6 m-Ozeanströmung aus der MPI-OM-Simulation, zeigen die Abbildungen 4.4 c und 4.5 c bzw. 4.4 d und 4.5 d. In der Framstraße, in der das Meereis im zeitlichen Mittel aus Richtung  $20^\circ$  bis  $30^\circ$  driftet, weht der Wind überwiegend aus Nord und der Ozean strömt zumeist aus Ost. Die mittlere Eisdrift ist also gegenüber dem bodennahen Wind um etwa  $30^\circ$  im Uhrzeigersinn und gegenüber der oberflächennahen

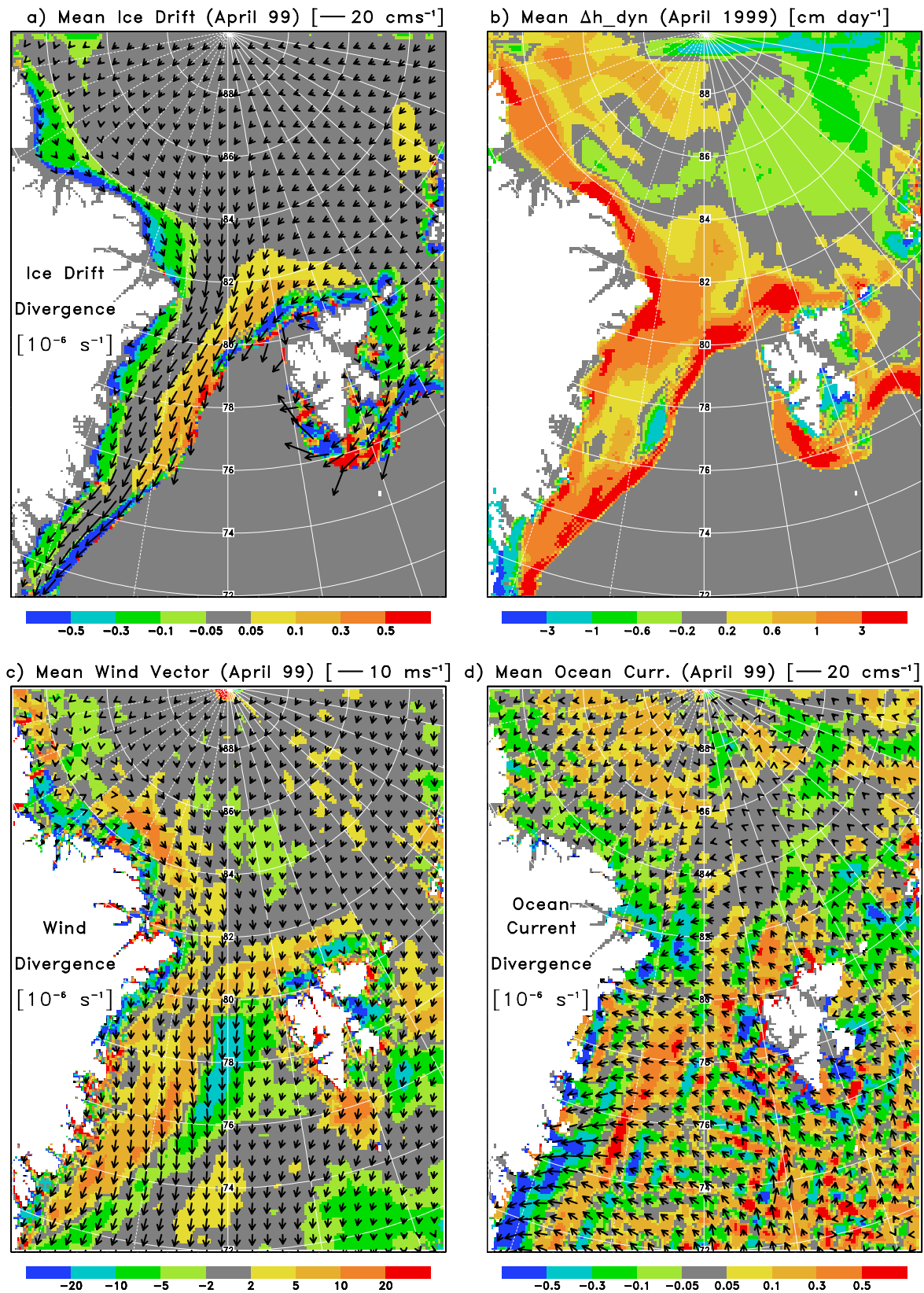


Abbildung 4.4: Monatsmittel der Eisdrift [ $\text{cm s}^{-1}$ ] (Betrag: Pfeillänge) und ihrer Divergenz [ $10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ ] (Farbebung) (a), der dynamischen Änderung der Eisdicke  $\Delta h_{dyn}$  [ $\text{cm d}^{-1}$ ] (b), des Windfeldes [ $\text{m s}^{-1}$ ] und seiner Divergenz [ $10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ ] (c) sowie der Ozeanströmung [ $\text{cm s}^{-1}$ ] und ihrer Divergenz [ $10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ ] (d) im April 1999. Eisdickenänderung und Eisdrift sind Ergebnisse des Referenzexperimentes, Ozeanströmung und Windfeld hingegen Antriebsdaten.

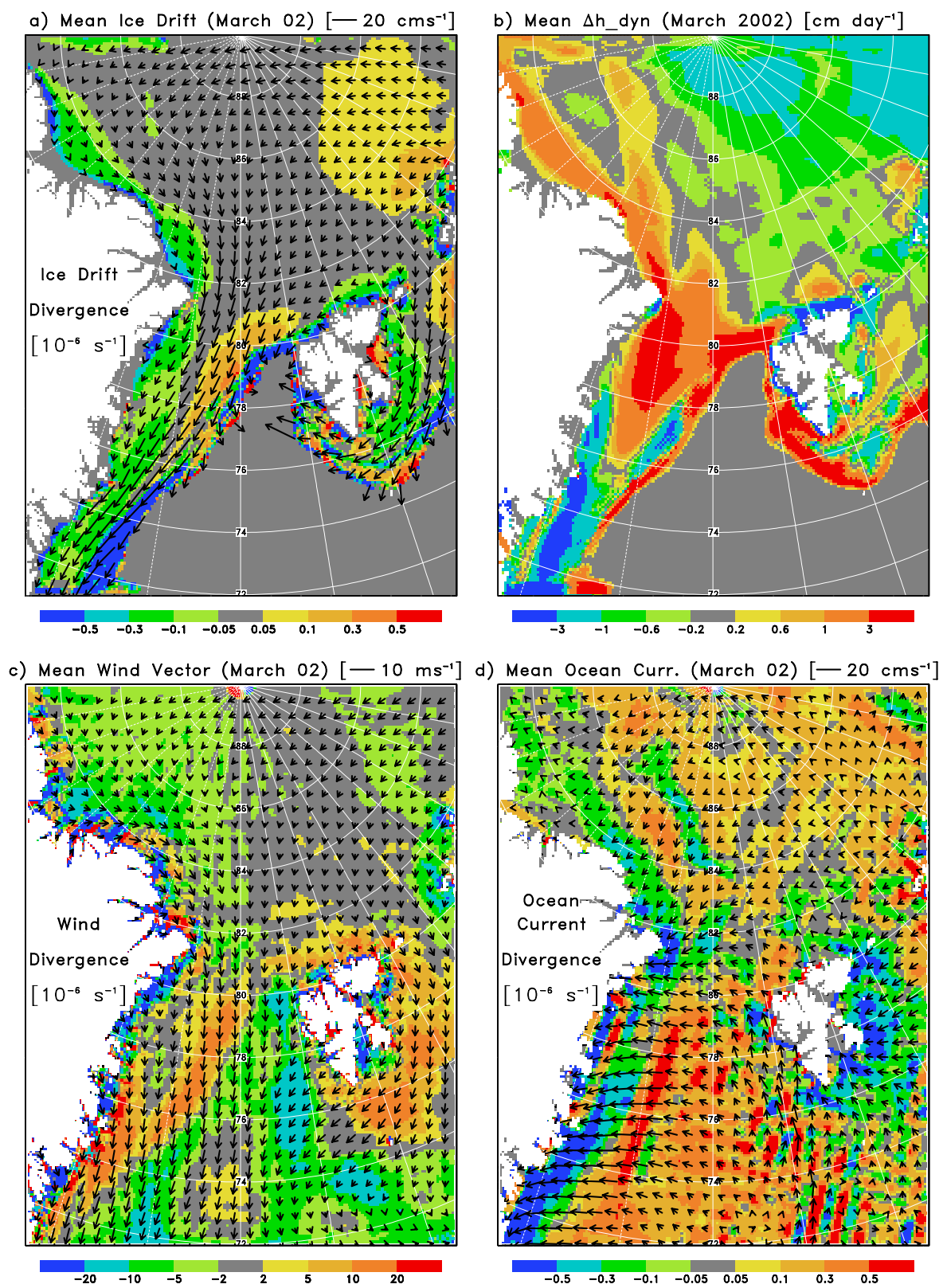


Abbildung 4.5: Wie Abbildung 4.4, aber für März 2002.

Ozeanströmung um  $60^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht. Während der Westspitzbergenstrom im Monatsmittel der Ozeanströmung zu erkennen ist, lässt sich der Ostgrönlandstrom nicht ausmachen. In der MPI-OM-Simulation strömt der Ozean nahe der Oberfläche im Mittel auf Grönland zu, wo das Wasser zum Absinken gezwungen wird.

Die Divergenzfelder der mittleren Ozeanströmung (Abbildungen 4.4 d und 4.5 d) zeigen einige Muster, die die Gitteranordnung von MPI-OM widerspiegeln. Es sei betont, dass diese unnatürlichen Strukturen nicht durch die Transformation vom Gitter des Ozeanmodells auf das Gitter des Meereismodells erzeugt worden sind, sondern bereits im Originaldatenfeld vorhanden sind. Verantwortlich hierfür erscheinen die großen horizontalen Strömungs- und Dichtegradienten in Bezug zur groben horizontalen Auflösung von MPI-OM (ca. 30 km). Dies betrifft insbesondere eisfreie Regionen der Grönlandsee und der Barentssee, so dass der Einfluss auf die Eismodellsimulationen gering ist.

Die Felder der mittleren Divergenz der Eisdrift und der Ozeanströmung lassen Gemeinsamkeiten erkennen, nämlich Konvergenz an der Ostküste Grönlands und Spitzbergens und Divergenz entlang der oben beschriebenen Zone innerhalb der Framstraße (von etwa  $82^\circ$  N und  $10^\circ$  O bis nach  $76^\circ$  N und  $10^\circ$  W). Das mittlere Windfeld ist über dem eisfreien Ozean konvergent, da das warme Wasser zyklonale Bedingungen begünstigt.

Um den Zusammenhang zwischen den mittleren Feldern der Meereisdrift, des Windes und der Ozeanströmung statistisch zu erfassen, werden räumliche Korrelationen über die mehr als 20 000 Gitterzellen mit Meereisanteil berechnet. Auf Basis der Monatsmittel werden die Korrelationskoeffizienten  $r$  sowohl für den Betrag der Geschwindigkeit (Abbildung 4.6 a) als auch für die Divergenz (Abbildung 4.6 b) jedes der drei Strömungsfelder bestimmt.

Die Ergebnisse zeigen, dass die Eisdriftgeschwindigkeit ähnlich stark mit der Windstärke wie mit der Geschwindigkeit der Ozeanströmung korreliert ist. Im April 1999 ist die Eisdriftgeschwindigkeit mit der Windstärke ( $r = 0.63$ ) höher als mit der Ozeanströmung ( $r = 0.48$ ) korreliert, im März 2002 hingegen höher mit der Ozeanströmung ( $r = 0.57$  zu  $r = 0.42$  bzgl. der Windstärke). Dass die Korrelationen von ähnlicher Größe sind, ist naheliegend, da die oberflächennahe Ozeanströmung winddominiert ist. Trotzdem ist die Korrelation zwischen der Windstärke und dem Betrag der Ozeanströmung von  $r = 0.77$  bzw.  $r = 0.69$  überraschend hoch, wenn man berücksichtigt, dass die MPI-OM-Simulation nicht mit den EZMW-, sondern mit NCEP-Analysen angetrieben wurde.

Über das Modellgebiet gemittelt driftet das Eis im April 1999 mit einer Geschwindigkeit von  $6.7 \pm 4.5 \text{ cm s}^{-1}$  und mit  $8.4 \pm 4.8 \text{ cm s}^{-1}$  im März 2002, wobei hier die räumlichen Varianzen angegeben sind. Es sei darauf hingewiesen, dass zur Bestimmung des zeitlichen Mittelwertes für jede Gitterzelle die Komponenten der Eisdrift gemittelt wurden und dass eine zeitliche Mittelung der Beträge höhere mittlere Driftgeschwindigkeiten ergeben würde. Im Vergleich zur Ozeanströmung driftet das Meereis um mehr als 30 % schneller bei ähnlicher räumlicher Varianz.



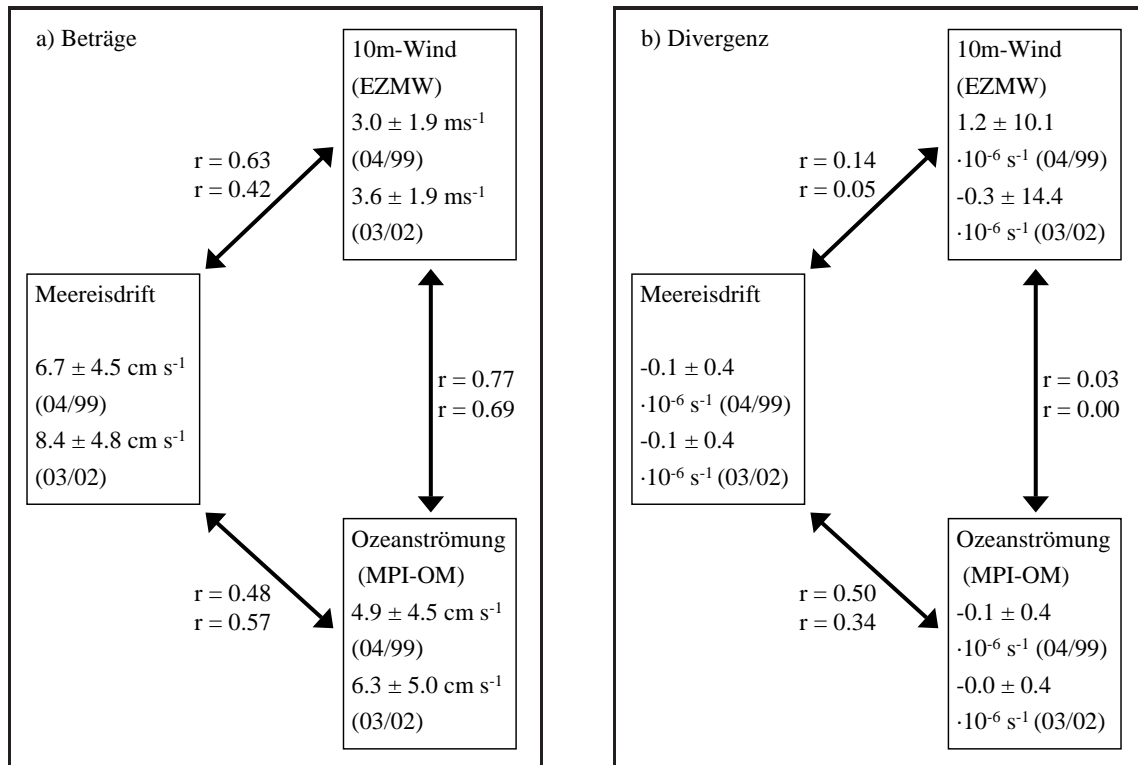


Abbildung 4.6: Räumliche Korrelationen  $r$  zwischen Monatsmitteln der Eisdrift, der Ozeanströmung und des Windes bzgl. der Beträge (a) und der Divergenz (b) im April 1999 (1. Zeile) und März 2002 (2. Zeile). Zur Einordnung sind jeweils die Mittelwerte und ihre Streuung angegeben. Datengrundlage stellen alle Gitterzellen mit einem Eisbedeckungsgrad von  $A > 0.01$  dar: 21 263 Punkte für den Betrag und 20 259 für die Divergenz im April 99 sowie 22 717 für den Betrag und 21 721 für die Divergenz im März 2002. Die zugehörigen räumlichen Verteilungen werden in den Abbildungen 4.4 und 4.5 gezeigt.

Wesentlich anders sieht der Zusammenhang zwischen den Feldern der Divergenz der Meereisdrift, des Windes und der Ozeanströmung aus (Abbildung 4.6 b). Bzgl. dieser Größe ist die Korrelation zwischen Eis und Wind zwar noch signifikant (1%-Signifikanzniveau), aber sehr schwach ( $r = 0.14$  und  $r = 0.05$ ). Deutlich stärker sind die Divergenzfelder der Meereisdrift und der Ozeanströmung miteinander korreliert ( $r = 0.50$  und  $r = 0.34$ ). Die Divergenzfelder des Windes und des Ozeans sind hingegen nicht signifikant miteinander korreliert.

Für die Eisdrift sind neben den Schubspannungen des Windes und des Ozeans die Corioliskraft, die internen Kräfte und die Hangabtriebskraft verantwortlich (Gleichung 2.20). Wie groß die einzelnen Kräfte in den verschiedenen Eisregionen sind, veranschaulicht Abbildung 4.7. Hier sind für jede 16. Gitterzelle in beiden Raumrichtungen die mittlere Eisdrift (schwarz) und die mittleren Kräfte (farbig) im April 1999 als Vektoren dargestellt. Die Abbildung zeigt, dass in und südlich der Framstraße sowie östlich von Spitzbergen die größten mittleren Kräfte auftreten. Die mittlere Eisdrift und ihre antreibenden Kräfte an vier ausgewählten Gitterzellen sind vergrößert dargestellt und werden näher erläutert:

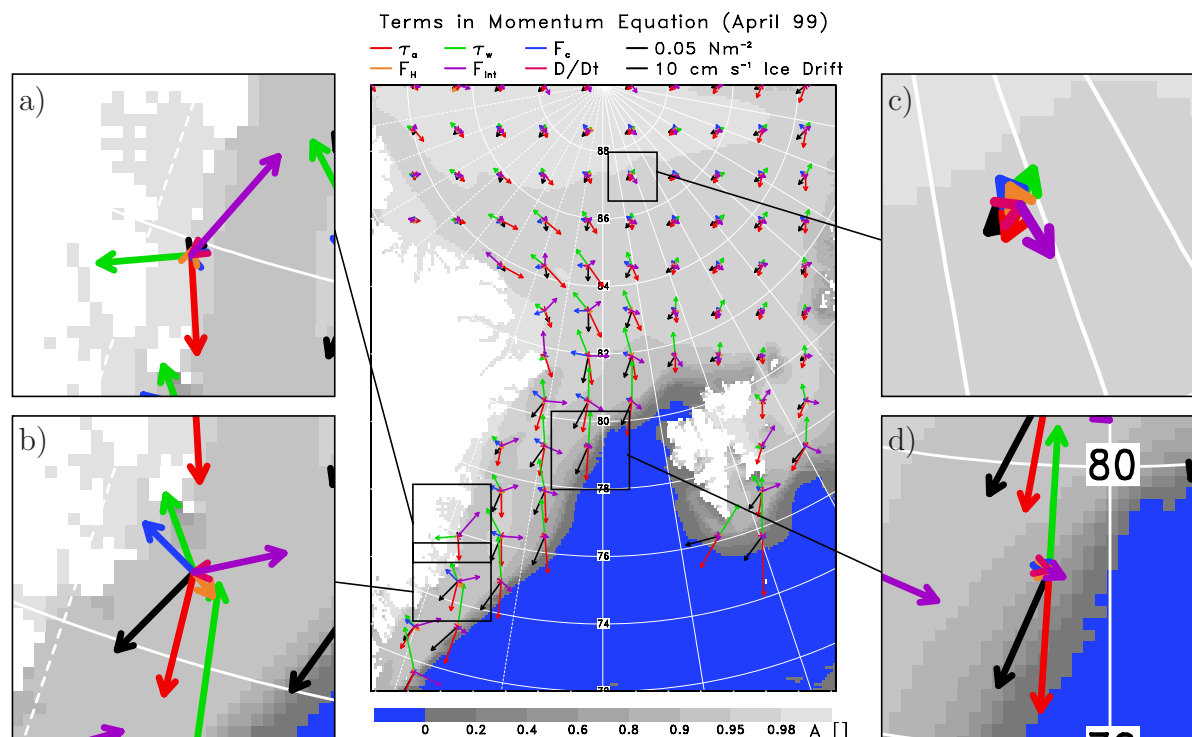


Abbildung 4.7: Monatsmittel der Eisdrift [ $\text{cm s}^{-1}$ ] und der auf das Meereis wirkenden Kräfte [ $\text{N m}^{-2}$ ] im April 1999 im Referenzexperiment: die Windschubspannung  $\vec{\tau}_a$ , die ozeanische Schubspannung  $\vec{\tau}_w$ , die Corioliskraft  $\vec{F}_C$ , die Hangabtriebskraft  $\vec{F}_H$ , die internen Kräfte  $\vec{F}_{int}$  und die totale zeitliche Änderung der Eisdrift  $\rho_i h \frac{D\vec{u}_{ice}}{Dt}$ . Dargestellt sind die Vektoren für jede 16. Gitterzelle in beide Raumrichtungen. Der mittlere Eisbedeckungsgrad  $A$  [ ] ist unterlegt.

1. Abbildung 4.7 a (ca.  $76^\circ \text{ N}$ ,  $18^\circ \text{ W}$ ): Hierbei handelt es sich um eine typische küstennahe Gitterzelle, in der die mittlere Eisdrift fast zum Erliegen kommt, da die Schubspannungen durch Wind und Ozeanströmung durch die internen Kräfte kompensiert werden. Die mittlere Windschubspannung hat einen Betrag von  $0.06 \text{ N m}^{-2}$  und wirkt aus Richtung  $340^\circ$ , die mittlere Schubspannung durch den Ozean aus  $70^\circ$  mit  $0.05 \text{ N m}^{-2}$ , die internen Kräfte aus  $205^\circ$  mit  $0.07 \text{ N m}^{-2}$ .
2. Abbildung 4.7 b (ca.  $75^\circ \text{ N}$ ,  $17^\circ \text{ W}$ ): Diese Gitterzelle liegt südlich der Framstraße, beschreibt aber mit einer hohen Eisdicke von fast 4 m auch die Bedingungen innerhalb der Framstraße. Den größten Term stellt die Windschubspannung dar, die mit  $0.11 \text{ N m}^{-2}$  aus Richtung  $0^\circ$  wirkt. Das Meereis driftet im Mittel mit  $11 \text{ cm s}^{-1}$  aus  $35^\circ$  und ist damit um  $35^\circ$  gegenüber dem Wind im Uhrzeigersinn gedreht. Dieser Winkel zwischen Wind- und Eisdriftrichtung ist etwas größer als der mittlere Winkel für das gesamte Modellgebiet von  $32^\circ$ . Dafür ist die Corioliskraft verantwortlich, die im Gegensatz zu den Oberflächenkräften, die Wind und Ozeanströmung auf das Meereis ausüben, eine Körperkraft und somit proportional zur Eisdicke ist. Bei hohen Eisdicken nimmt also der Einfluss der Corioliskraft und damit die

Rechtsablenkung der Eisdrift zum Wind zu. An dieser Gitterzelle hat die senkrecht zur Eisdrift wirkende Corioliskraft mit  $0.04 \text{ N m}^{-2}$  fast den gleichen Betrag wie die Schubspannung durch den Ozean, die hier aus  $160^\circ$  wirkt. Dies ist nicht die mittlere Strömungsrichtung, sondern die Richtung der Relativgeschwindigkeit zwischen Ozean und Eis. Da der Ozean etwas langsamer strömt als das Meereis, hat er eine bremsende Wirkung auf das Eis, und somit ist die ozeanische Schubspannung dem dominanten Windantrieb in erster Näherung entgegengerichtet. Da die Entfernung zur grönländischen Küste mit 50 km gering ist, stellen die internen Kräfte den zweitgrößten Term in der Impulsbilanz dar und verhindern mit einem mittleren Betrag von  $0.05 \text{ N m}^{-2}$  aus Richtung  $245^\circ$  eine noch stärkere Eisdickenzunahme entlang der Küste. Die Ozeanströmung aus Osten verursacht eine mittlere Meeresspiegelerhöhung mit positivem Gradienten in Richtung Grönland. Die daraus resultierende Hangabtriebskraft von fast  $0.01 \text{ N m}^{-2}$  aus  $305^\circ$  lässt sich in der vergrößerten Darstellung für diese Gitterzelle ablesen.

3. Abbildung 4.7 c (ca.  $87^\circ \text{ N}$ ,  $18^\circ \text{ O}$ ): In der zentralen Arktis sind die mittleren Kräfte, die auf das Eis wirken, deutlich schwächer, da im Mittel der Wind schwächer ist und keine klare Vorzugsrichtung wie in der Framstraße (dominierender Nordwind) besitzt. Da der Eisbedeckungsgrad sehr hoch ist (95 bis 100 %), haben die internen Kräfte mit  $0.02 \text{ N m}^{-2}$  den größten Betrag. Die mittlere Eisdriftgeschwindigkeit beträgt nur  $3 \text{ cm s}^{-1}$ .
4. Abbildung 4.7 d (ca.  $79^\circ \text{ N}$ ,  $2^\circ \text{ W}$ ): Nahe am Eisrand, wo das Meereis dünn ist (hier im Mittel  $h < 50 \text{ cm}$ ) und der Eisbedeckungsgrad gering ist, herrscht fast freie Eisdrift. Die Windschubspannung ( $0.07 \text{ N m}^{-2}$  aus  $0^\circ$ ) wird durch die Schubspannung des Ozeans ( $0.07 \text{ N m}^{-2}$  aus  $180^\circ$ ) nahezu balanciert. Die übrigen Kräfte sind gering, die resultierende mittlere Eisdrift recht hoch ( $13 \text{ cm s}^{-1}$  aus  $25^\circ$ ) und nur um  $25^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn zum Wind gedreht.

### 4.2.2 Vergleich mit stündlichen Eisdriftbojendaten

Die Daten der 14 Eisdriftbojen im April 1999 und der 12 Eisdriftbojen im März 2002 ermöglichen eine Verifikation der simulierten Eisdrift. Es gibt verschiedene Vergleichsmethoden. Hierzu zählen (a) die Bestimmung der Endpunktverschiebung von gemessenen und simulierten Trajektorien, (b) die Bestimmung des Positionsunterschiedes in Abhängigkeit vom Mittelungsintervall, (c) der Vergleich von Geschwindigkeitsbetrag sowie Richtung und (d) Geschwindigkeitsdiagramme sowie Standardabweichungen (Harder und Fischer, 1999; Kreyscher et al., 2000; Lemke et al., 1997). Hier wird folgendermaßen verfahren: Für den Vergleich werden die Bojenmesswerte auf stündliche Werte interpoliert (Hoeber, 2000a) und anschließend mit einem gleitenden Mittel über 13 Stunden geglättet, um den Einfluss der in der Simulation nicht berücksichtigten Trägheitsschwingung und Gezeiten zu entfernen. Zu jeder Stunde wird nun die zur Bojenposition zugehörige Modellgitterzelle herangezogen. Die simulierten und beobachteten Zeitreihen der Driftgeschwindigkeit und der Driftrichtung für alle Bojen zeigen die Abbildungen 4.8 und 4.9. Die Trajektorien der einzelnen Driftbojen wurden bereits in Abbildung 3.2 vorgestellt.

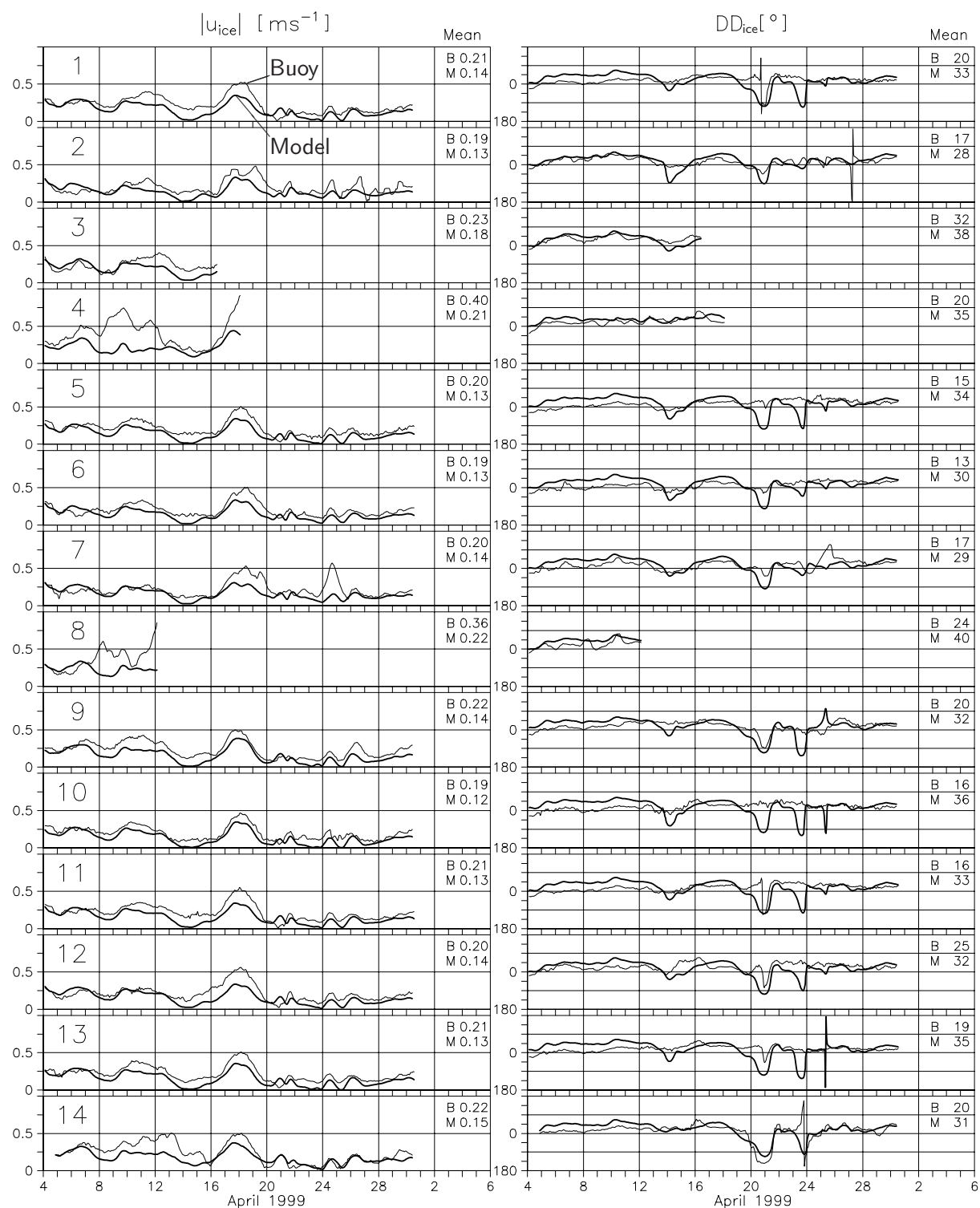


Abbildung 4.8: Betrag  $|u_{ice}|$  [ $\text{ms}^{-1}$ ] und Richtung  $DD_{ice}$  [ $^{\circ}$ ] der Eisdrift in der Beobachtung  $B$  (dünn) und im Referenzexperiment  $M$  (fett) während FRAMZY 1999. Den Zeitreihen der 14 Eisbojen wird die modellierte Eisdrift der jeweils räumlich nächsten Gitterzelle des Referenzexperimentes gegenüber gestellt. Die Geschwindigkeitskomponenten sind mit einem gleitenden Mittel über 13 Stunden geglättet. Die Mittelwerte über jede Zeitreihe (Komponentenmittelung) jeweils am rechten Rand angegeben.

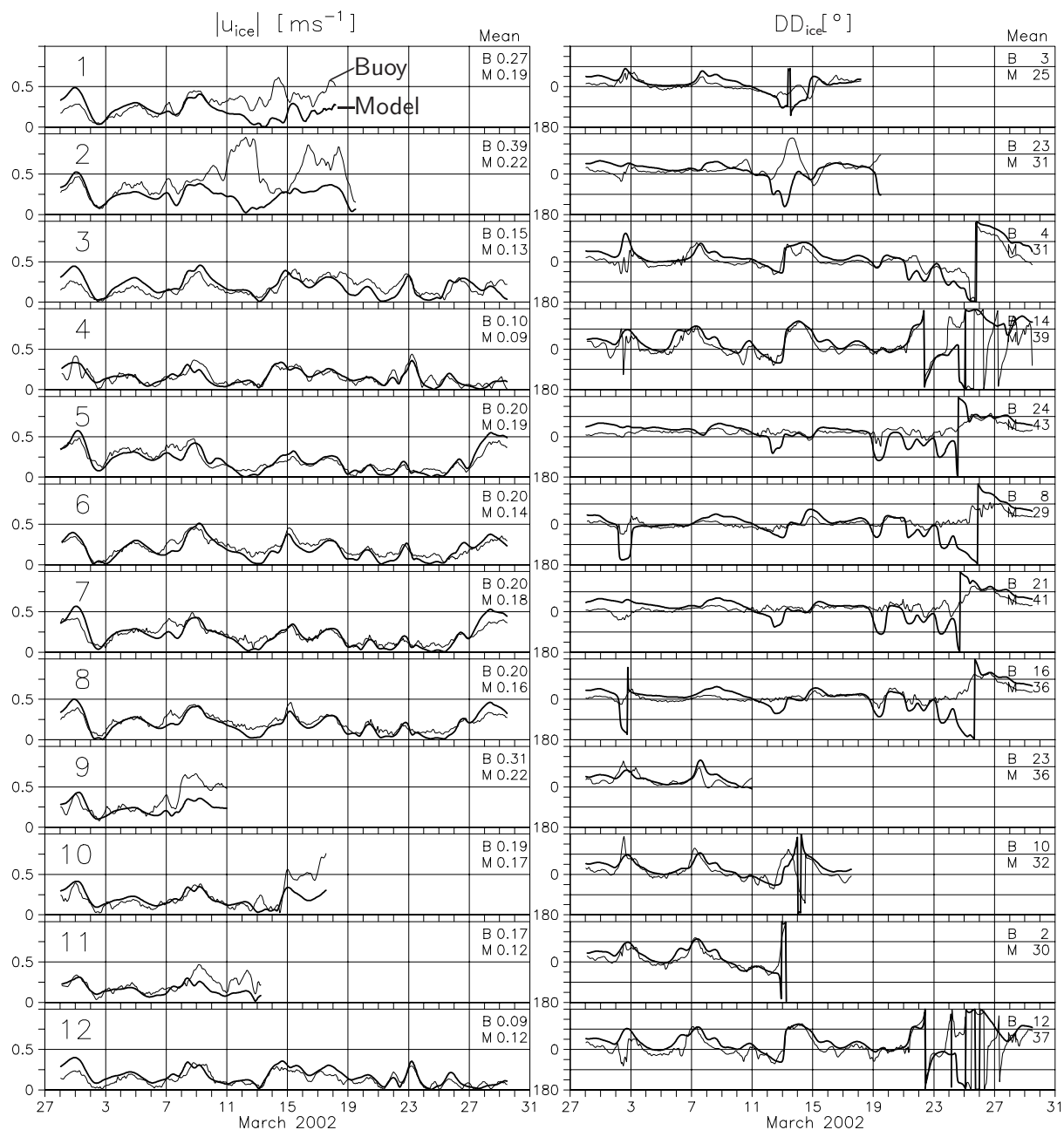


Abbildung 4.9: Wie Abbildung 4.8, aber für die 12 Eisbojen von FRAMZY 2002.

Der visuelle Vergleich zeigt eine zufrieden stellende Übereinstimmung der zeitlichen Variabilität zwischen simulierter und beobachteter Eisdrift im synoptisch-skaligen Bereich (Tage). Diese Übereinstimmung lässt den Schluss zu, dass das Eismodell für die Untersuchung der Fragestellung dieser Arbeit, welchen Einfluss Zyklonen auf das Meereis ausüben, geeignet ist. Es fällt allerdings auf, dass einige Extremwerte nicht erfasst werden, wie z.B. die hohen Driftgeschwindigkeiten, die alle Bojen während der Framstraßenzyklone am 18. April 1999 zeigen, oder die Geschwindigkeit von fast  $100 \text{ cm s}^{-1}$ , mit der Boje 2 zu Beginn der Zyklonenfamilie am 12./13. März 2002 driftet. Diese Diskrepanzen können teilweise durch die geringe räumliche Auflösung ( $0.5^{\circ}$ ) der EZMW-Analysen in Bezug auf die kleinräumigen Windfelder der lokalen Zyklonen

erklärt werden. Ferner bestätigen sie, dass die Framstraßenzyklonen in der Analyse nicht in voller Stärke und richtiger räumlicher Lage erfasst worden sind. Desweiteren zeigt sich, dass die beobachtete Eisdrift fast nie zum Erliegen kommt, die simulierte hingegen häufiger gegen Null tendiert. Das ist ein Indiz dafür, dass der reale Ozean eine Grundeisdrift aufrecht erhält, also der von Wind und Eisdrift unabhängige Anteil der Ozeanströmung im MPI-OM nicht realitätsnah simuliert wird.

Ein Vergleich der Mittelwerte zeigt, dass die Referenzexperimente im Vergleich zu fast allen Bojen die Eisdriftgeschwindigkeit unterschätzen – besonders im April 1999. Zusätzlich besteht ein systematischer Richtungsfehler von  $10^\circ$  bis  $15^\circ$ . In der Simulation driftet das Meereis zu stark auf Grönland zu. Eine detaillierte Untersuchung der möglichen Ursachen wird in den Sensitivitätsexperimenten in Kapitel 5 durchgeführt. Im Folgenden werden die Einzelwerte der Geschwindigkeiten untersucht. Der Vergleich zwischen Beobachtung und Modellexperiment der für beide Monate jeweils rund 7000 Wertepaare (Abbildung 4.10) bestätigt den Eindruck der Zeitreihen: eine generelle Unterschätzung der Driftgeschwindigkeit und ein Fehlen der Extremwerte in beiden Referenzexperimenten. Die simulierten Mittelwerte liegen mit  $15.9$  bzw.  $18.7 \text{ cm s}^{-1}$  um  $34$  bzw.  $24\%$  unter den beobachteten Driftgeschwindigkeiten (Tabelle 4.2).

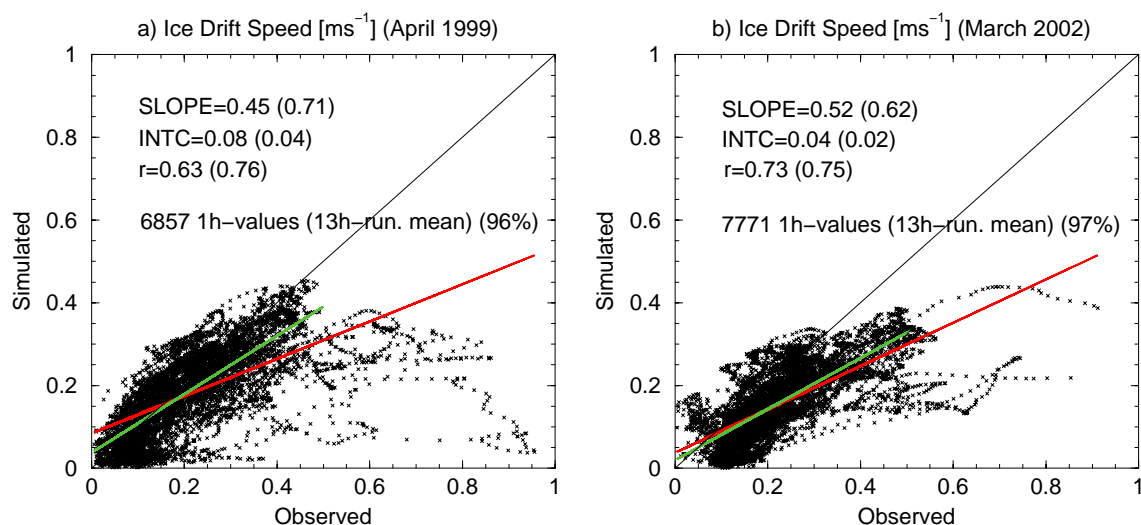


Abbildung 4.10: Vergleich zwischen beobachteter und simulierter Eisdriftgeschwindigkeit [ $\text{ms}^{-1}$ ] im April 1999 und März 2002. Die rote Regressionsgerade bezieht sich auf alle Daten, die grüne auf die Wertepaare mit einer Geschwindigkeit von weniger als  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ . Die in Klammern genannten Parameter beziehen sich auf diesen reduzierten Datensatz.

Die höchste modellierte Driftgeschwindigkeit, zu der ein Bojenmesswert vorliegt, ist kleiner als  $50 \text{ cm s}^{-1}$ . Der Korrelationskoeffizient bezogen auf alle Werte beträgt für den April 1999  $r = 0.63$  und für den März 2002  $r = 0.73$ . Sortiert man alle Fälle mit beobachteten Driftgeschwindigkeiten über  $50 \text{ cm s}^{-1}$  aus (3 bis 4% aller Fälle), steigt der Korrelationskoeffizient auf  $r = 0.76$  bzw.  $r = 0.75$ . Die gemessenen Komponenten der Eisdriftgeschwindigkeit haben eine Genauigkeit von  $6 \text{ cm s}^{-1}$  (Hoeber, 2000a), so dass unter Berücksichtigung eines Toleranzbereiches von  $6 \text{ cm s}^{-1}$  in  $24.6\%$  der Fälle im April 1999 und in  $40.4\%$  im März 2002 Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtung vorliegt (Tabelle 4.2).

April 1999	Betrag der Eisdrift	März 2002	Betrag der Eisdrift
Eisbojen	24.2 cm s <sup>-1</sup>	Eisbojen	24.5 cm s <sup>-1</sup>
Modell	15.9 cm s <sup>-1</sup>	Modell	18.7 cm s <sup>-1</sup>
Trefferquote	24.6 %	Trefferquote	40.4 %

Tabelle 4.2: Simulierter und beobachteter Betrag der Eisdriftgeschwindigkeit [cm s<sup>-1</sup>] in der Framstraße im April 1999 (links) und März 2002 (rechts). Die Trefferquoten [%] geben den Anteil der Gitterzellen an, in denen Modell und Beobachtung auf stündlicher Basis übereinstimmen, d. h. die Differenz beider Geschwindigkeitskomponenten kleiner als 6 cm s<sup>-1</sup> ist. Es sind nur Gitterzellen und Zeitpunkte berücksichtigt worden, in bzw. zu denen Eisbojenmessungen stattfanden (für beide Monate jeweils ca. 7000 Fälle).

Durchgeführte Lag-Korrelationen zwischen dem Wind aus den EZMW-Analysen und der simulierten sowie der beobachteten Eisdrift zeigen, dass das Meereis fast unmittelbar (mit 1 bis 2 Stunden Verzögerung) auf Änderungen des Windes reagiert. Diesbezüglich stimmen Beobachtung und Simulation nahezu überein.

### 4.2.3 Divergenz und Scherdeformation

Divergenz und Scherdeformation sind die beiden dynamischen Größen der Eisdrift, die den Eisbedeckungsgrad verändern (Geiger et al., 1998) (Gleichung 2.19). Sie werden folgendermaßen berechnet:

$$\text{Divergenz} = \frac{\partial u_{ice}}{\partial x} + \frac{\partial v_{ice}}{\partial y}, \quad (4.1)$$

$$\text{Scherdeformation} = \sqrt{\left(\frac{\partial u_{ice}}{\partial x} - \frac{\partial v_{ice}}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial u_{ice}}{\partial y} + \frac{\partial v_{ice}}{\partial x}\right)^2}. \quad (4.2)$$

Diese beiden Größen sind von entscheidender Bedeutung für die Bestimmung des Einflusses von Zyklonen auf die Eisdrift. Die Bestimmung dieser beiden Größen aus den Eisbojenmessungen, das bedeutet aus Punktmessungen, ist problematisch. Brümmer et al. (2003) wählen fünf Eisbojen aus, von denen vier möglichst ein Quadrat aufspannen und die fünfte in dessen Mitte liegt. Unter Annahme linearer Geschwindigkeitsgradienten bestimmen sie für dieses Gebiet jeweils einen Divergenz- und einen Scherdeformationswert der Eisdrift. Die Güte des Verfahrens hängt von der räumlichen Anordnung der verwendeten Eisbojen ab. Um erstens alle Eisbojen zu berücksichtigen und zweitens eine räumliche Verteilung der Divergenz und der Scherdeformation der Eisdrift zu erhalten, wird hier folgendermaßen verfahren. Mithilfe eines Analyseverfahrens nach Cressman (1959) werden zu jeder Stunde die Driftgeschwindigkeiten aller Bojen auf das Eismodellgitter transformiert. Auf diesem Gitter werden die räumlichen Ableitungen berechnet, also für jede Gitterzelle die Divergenz und die Scherdeformation der Eisdrift bestimmt. Zwei Beispiele, der Trog am 7. März 2002 (Abbildung 4.11 a) und das letzte Tief der Zyklonenfamilie am 14. März 2002 (Abbildung 4.11 c), zeigen, wie die Bojen verteilt sind (schwarze Kreise), für welche Gitterzellen die Divergenz berechnet wird und wie sich die räumliche Verteilung der Divergenz darstellt. Obwohl die Modelldaten bereits auf dem Gitter vorliegen, werden nur die Modellwerte an den Bojenpositionen verwendet, damit der Vergleich der Divergenz und der Scherdeformation zwischen

Modell und Beobachtung nicht durch das Interpolationsverfahren beeinträchtigt wird. Die simulierte Eisdrift an den Bojenpositionen wird also ebenfalls nach Cressman (1959) auf das Modellgitter transformiert. Von diesem neu erzeugten Driftfeld werden Divergenz und Scherdeformation berechnet. Die Unterschiede zwischen den originalen und interpolierten simulierten Driftfeldern liegen im allgemeinen unter 10%. Die simulierten Divergenzverteilungen für die beiden Beispiele zeigen die Abbildungen 4.11 b und 4.11 d.

Im nördlichen Bereich des Troges, der sich am 7. März gegen 13 UTC von Süden ausgehend bis nach  $81^\circ \text{N}$  und  $0^\circ \text{W}$  erstreckt, zeigt die Beobachtung eine starke Konvergenz der Eisdrift mit maximalen Beträgen von mehr als  $3 \cdot 10^{-6} \text{s}^{-1}$ . Südlich von  $80^\circ \text{N}$  und nördlich von etwa  $81.5^\circ \text{N}$  wird eine Divergenz der Eisdrift von entsprechender Größe gemessen. Die Simulation zeigt den Übergang zwischen Divergenz und Konvergenz ebenfalls bei  $80^\circ \text{N}$ , jedoch konvergentes oder nahezu divergenzfreies Driftverhalten im nördlichen Teil. Außerdem sind die Beträge von Konvergenz und Divergenz in der Simulation deutlich geringer. Entsprechendes gilt für das Beispiel vom 14. März.

Für den Zeitraum vom 1. bis zum 21. März 2002 werden die räumlichen Verteilungen der Divergenz und der Scherdeformation stündlich bestimmt. Durch Mittelung über alle 504 Felder (24 Termine pro Tag bei 21 Tagen) werden die Abbildungen 4.12 a bis 4.12 d erzeugt. Hierbei geht es nicht um die räumliche Verteilung, denn jeder Mittelwert setzt sich aufgrund der Drift der Eisbojen aus einer unterschiedlichen Anzahl von Terminen zusammen, sondern um den Vergleich zwischen Beobachtung und Modell. Der Eindruck, den die beiden Beispiele in Abbildung 4.11 vermittelt haben, nämlich, dass der Betrag der Divergenz bzw. Konvergenz deutlich unterschätzt wird, wird auch im Mittel bestätigt und gilt gleichermaßen für die Scherdeformation.

Der zeitliche Verlauf der mittleren Divergenz der beobachteten (Bojen) und simulierten Eisdrift, der Ozeanströmung sowie des Windes ist in der Abbildung 4.13 a dargestellt. Alle vier Zeitreihen zeigen im Mittel positive Werte, d. h. Divergenz dominiert gegenüber Konvergenz. Die beobachtete Eisdrift zeigt die stärkste Divergenz am 11./12. März und bei Durchzug der letzten Zyklone der Zyklonenfamilie vom 13./14. März. Zu diesem Termin tritt ein Divergenzmaximum bei der simulierten Eisdrift und der Ozeanströmung auf. Der atmosphärische Wind zeigt durchgängig Divergenz mit Ausnahme während der Troglage am 7. März und während des Durchzuges der Zyklonenfamilie am 13./14. März. Während dieser Zeiten zeigt das Windfeld erwartungsgemäß ein stark konvergentes Verhalten. Man beachte bei der Interpretation der Zeitreihen, dass das Gebiet, über das gemittelt wird, sich im Laufe der Zeit aufgrund der Bojendrift verlagert und verformt. Zu jedem Zeitpunkt beruhen alle Mittelwerte aus Beobachtung und Modell jedoch auf dem gleichen Gebiet. Die beobachtete Divergenz der Eisdrift weist eine höhere Variabilität und stärkere Amplituden als die simulierte auf. Der Zusammenhang zwischen Beobachtung und Modell ist schwach, wie der in Tabelle 4.3 links aufgeführte Korrelationskoeffizient  $r = 0.11$  belegt.

Wie der visuelle Eindruck vermittelt, sind die Divergenz der simulierten Eisdrift und die Divergenz der Ozeanströmung am stärksten korreliert ( $r = 0.48$ ). Im Gegensatz



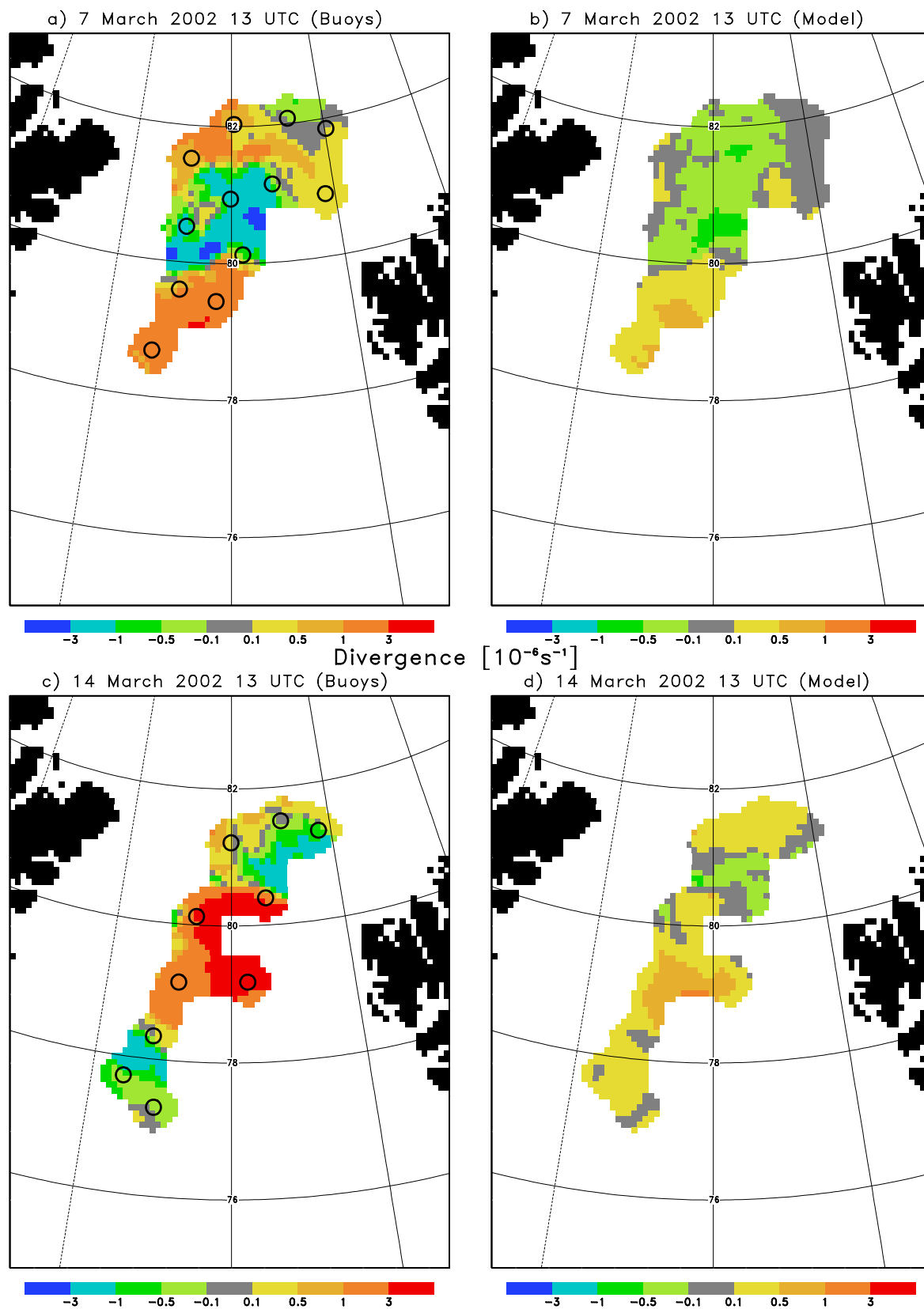


Abbildung 4.11: Zwei Beispiele für die beobachtete (a+c) und modellierte (b+d) Divergenz der Meer-eisdrift [ $10^{-6} \text{s}^{-1}$ ]: Die Troglage am 7. März 2002 (oben) und das Tief am 13. März 2002 (unten). Die Kreise kennzeichnen die Position der Eisdriftbojen.

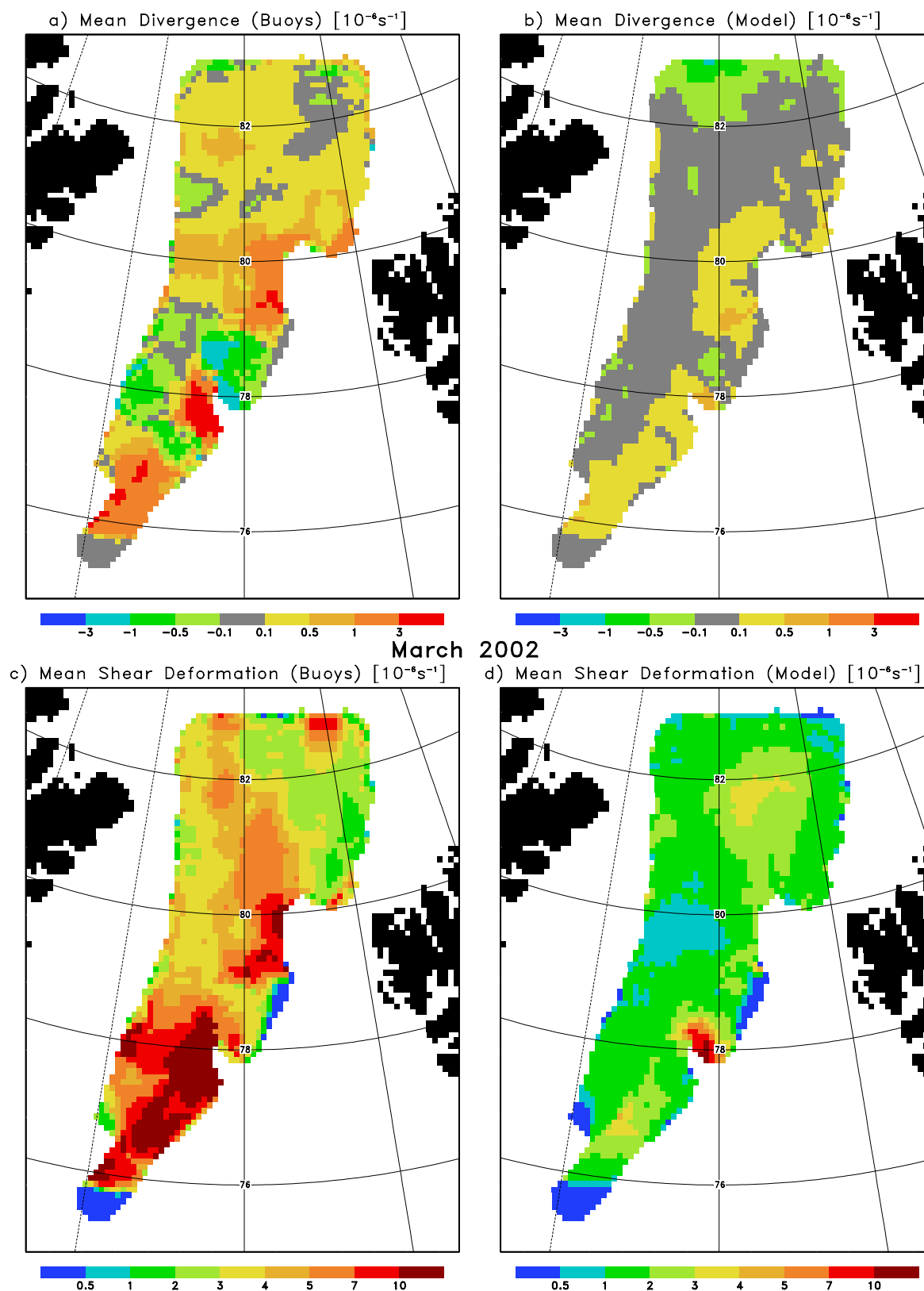


Abbildung 4.12: Beobachtete (a+c) und modellierte (b+d) mittlere Divergenz und Scherdeformation [ $10^{-6}\text{s}^{-1}$ ] der Eisdrift im März 2002. Für jede Gitterzelle ist über die Zeiten gemittelt worden, in denen Bojenmessungen vorliegen, wodurch die Anzahl der Werte pro Gitterzelle innerhalb einer Abbildung zwar variiert, aber ein unmittelbarer Vergleich zwischen Messung und Beobachtung möglich ist.

Divergenz					Scherdeformation				
	Boje	Modell	Ozean	Wind		Boje	Modell	Ozean	Wind
Boje	X	0.11	–	–	Boje	X	–	–	–
Modell		X	0.48	–0.19	Modell		X	0.75	0.33
Ozean			X	–0.31	Ozean			X	–
Wind				X	Wind				X

Tabelle 4.3: Die Korrelationskoeffizienten zwischen den in Abbildung 4.13 dargestellten Zeitreihen der Divergenz (linke Hälfte) und der Scherdeformation (rechte Hälfte) der beobachteten Eisdrift (Boje), der simulierten Eisdrift (Modell), der MPI-OM-Ozeanströmung (Ozean) und des EZMW-Windes (Wind). Diese Zeitreihen bestehen alle aus 504 stündlichen Werten für den Zeitraum vom 1. bis 21. März 2002, die jeweils das räumliche Mittel über das Bojengebiet darstellen. Es sind nur Korrelationen angegeben, die auf einem 1%-Niveau signifikant sind.

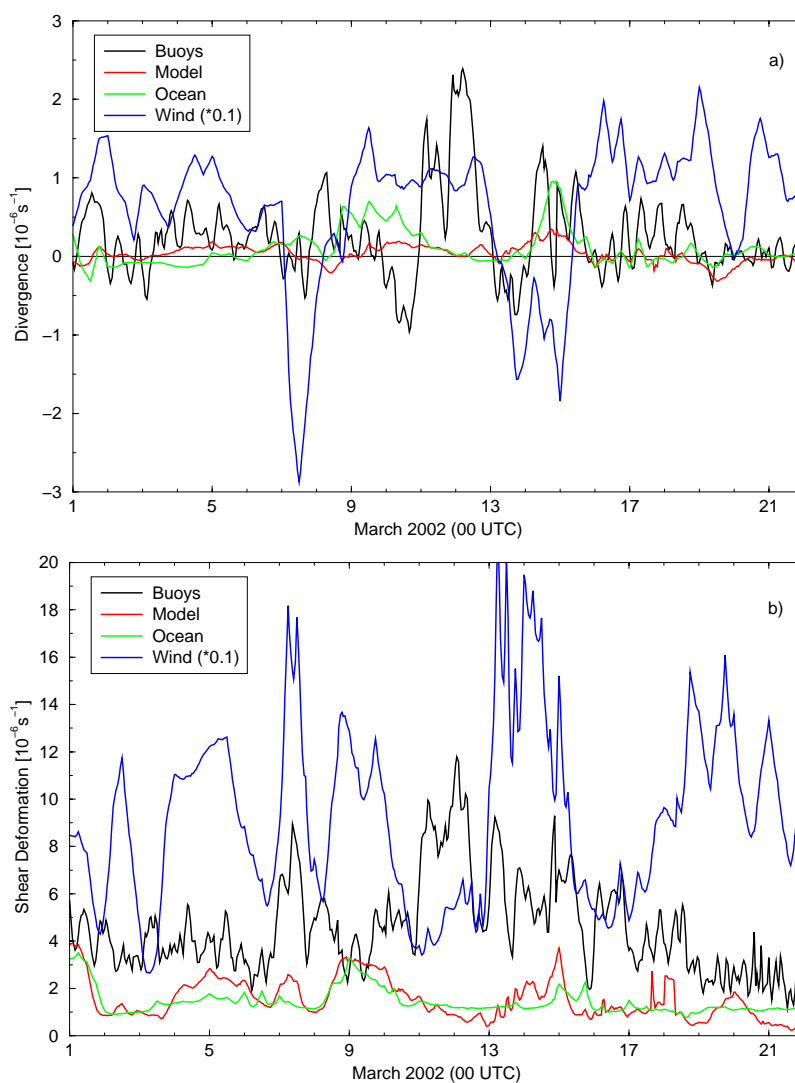


Abbildung 4.13: Zeitreihen der beobachteten und modellierten Divergenz (a) und Scherdeformation (b)  $[10^{-6} \text{ s}^{-1}]$  der Eisdrift für das Bojenarray im März 2002 in der Framstraße. Zum Vergleich ist die Divergenz bzw. die Scherdeformation der Ozeanströmung (MPI-OM) und des Windes (EZMW)  $[10^{-5} \text{ s}^{-1}]$  hinzugefügt.

zum Divergenzvergleich bzgl. des gesamten Modellgebietes (Abbildung 4.6) besteht für das Eisbojengebiet eine negative Korrelation zwischen der Divergenz des Windes und der Ozeanströmung ( $r = -0.31$ ), die im Wesentlichen durch die Zyklonenergebnisse verursacht wird. Im Kern eines Tiefs ist der Wind konvergent, der radial nach außen strömende Ozean hingegen divergent. Da bzgl. der Divergenz der Eisdrift der Ozean dominanter ist als der Wind, ergibt sich ebenfalls eine negative Korrelation zwischen der Divergenz der simulierten Eisdrift und der des Windes ( $r = -0.19$ ). Die Divergenz der beobachteten Eisdrift zeigt keine signifikante Korrelation (1%-Niveau) mit der Divergenz des Windes und der der Ozeanströmung.

Die simulierte Scherdeformation des Meereises (Abbildung 4.13 b und Tabelle 4.3 rechts) ist eng mit der der Ozeanströmung verknüpft ( $r = 0.75$ ), jedoch nur schwach mit der des Windes ( $r = 0.33$ ). Die Scherdeformation der beobachteten Eisdrift ist wie die Divergenz größer als die der simulierten Eisdrift. Es lässt sich weder eine signifikante Korrelation (1 %-Signifikanzniveau) zwischen Beobachtung und Modell noch zwischen Beobachtung und Antriebsdaten (Wind und Ozeanströmung) feststellen. Geiger et al. (1998) haben gezeigt, dass die viskos-plastische Rheologie, die in diesem Modell verwendet wird, das Driftverhalten des Meereises besser charakterisiert als andere bisher verwendete Rheologien. Sie stellen jedoch auch fest, dass die Deformation des Meereises unzureichend erfasst wird.

Insgesamt legen die hier gezeigten Ergebnisse nahe, dass der Ozean einen großen Einfluss auf die Meereisdrift hat. Die Ergebnisse weisen ferner darauf hin, dass die Ozeanströmung aus der MPI-OM-Simulation in der Framstraße nicht realitätsnah ist bzw. für die Drift des Meereises wichtige Effekte nicht erfasst werden. Zweifel bestehen auch bzgl. der mittleren Ozeanströmung in den MPI-OM-Simulationen. Der Drehwinkel von  $60^\circ$  zwischen Ozeanströmung und Eisdrift scheint zu groß zu sein. Messungen von Widell et al. (2003) zeigen, dass die Ozeanströmung in ca. 30 m Tiefe in der Framstraße nahezu parallel zur Eisdrift verläuft. Es zeigt sich als Vorteil dieser ungekoppelten Meereissimulationen, den Einfluss von Atmosphäre und Ozean unabhängig voneinander analysieren zu können.

## 4.3 Thermodynamik

### 4.3.1 Simulierte Monatsmittel

Die Meereisdicke ändert sich durch Advektion und durch lokale thermodynamische Prozesse, nämlich Gefrieren und Schmelzen. Die mittlere simulierte Gefriertrate ist sowohl im April 1999 als auch im März 2002 (Abbildungen 4.14 a und 4.15 a) größtenteils positiv. Im April 1999 wächst die Eisdicke im räumlichen Mittel um 0.6 cm pro Tag und im März 2002 um 1 cm pro Tag. Am gesamten Eisrand wird jedoch Eis geschmolzen, wobei die Gefrierraten negative Werte (Schmelzen) von mehr als  $-3$  cm pro Tag erreichen. Die kleinsten und zum Teil auch negativen Gefrierraten treten außerdem unmittelbar an der Küste Grönlands auf. Wodurch kommen die unterschiedlichen Gefrierraten zustande? Hierzu betrachtet man die mittlere Temperaturdifferenz zwischen Oberfläche und Atmosphäre,  $T_{sfc} - T_a$  (Abbildungen 4.14 b und 4.15 b), sowie die Verteilungen

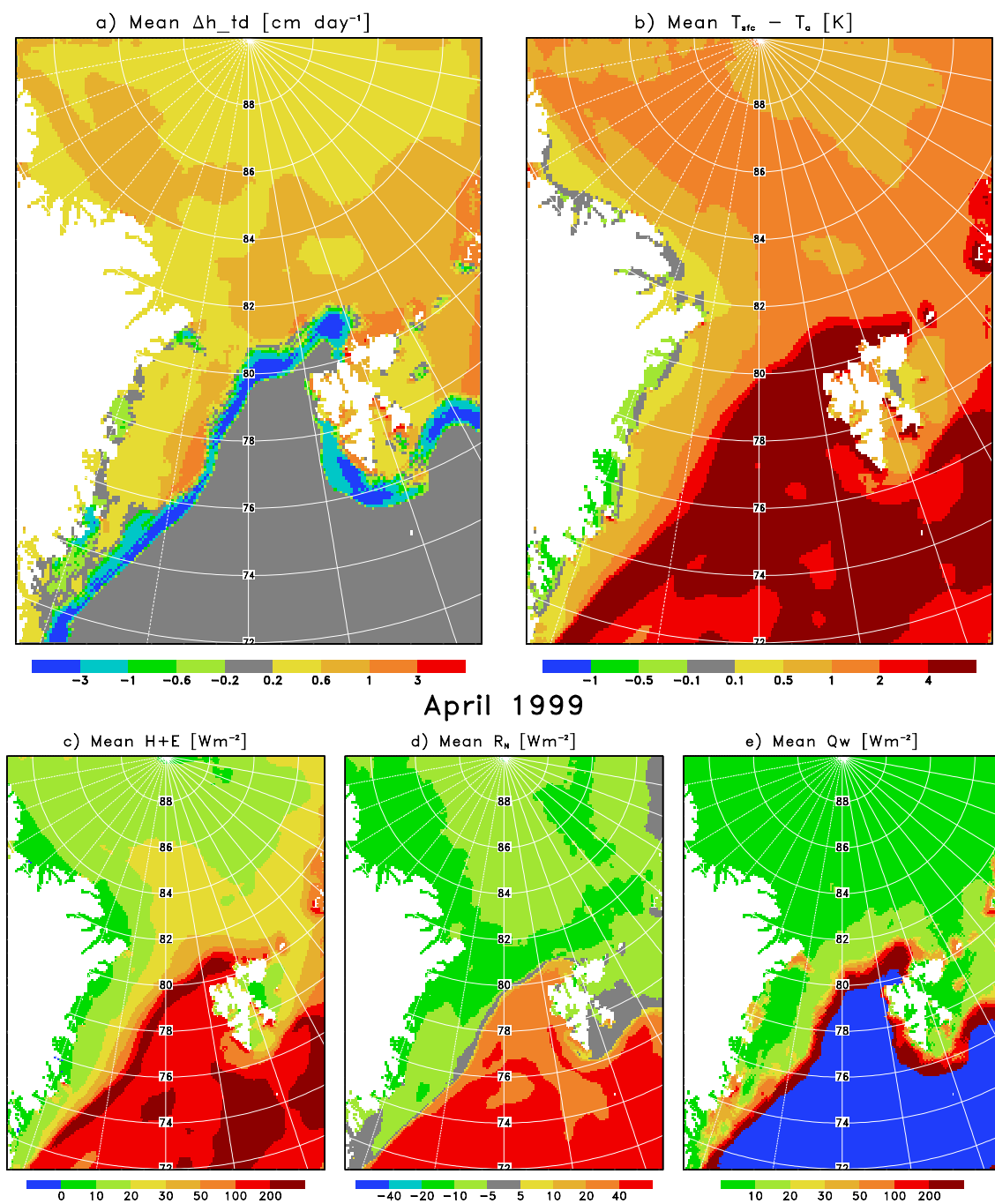


Abbildung 4.14: Mittlere Gefrierrate  $\Delta h_{td}$  [cm d<sup>-1</sup>] (a), mittlere Differenz zwischen Oberflächen- und 2 m-Lufttemperatur  $T_{sfc} - T_a$  [K] (b), mittlerer turbulenter atmosphärischer Gesamtwärmefluss  $H + E$  [W m<sup>-2</sup>] (positiv bedeutet nach oben gerichtet) (c), mittlere Strahlungsbilanz  $R_N = S^\downarrow + L^\downarrow - S^\uparrow - L^\uparrow$  [W m<sup>-2</sup>] (positiv bedeutet Gewinn für Meereis bzw. Ozean) (d) und mittlerer turbulenter ozeanischer Wärmefluss  $Q_w$  [W m<sup>-2</sup>] (positiv bedeutet nach oben gerichtet) (e) im April 1999. Das blau unterlegte Gebiet in Abbildung e kennzeichnet eisfreie Zonen.

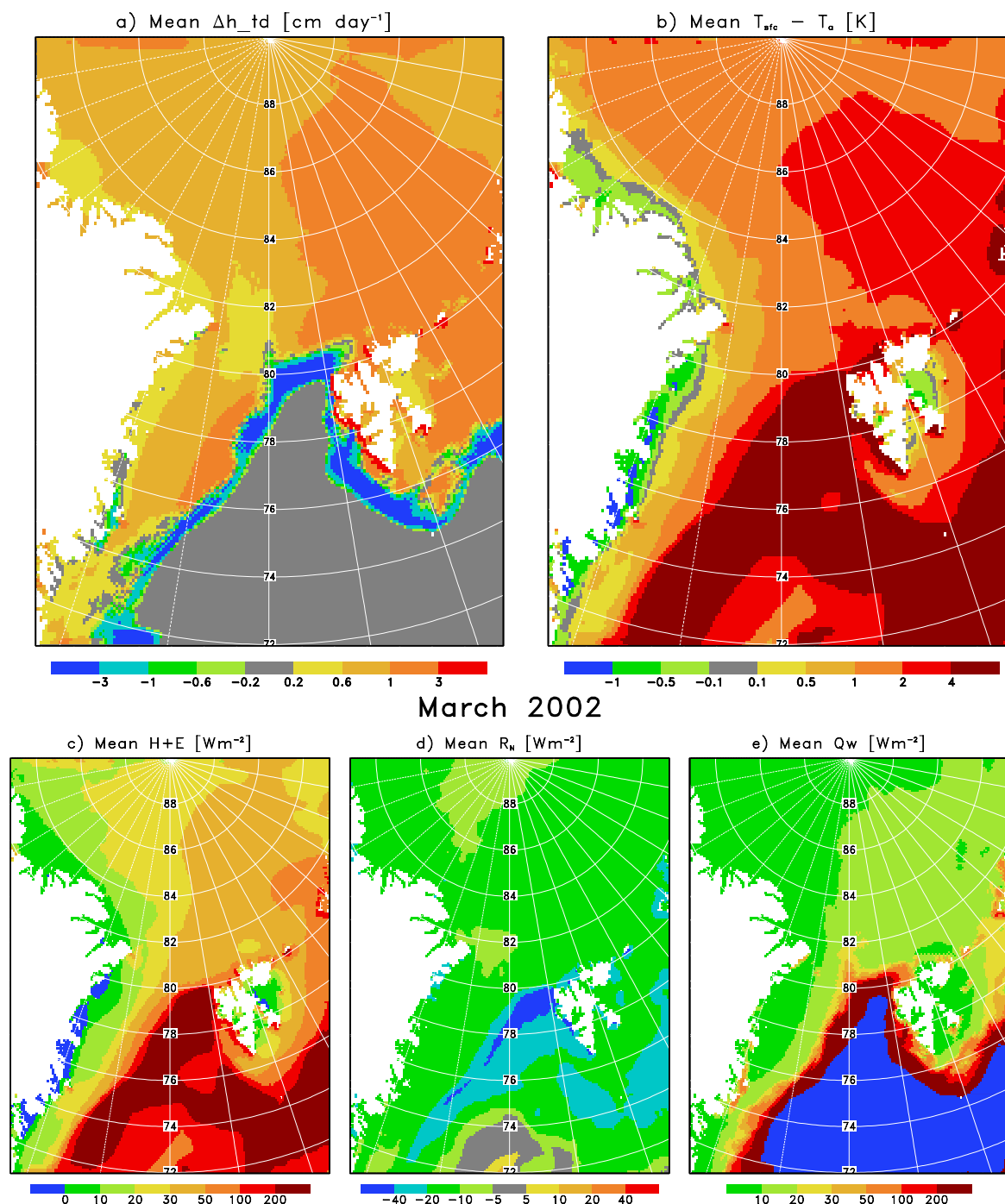


Abbildung 4.15: Wie Abbildung 4.14, aber für März 2002.

der drei Größen, die für den Wärmehaushalt des Meereises verantwortlich sind, den atmosphärischen Gesamtwärmefluss ( $H + E$ , Abbildungen 4.14c und 4.15c), die Strahlungsbilanz ( $R_N = S^\downarrow + L^\downarrow - S^\uparrow - L^\uparrow$ , Abbildungen 4.14d und 4.15d) und den turbulenten ozeanischen Wärmefluss unter Eis ( $Q_w$ , Abbildungen 4.14e und 4.15e).

In beiden Monaten ist die Verteilung der mittleren vertikalen Temperaturdifferenz (Abbildungen 4.14b und 4.15b) und der Eisdicke (Abbildungen 4.1b und 4.2b) sehr

ähnlich. Je dünner das Meereis, desto wärmer ist seine Oberfläche im Vergleich zur Atmosphäre. Im Mittel ist die bodennahe Luftschicht labil geschichtet. Lediglich über dem sehr dicken Eis entlang der Küste Grönlands und östlich von Spitzbergen ist die bodennahe atmosphärische Schichtung im Mittel stabil oder neutral, wobei im zeitlichen Mittel die Oberfläche maximal 1 K kälter als die Atmosphäre ist. Über dem eisfreien Meer ist die Oberfläche, also das Wasser, im Mittel um mehr als 4 K wärmer als die Luft.

Der mittlere turbulente Gesamtwärmeffluss (Abbildungen 4.14c und 4.15c) ist mit Ausnahme einiger küstennaher Gitterzellen immer aufwärts gerichtet. Er entzieht also der Oberfläche Wärme und bewirkt somit ohne Berücksichtigung der anderen Beiträge zur Wärmebilanz des Eises eine Zunahme der Eisdicke. Über den meisten Eisgebieten variiert der mittlere Gesamtwärmeffluss zwischen 10 und 30  $\text{W m}^{-2}$  im April 1999 und zwischen 10 und 50  $\text{W m}^{-2}$  im März 2002. Ein Wärmeverlust von etwa 35  $\text{W m}^{-2}$  bewirkt eine Eisdickenzunahme von 1 cm pro Tag. In der Eisrandzone und über dem offenen Wasser erreichen die Flussmittelwerte mehr als 200  $\text{W m}^{-2}$ .

Die mittlere Strahlungsbilanz über Eisgebieten ist in beiden Monaten negativ (Abbildungen 4.14d und 4.15d), wobei der Wärmeverlust meist zwischen 5 und 15  $\text{W m}^{-2}$  liegt (mit den höheren Werten im März 2002). Über dem eisfreien Ozean unterscheiden sich die beiden Monate deutlich. Aufgrund des höheren Sonnenstandes ist die Strahlungsbilanz über dem eisfreien Ozean im April 1999 positiv (bis über 40  $\text{W m}^{-2}$ ). Im März 2002 dagegen verliert der Ozean unmittelbar am Eisrand im Mittel mehr als 40  $\text{W m}^{-2}$  und erst bei 72° N ist die Strahlungsbilanz ungefähr ausgeglichen.

Der turbulente ozeanische Wärmefluss (Abbildungen 4.14e und 4.15e) stellt stets eine Wärmequelle für das Meereis dar, da die Wassertemperatur nie unterhalb des Gefrierpunktes liegt. Unter den Eisgebieten werden größtenteils Mittelwerte von 2 bis 20  $\text{W m}^{-2}$  erreicht und damit ungefähr der Verlust durch die Strahlungsbilanz ausgeglichen. In der Eisrandzone kommt dem ozeanischen Wärmefluss eine entscheidende Bedeutung zu. Hier liegen die Mittelwerte zum Teil deutlich über 200  $\text{W m}^{-2}$ . Die Wärmezufuhr durch den Ozean ist entscheidend für die Lage des Eisrandes in der Framstraße (vgl. Abschnitt 2.3.2).

### 4.3.2 Vergleich mit Beobachtungen

Bei allen beschriebenen thermodynamischen Größen handelt es sich um Modellergebnisse. Um zu untersuchen, wie realitätsnah die thermodynamischen Prozesse im Meereismodell bestimmt werden, wird die simulierte Oberflächentemperatur mit Bojenmessungen verglichen. Wie in Abschnitt 3.1 erwähnt, hat eine spezielle Eisboje vom 8. bis 15. März 2002 die Lufttemperatur (in 0.6 m Höhe) und die Oberflächentemperatur auf einer großen Eisscholle in der Framstraße gemessen. Die Zeitreihen der gemessenen Temperaturen sowie der 2 m-Temperatur aus den EZMW-Analysen und der simulierten Oberflächentemperatur der jeweils nächstgelegenen Gitterzelle zeigt Abbildung 4.16.

Im Mittel ist die Lufttemperatur in den EZMW-Analysen um 1 K geringer als in den

Beobachtungen. Dieser Unterschied kommt durch die massive Unterschätzung der Warmluftzufuhr durch die Tiefs der Zyklonenfamilie zustande, die in der südlichen Framstraße am 12. und 13. März 2002 auftraten. Die gemessene Lufttemperatur steigt zweimal innerhalb von 6 Stunden um mehr als 10 K, so dass die analysierte EZMW-Temperatur kurzfristig um bis zu 10 K zu niedrig ist. Es ist bemerkenswert, welche starke Warmluftadvektion mit diesen lokal entstandenen, kleinskaligen und kurzlebigen Tiefs verbunden ist. Der Korrelationskoeffizient der 156 Wertepaare beträgt  $r = 0.62$ . Trotz der insgesamt nur bedingt realitätsnahen Lufttemperatur, die zum Antrieb des Meereismodells verwendet wird, stimmen die Oberflächentemperaturen gut überein ( $\Delta T = -0.2 \text{ K}$ ,  $r = 0.90$ ).

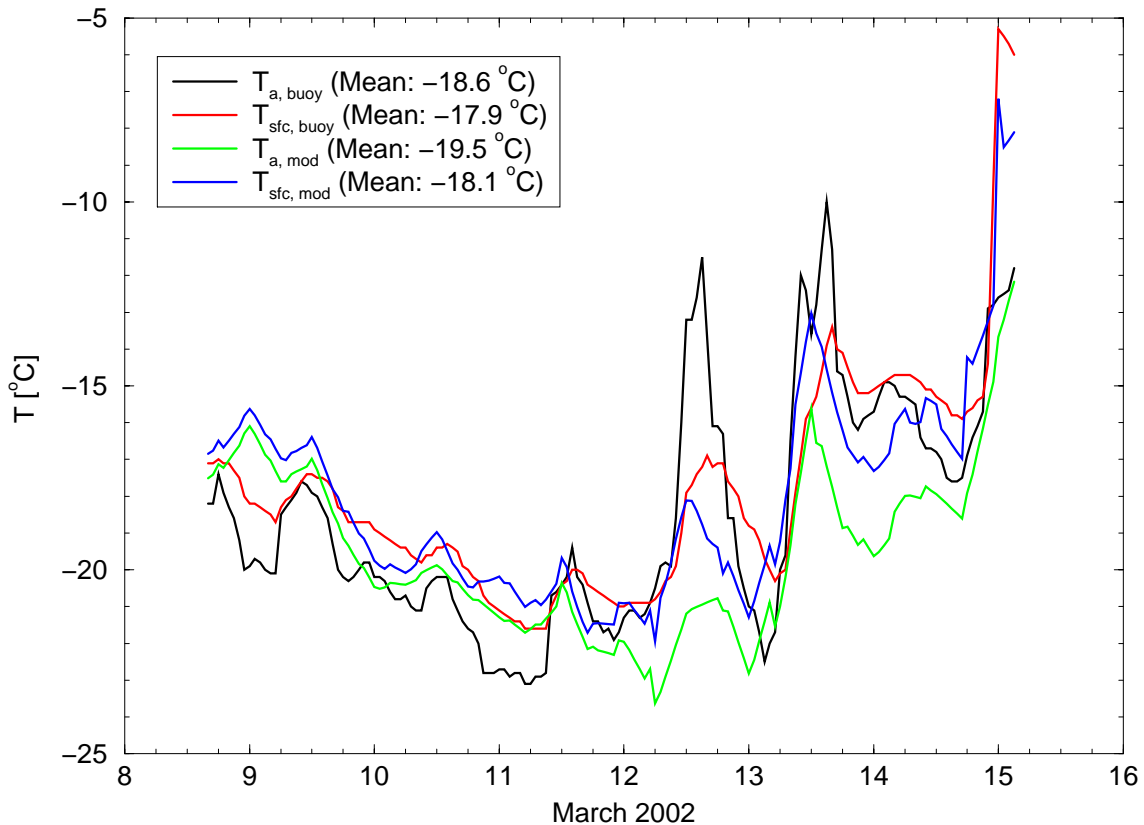


Abbildung 4.16: Zeitreihen der gemessenen und simulierten Luft- bzw. Oberflächentemperatur,  $T_{a,buoy}$ ,  $T_{sfc,buoy}$ ,  $T_{a,mod}$  und  $T_{sfc,mod}$  [ $^{\circ}\text{C}$ ]. Die Eisboje driftete nahe am Eisrand von  $79.9^{\circ}\text{N}/0.3^{\circ}\text{W}$  (8. März 2002 15 UTC) nach  $77.8^{\circ}\text{N}/1.7^{\circ}\text{W}$  (15. März 2002 03 UTC). Die Lufttemperaturen gelten für eine Höhe von 2 m (EZMW-Analysen) bzw. von 0.6 m (Boje).

Der Vergleich umfasst zu wenige Datenpunkte, um sich ein allgemeines Urteil über die Güte der Oberflächentemperatur zu bilden. Er ist aber ein Indiz dafür, dass die im Modell berechnete Wärmebilanz des Meereises zu realitätsnahen Oberflächentemperaturen führt und dass zeitlich und räumlich begrenzte Fehler der Lufttemperatur nicht zwingend große Abweichungen der Eisgrößen zur Folge haben. Grundsätzlich ist die Abhängigkeit einer Eismodellsimulation von ihren Antriebsdaten so groß, dass es häufig schwer zu



entscheiden ist, ob Unterschiede zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen durch Defizite des Modells oder durch Defizite der Antriebsdaten zustande kommen (Curry et al., 2002). Studien von Fischer und Lemke (1994) zeigen, dass ein systematischer Lufttemperaturfehler von 1 K den jährlichen mittleren Eisbedeckungsgrad und die jährliche mittlere Eisdicke um jeweils mehr als 10 % verändern würde.

## 4.4 Zusammenfassende Bewertung

Die Ergebnisse dieses Kapitels zeigen, welche Bedeutung die hohe Auflösung des Eismodells und der Küstenverlauf für die Eisdrift in der Framstraße haben. Im Referenzexperiment wird die synoptische Variabilität der Eisdrift und der Position des Eisrandes realitätsnah wiedergegeben. Hieraus folgt, dass die gewählte Konfiguration der Modellexperimente für die Untersuchung der Fragestellung dieser Arbeit, welchen Einfluss Zyklo- nen auf das Meereis ausüben, geeignet ist. Es treten jedoch auch Unterschiede zwischen Modell und Beobachtung auf. Im Referenzexperiment weist die Driftrichtung eine systematische Abweichung von  $8^\circ$  bzw.  $14^\circ$  auf, und die Divergenz sowie die Deformation der Eisdrift sind um eine Größenordnung geringer als in den Beobachtungen. Die gezeigten Ergebnisse legen nahe, dass die verwendete Ozeanströmung aus der MPI-OM-Simulation dafür hauptverantwortlich ist.

# Kapitel 5

## Sensitivitätsexperimente

Die Durchführung der Experimente mit einem ungekoppelten Meereismodell ermöglicht eine große Anzahl von Sensitivitätsstudien. Diese beinhalten Variationen des atmosphärischen Antriebs, des ozeanischen Antriebs, der Eis- und Schneebedingungen, der Transferkoeffizienten für den turbulenten Impuls- und Wärmeaustausch und der Rheologieparameter. Ziel ist es, die Empfindlichkeit der Modellergebnisse auf diese Variationen und die Ursachen für die in Kapitel 4 festgestellten Abweichungen zwischen Referenzexperiment und Beobachtung zu ermitteln. Dafür werden die Ergebnisse der Sensitivitätsexperimente sowohl mit den Beobachtungen als auch mit den Ergebnissen des jeweiligen Referenzexperimentes verglichen. Es werden keine Datenfelder gegenübergestellt, sondern es wird auf die in Kapitel 4 eingeführten Kenngrößen zurückgegriffen. Hierzu gehört die über die Bojenpositionen gemittelte Eisdriftgeschwindigkeit, wobei hier sowohl das Betragsmittel  $V1$  als auch das Komponentenmittel  $V2$  und die mittlere Driftrichtung  $DD$  betrachtet werden. Ferner werden drei Eisbedeckungsgrade  $A1$ ,  $A2$  und  $A3$ , die die Eisbedingungen in der Framstraße charakterisieren, untersucht. Für die Eisdrift und die drei Eisbedeckungsgrade werden Trefferquoten bestimmt, welche die Übereinstimmung der räumlich-zeitlichen Variabilität zwischen Modell und Beobachtung quantifizieren. Außerdem werden die mittlere effektive Eisdicke  $h1$  und die mittlere volumenbezogene Eisdicke  $h2$  in der Framstraße betrachtet.

### 5.1 Variation des atmosphärischen Antriebs

Die Tabellen 5.1 und 5.2 zeigen die Ergebnisse von jeweils zehn durchgeführten Sensitivitätsstudien bzgl. des atmosphärischen Antriebs im April 1999 und im März 2002. Deutlich positive Abweichungen in Bezug auf das Referenzexperiment sind durch rote, negative durch blaue Schrift hervorgehoben. Folgende Schwellenwerte werden dafür gewählt:  $0.5 \text{ cm s}^{-1}$  für die mittleren Driftgeschwindigkeiten,  $2^\circ$  für die mittlere Driftrichtung,  $0.5 \%$  für die Trefferquote der Eisdrift,  $0.5 \%$  für die drei Eisbedeckungsgrade und ihre Trefferquoten sowie  $5 \text{ cm}$  für die beiden Eisdicken. Die Grundlage für die Wahl der Schwellenwerte stellt ein Verfahren von Schlünzen und Katzfey (2003) dar. Danach werden die Kenngrößen des Referenzexperimentes jeweils hundertmal mit einem zufällig um  $10 \%$  reduzierten Vergleichsdatensatz bestimmt. Die Standardabweichungen

der jeweils hundertmal bestimmten Kenngrößen zum Mittelwert sind ein Maß für die Unsicherheit der Kenngrößen. Da die dreifachen Standardabweichungen gleich bzw. unterhalb der hier verwendeten Schwellenwerte liegen, sind Abweichungen oberhalb der Schwellenwerte aussagekräftig.

Experimente		V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2
April 1999		[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]	
Beobachtung		24.2	21.7	19		71.8	91.5	59.5					
Referenzexperiment		15.9	14.3	33	24.6	68.6	94.0	61.6	94.4	58.5	62.5	2.03	1.32
A99-1	$N_{cl} : \times 0.83$	-0.1	-0.1	0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	-0.1	-0.1	0.01	0.00
A99-2	$N_{cl} : \times 1.2$	0.0	0.0	0	0.1	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00
A99-3	$L^\perp : -25 \text{ W m}^{-2}$	-0.1	-0.1	0	0.1	0.6	0.2	0.6	0.1	-0.1	-0.3	0.00	0.01
A99-4	$L^\perp : +25 \text{ W m}^{-2}$	0.0	0.0	0	0.0	-0.7	-0.2	-0.6	-0.2	0.0	0.2	0.01	-0.01
A99-5	$\vec{u}_{win} : +\vec{u}_{random}$	0.6	0.6	-1	1.8	0.0	-0.1	0.0	0.0	0.6	0.3	0.00	0.00
A99-6	$\vec{u}_{win}$ zeitl. konst.	-5.2	-4.0	0	4.0	1.0	0.1	0.8	-0.6	-6.4	-4.4	0.08	0.07
A99-7	$DD(\vec{u}_{win}) : +10^\circ$	0.1	0.1	2	-0.6	-0.5	0.4	-0.4	-0.1	-1.1	-0.5	-0.01	-0.01
A99-8	$DD(\vec{u}_{win}) : -10^\circ$	-0.5	-0.5	-3	0.2	0.4	-0.5	0.4	0.0	0.6	0.1	0.01	0.01
A99-9	$T_a, T_d : -2 \text{ K}$	-0.1	-0.1	0	0.1	1.1	0.3	1.0	0.1	-0.4	-0.6	-0.01	0.01
A99-10	$T_a, T_d : +2 \text{ K}$	0.0	0.0	0	0.0	-1.2	-0.3	-1.0	-0.4	0.2	0.4	0.02	-0.01

Tabelle 5.1: Sensitivitätsexperimente bzgl. der Variation des atmosphärischen Antriebs minus Referenzexperiment im April 1999: die mittlere Eisdriftgeschwindigkeit bestimmt durch Betragsmittelung  $V1$  [cm s<sup>-1</sup>] und Komponentenmittelung  $V2$  [cm s<sup>-1</sup>], die mittlere Eisdriftrichtung  $DD$  [°], die Trefferquote  $T$  [%] für die simulierte Eisdrift (Definition: siehe Tabelle 4.2), der mittlere Anteil der Gitterzellen in der Framstraße mit Meereis ( $A > 1\%$ )  $A1$  [%], der mittlere Eisbedeckungsgrad im Gebiet mit  $A > 75\%$   $A2$  [%], der mittlere Gesamteisbedeckungsgrad in der Framstraße  $A3$  [%], die Trefferquoten für  $A1$ ,  $A2$  und  $A3$  (Definition: siehe Tabelle 4.1), die mittlere effektive Eisdicke  $h1$  [m] und die mittlere volumenbezogene Eisdicke  $h2$  [m] in der Framstraße. Bzgl. der Eisdrift sind nur Gitterzellen und Zeitpunkte herangezogen worden, an denen Eisbojenmessungen vorlagen (ca. 7000 Fälle). Deutlich positive Abweichungen sind durch rote, negative durch blaue Schrift hervorgehoben. In den ersten beiden Zeilen sind zum Vergleich die Beobachtungsergebnisse (Eisbojen und SSM/I-Daten) und die Ergebnisse des Referenzexperimentes aufgeführt.

Experimente		V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2
März 2002		[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]	
Beobachtung		24.5	19.1	15		79.3	93.1	67.3					
Referenzexperiment		18.7	16.0	23	40.4	81.3	96.2	73.8	95.3	56.9	56.7	2.38	1.87
A02-1	$N_{cl} : \times 0.83$	0.0	0.0	0	-0.1	0.3	0.0	0.3	-0.2	-0.1	-0.4	0.00	0.01
A02-2	$N_{cl} : \times 1.2$	0.0	0.0	0	-0.1	-0.2	0.0	-0.1	0.1	0.0	0.1	0.00	0.00
A02-3	$L^\perp : -25 \text{ W m}^{-2}$	0.0	0.0	0	0.0	0.6	0.0	0.6	-0.3	-0.1	-0.5	-0.01	0.01
A02-4	$L^\perp : +25 \text{ W m}^{-2}$	0.0	0.0	0	0.0	-0.7	-0.1	-0.5	0.2	-0.1	0.4	0.01	-0.01
A02-5	$\vec{u}_{win} : +\vec{u}_{random}$	0.8	0.6	0	-0.7	0.0	-0.1	0.0	-0.1	-0.1	0.0	0.01	0.01
A02-6	$\vec{u}_{win}$ zeitl. konst.	-6.8	-4.7	2	-18.9	-0.6	-0.8	-3.0	-0.1	0.9	1.0	-0.30	-0.26
A02-7	$DD(\vec{u}_{win}) : +10^\circ$	0.7	0.3	3	-6.0	-0.2	0.2	-0.4	0.1	-1.1	-0.4	0.01	0.01
A02-8	$DD(\vec{u}_{win}) : -10^\circ$	-0.8	-0.6	-3	5.6	0.1	-0.3	0.4	-0.1	0.9	0.3	-0.02	-0.02
A02-9	$T_a, T_d : -2 \text{ K}$	0.0	0.0	0	-0.1	1.4	0.0	1.0	-0.7	-0.3	-1.3	-0.02	0.02
A02-10	$T_a, T_d : +2 \text{ K}$	0.0	-0.1	0	-0.1	-1.2	-0.1	-1.0	0.3	0.1	0.8	0.02	-0.02

Tabelle 5.2: Wie Tabelle 5.1, aber für März 2002.

Eine Änderung des Wolkenbedeckungsgrades  $N_{cl}$  um 20% (A99-1, A99-2, A02-1, A02-2) hat in beiden Monaten keinen nennenswerten Einfluss auf die Eisdrift, den Eisbedeckungsgrad und die Eisdicke in der Framstraße. Auf einer längeren Zeitskala gilt diese Aussage nicht. Fischer und Lemke (1994) zeigen an Hand von Eismodellrechnungen, dass im Winter eine permanente Erhöhung bzw. Reduktion von  $N_{cl}$  um 20% die eisbedeckte Fläche im Mittel um fast 10% reduziert bzw. erhöht.

Eine Variation der Oberflächenstrahlungsbilanz um  $\pm 25 \text{ W m}^{-2}$  (A99-3, A99-4, A02-3, A02-4) beeinflusst die Eisdrift und die Eisdicke nicht wesentlich. Eine Erhöhung der Oberflächenstrahlungsbilanz führt lediglich zu einer leichten Abnahme der Eisbedeckungsgrade. Auf der langen Zeitskala zeigen Eismodelle eine größere Abhängigkeit von der Strahlungsbilanz (Fischer und Lemke, 1994).

Bei den Modellexperimenten A99-5, A02-5, A99-6 und A02-6 wird die Variabilität des Windantriebes verändert. Heil und Hibler (2002) stellen fest, dass der hochfrequente Anteil der Eisdrift und damit die Eisdeformation nur unter Berücksichtigung der Trägheitsschwingung des Meereises richtig simuliert werden kann. Hier wird untersucht, welchen Einfluss eine künstliche, hochfrequente Variabilität des Windes auf das Meereis ausübt. An jeder Gitterzelle werden beide Komponenten des Windes mit  $u = u_0 + r_{6h} \cdot |u_0|$  modifiziert, wobei  $u_0$  die ursprüngliche EZMW-Windkomponente und  $r_{6h}$  eine über jeweils sechs Stunden konstante, gleichverteilte Zufallszahl im Bereich  $[-0.5; 0.5]$  ist. Diese so eingeführte künstliche Variabilität führt zu einer Erhöhung der mittleren Eisdriftgeschwindigkeit um 0.6 bis  $0.8 \text{ cm s}^{-1}$ . Im Experiment A99-5 verbessern sich hierdurch die Trefferquoten von  $V$  und  $A2$  absolut um 1.8 bzw. 0.6 %, im Experiment A02-5 jedoch nicht. Die Entfernung jeglicher Variabilität aus den Windfeldern (A99-6, A02-6) führt in beiden Monaten zu einer Abnahme von  $V1$  und  $V2$  um jeweils mehr als ein Viertel. Dabei verbessert sich im April 1999 die Trefferquote für die Eisdrift um 4 %, während sie sich im März 2002 um 19 % verschlechtert, also fast halbiert. Der Einfluss auf den Eisbedeckungsgrad und die Eisdicke unterscheidet sich zwischen beiden Untersuchungsmonaten ebenfalls. Im April 1999 nehmen sowohl  $A1$  und  $A3$  als auch  $h1$  und  $h2$  leicht zu, wobei sich die Trefferquoten für  $A1$ ,  $A2$  und  $A3$  zum Teil deutlich verschlechtern. Im März 2002 reduzieren sich  $A1$ ,  $A2$ ,  $A3$ ,  $h1$  und  $h2$ , wobei sich die Trefferquoten für  $A2$  und  $A3$  verbessern. Insgesamt zeigt sich ein großer Einfluss der Variabilität der Antriebsgröße Wind auf die Eisbedingungen in der Framstraße. Die Auswirkung dieser Variation scheint jedoch abhängig von der jeweiligen Wetter- und Eislage zu sein, wenn man die Ergebnisse von 1999 und 2002 vergleicht.

In Kapitel 3 wurde der Wind der EZMW-Analysen mit Messungen und mit den NCEP-Analysen verglichen. Auf Grundlage der Ergebnisse (vgl. Tabellen 3.3, 3.4, 3.5 und 3.6) wird angenommen, dass der systematische Richtungsfehler des Windes maximal  $10^\circ$  betragen kann. Um diesen Betrag wird das Windfeld in den Experimenten A99-7, A99-8, A02-7 und A02-8 im und gegen den Uhrzeigersinn gedreht. Diese Drehung bewirkt eine entsprechende Richtungsänderung der Eisdrift um lediglich  $2^\circ$  bis  $3^\circ$ . Insgesamt führt eine Drehung des Windes gegen den Uhrzeigersinn im März 2002 zu einer Verbesserung der Trefferquote für die Eisdrift und in beiden Zeiträumen zu einer Erhöhung der Trefferquote für  $A2$ .

Eine Variation der 2 m-Lufttemperatur um  $\pm 2 \text{ K}$  (A99-9, A99-10, A02-9 und A02-10) wirkt sich marginal auf die Eisdrift und die Eisdicke aus. Eine Reduktion der Temperatur um diesen Betrag führt zu einem Anstieg von  $A1$  und  $A3$ , also einer leichten Ausdehnung der eisbedeckten Fläche. Der Einfluss der Lufttemperatur auf der zeitlichen Skala von Wochen ist deutlich geringer als auf der von Jahren. Fischer und Lemke (1994) stellen eine 10 %-Änderung des Eisbedeckungsgrades bei einer Variation der Lufttemperatur

im Winter um bereits 1.1 K fest. Auf der langen Zeitskala ist die Lufttemperatur eine sehr kritische Größe für die Eisbedeckung.

Insgesamt zeigen die Sensitivitätsexperimente zur Variation des atmosphärischen Antriebs, dass Eisdrift, Eisbedeckungsgrad und Eisdicke auf einer Zeitskala von Wochen die stärkste Abhängigkeit zur Variabilität und zur Richtung des Windfeldes besitzen.

## 5.2 Variation des ozeanischen Antriebs

Von den durchgeführten Sensitivitätsexperimenten mit verändertem ozeanischen Antrieb werden für beide Zeiträume in den Tabellen 5.3 und 5.4 vier ausgewählt: (1) mit ruhendem Ozean, (2) mit um  $45^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn gedrehter Ozeanströmung, (3) mit einer Ozeanströmung aus 17 m anstelle von 6 m Tiefe und (4) mit einer Verdoppelung der Hangabtriebskraft.

Experimente April 1999		V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2
		[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]	
	Beobachtung	24.2	21.7	19		71.8	91.5	59.5					
	Referenz-Experiment	15.9	14.3	33	24.6	68.6	94.0	61.6	94.4	58.5	62.5	2.03	1.32
O99-1	$ \vec{u}_{wat}  = 0 \text{ cm s}^{-1}$	-0.5	-0.7	-12	0.5	5.8	-2.3	1.2	-3.4	0.2	-3.9	-0.21	-0.08
O99-2	$DD(\vec{u}_{wat}) : -45^\circ$	6.1	5.8	-1	3.8	0.5	-1.9	-1.1	0.0	-1.4	-1.0	-0.05	-0.06
O99-3	$\vec{u}_{wat}$ (17 m)	0.3	0.2	-11	4.6	3.8	-2.4	0.7	-1.9	0.2	-2.6	-0.16	-0.08
O99-4	$\vec{F}_H : \times 2$	0.1	0.1	0	0.8	0.0	-0.1	0.0	0.0	-0.1	-0.1	0.00	0.00

Tabelle 5.3: Wie Tabelle 5.1, aber die Sensitivität bzgl. des ozeanischen Antriebs im April 1999.

Experimente März 2002		V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2
		[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]	
	Beobachtung	24.5	19.1	15		79.3	93.1	67.3					
	Referenz-Experiment	18.7	16.0	23	40.4	81.3	96.2	73.8	95.3	56.9	56.7	2.38	1.87
O02-1	$ \vec{u}_{wat}  = 0 \text{ cm s}^{-1}$	-0.4	-1.1	-14	8.4	15.8	-1.7	4.9	-13.6	-4.5	-18.0	-0.66	-0.30
O02-2	$DD(\vec{u}_{wat}) : -45^\circ$	7.7	6.8	-1	-15.3	1.8	-1.7	0.1	-0.8	-0.1	-1.6	-0.16	-0.12
O02-3	$\vec{u}_{wat}$ (17 m)	0.3	-0.2	-14	9.6	7.3	-1.7	2.3	-6.3	-2.6	-8.7	-0.49	-0.29
O02-4	$\vec{F}_H : \times 2$	0.2	0.1	0	0.3	0.0	-0.1	0.0	0.0	-0.7	-0.5	-0.01	-0.01

Tabelle 5.4: Wie Tabelle 5.1, aber die Sensitivität bzgl. des ozeanischen Antriebes im März 2002.

Ein ruhender Ozean (O99-1 und O02-1) führt zu einer leichten Abnahme der Eisdriftgeschwindigkeit, aber einer enormen Richtungsänderung von  $12^\circ$  bzw.  $14^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn. Dies führt im März 2002 zu einem Anstieg der Trefferquote der Eisdrift von 40.4 % auf 48.8 %. Auf die Simulation des Eisbedeckungsgrades wirkt sich ein ruhender Ozean hingegen negativ aus. Da ein ruhender Ozean den turbulenten ozeanischen Wärmefluss reduziert, steigt A1 um 5.8 bzw. 15.8 %, und die Trefferquoten verschlechtern sich deutlich. Im Gegensatz zu A1 nimmt A2 um 2.3 bzw. 1.7 % ab. Dies weist darauf hin, dass die Ozeanströmung für ein Schließen der offenen Stellen in Eisgebieten weit entfernt vom Eisrand sorgt. Die mittleren Eisdicken nehmen um bis zu 66 cm ab. Dies hängt mit der Richtungsänderung und dem damit verbundenen geringeren Aufstauen von Meereis entlang der grönländischen Küste zusammen.

Da die ozeanische Grenzschicht unter dem Eis sehr flach ist, vollzieht sich die Ekman-Drehung der Ozeanströmung auf wenigen Dekametern, und somit wird für den

Antrieb eines Eismodells die Ozeanströmung häufig mit einer Drehmatrix multipliziert. Timmermann et al. (2002) haben z. B. die im Vergleich zu Beobachtungen besten Eisdriftergebnisse bei einer Drehung der Ozeanströmung entgegen dem Uhrzeigersinn von  $10^\circ$  erhalten. Die hier verwendete Ozeanströmung der MPI-OM-Simulation aus 6 m Tiefe bedarf eigentlich keiner Richtungskorrektur. Der mittlere Winkel von etwa  $60^\circ$  zwischen ihr und der Eisdrift steht jedoch im Widerspruch zu Beobachtungen von Widell et al. (2003), die zeigen, dass Eisdrift und Ozeanströmung (in ca. 30 m Tiefe) in der Framstraße in etwa gleichgerichtet sind. Diese Sachlage motiviert ein Sensitivitätsexperiment, in dem die Ozeanströmung um  $45^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht wird (O99-2 und O02-2). Diese Drehung führt zu einer starken Erhöhung der Eisdrift um 5.8 bzw.  $6.8 \text{ cm s}^{-1}$ , wobei die Richtung nahezu unverändert bleibt. Während im April 1999 sich hierdurch der simulierte Mittelwert dem Beobachtungswert annähert und sich die Variabilität der Eisdrift deutlich verbessert (Erhöhung der Trefferquote), verschlechtert sich im März 2002 die Trefferquote um mehr als 15%. Der Einfluss auf den Eisbedeckungsgrad ist gering. Das mittlere A2 nimmt ab und die Trefferquoten verschlechtern sich leicht. Die Eisdicke nimmt in beiden Monaten leicht ab.

In früheren Eismodellstudien (z. B. Dierer, 2002, Fischer und Lemke, 1994, Harder et al., 1998) wurde als ozeanischer Antrieb zumeist eine geostrophische Ozeanströmung verwendet. Diese Strömung repräsentiert nicht die Ozeanschicht unmittelbar unterhalb des Eises sondern eine Region unterhalb der Ekman-Schicht in ca. 15 bis 50 m Tiefe. In den Sensitivitätsexperimenten O99-3 und O02-3 wird anstelle der Ozeanströmung aus 6 m die Strömung aus 17 m Tiefe der MPI-OM-Simulation verwendet, um zu untersuchen, welchen Einfluss die Wahl der Tiefe der Ozeanströmung auf die Meereiseigenschaften ausübt. Die Ergebnisse zeigen, dass die Auswirkungen sich von denen eines ruhenden Ozeans (O99-1 und O02-1) kaum unterscheiden. Dieser Sachverhalt wird bei Betrachtung der Mittelwerte für die Ozeanströmung in beiden Tiefen verständlich. Die Strömungsgeschwindigkeit ist in 17 m Tiefe mit  $1.0$  bzw.  $1.1 \text{ cm s}^{-1}$  (Mittelwerte über alle Gitterzellen und Zeitpunkte, an denen Eisbojenmessungen vorlagen, im April 1999 bzw. März 2002) eine Größenordnung geringer als in 6 m Tiefe ( $9.9$  bzw.  $8.3 \text{ cm s}^{-1}$ ) und die Richtung um mehr als  $80^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht ( $7^\circ$  bzw.  $18^\circ$  in 17 m im Vergleich zu  $94^\circ$  bzw.  $101^\circ$  in 6 m Tiefe). Die Trefferquoten für die Eisdrift verbessern sich in beiden Vergleichsmonaten erheblich. Im März 2002 wird mit einem Wert von 50% die höchste Trefferquote für die Eisdrift von allen hier durchgeführten Modellstudien erzielt. Im Gegensatz dazu verschlechtern sich die Trefferquoten für die Eisbedeckungsgrade um bis zu 8.7%.

Im vierten Experiment (O99-4 und O02-4) wird die Hangabtriebskraft verdoppelt. Der Einfluss auf alle Eisgrößen ist jedoch von untergeordneter Bedeutung, so dass mögliche Fehler bei der Bestimmung der Hangabtriebskraft nicht die festgestellten Unterschiede zwischen Modell und Beobachtung verursachen können.

Die Referenzexperimente zeigen einen Richtungsfehler der Eisdrift von  $14^\circ$  bzw.  $8^\circ$ . Dieser vielleicht größte Fehler der Simulation kann nicht primär durch ein Defizit des Windantriebs verursacht werden, wie die Experimente A99-7, A99-8, A02-7 und A02-8 gezeigt haben. Eine Änderung der Ozeanströmung könnte zu einer Korrektur führen. Alle Eis-

größen reagieren sehr sensitiv auf Änderungen der Ozeanströmung. Die Annahme eines ruhenden Ozeans oder die Drehung um  $45^\circ$  sind sehr massive Eingriffe. Die in Kapitel 3 durchgeführten Vergleiche mit Beobachtungen hinsichtlich des Windes und der Ozeanströmung zeigen jedoch, dass die Güte der als Antrieb vorgegebenen Ozeanströmung deutlich geringer als die des Windes ist. Für den Ozean gibt es erstens sehr wenige Messungen, zweitens weist er unter dem Eis eine starke vertikale Geschwindigkeits- und Richtungsänderung auf und drittens besitzt er eine enorme Variabilität auf einer Zeitskala von Stunden bis Tagen (vgl. Abbildung 3.7). Die Wahl der Tiefe der Ozeanströmung beeinflusst die Eiseigenschaften erheblich.

### 5.3 Variation der Meereisparameter

In den Tabellen 5.5 und 5.6 sind die Ergebnisse zehn weiterer Sensitivitätsexperimente dargestellt. Die ersten fünf untersuchen den Einfluss von veränderten Startfeldern des Eisbedeckungsgrades und der Eisdicke, die weiteren fünf untersuchen die Bedeutung von Schnee, die Auswirkung einer Albedoänderung, den Einfluss einer verstärkten Abnahme des Eisbedeckungsgrades infolge der Scherdeformation des Meereises sowie die Auswirkung einer Korrektur des Eisbedeckungsgrades mit den SSM/I-Daten nach jedem Modellzeitschritt.

Experimente		V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2
April 1999		[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]	
Beobachtung		24.2	21.7	19		71.8	91.5	59.5					
Referenzexperiment		15.9	14.3	33	24.6	68.6	94.0	61.6	94.4	58.5	62.5	2.03	1.32
I99-1	$A_{t=0} : \pm 0.2$	0.0	0.0	0	0.1	-0.1	0.0	-0.1	0.0	0.0	0.0	-0.04	-0.03
I99-2	$A_{t=0} : 0.98$	-0.1	-0.1	0	0.1	-0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.02	-0.01
I99-3	$A_{t=0} : 0.50$	-0.2	-0.1	-1	0.4	-0.2	-0.2	-0.4	0.0	<b>0.8</b>	<b>0.6</b>	<b>0.14</b>	<b>0.09</b>
I99-4	$h_{t=0} : \times 0.5$	<b>1.0</b>	<b>0.5</b>	1	0.3	-0.9	0.0	<b>-1.1</b>	-0.1	<b>-1.3</b>	-0.3	<b>-0.83</b>	<b>-0.55</b>
I99-5	$h_{t=0} : \times 2$	<b>-1.7</b>	<b>-1.2</b>	-1	0.4	<b>2.3</b>	-0.1	<b>2.3</b>	-0.2	<b>0.9</b>	<b>-0.9</b>	<b>1.72</b>	<b>1.20</b>
I99-6	$h_s = 0$ m	-0.1	-0.1	0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	-0.1	0.04	0.02
I99-7	Albedo: -0.1	0.0	0.0	0	0.0	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00
I99-8	Albedo: +0.1	0.0	0.0	0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.00
I99-9	dA-Ridging: $\times 2$	0.3	0.2	<b>2</b>	-0.4	-0.2	<b>-1.0</b>	<b>-1.1</b>	-0.1	0.3	0.2	<b>0.07</b>	0.02
I99-10	$A = A_{Sat}$	<b>2.0</b>	<b>1.1</b>	<b>12</b>	<b>-4.6</b>	<b>4.2</b>	<b>-3.0</b>	<b>-2.9</b>	<b>4.0</b>	<b>41.5</b>	<b>37.5</b>	<b>0.33</b>	<b>0.13</b>

Tabelle 5.5: Wie Tabelle 5.1, aber die Sensitivität bzgl. der Meereisparameter im April 1999.

Experimente		V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2
März 2002		[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]	
Beobachtung		24.5	19.1	15		79.3	93.1	67.3					
Referenzexperiment		18.7	16.0	23	40.4	81.3	96.2	73.8	95.3	56.9	56.7	2.38	1.87
I02-1	$A_{t=0} : \pm 0.2$	0.0	0.0	0	0.1	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.03	-0.03
I02-2	$A_{t=0} : 0.98$	0.0	0.0	0	0.0	-0.1	0.0	0.0	0.0	-0.1	0.0	-0.03	-0.03
I02-3	$A_{t=0} : 0.50$	0.0	0.0	0	-0.1	0.2	-0.1	0.1	-0.1	0.2	0.0	<b>0.12</b>	<b>0.10</b>
I02-4	$h_{t=0} : \times 0.5$	<b>0.6</b>	-0.2	<b>2</b>	-0.3	<b>-1.0</b>	0.1	<b>-1.2</b>	0.1	-0.1	<b>0.6</b>	<b>-0.91</b>	<b>-0.74</b>
I02-5	$h_{t=0} : \times 2$	<b>-1.1</b>	-0.3	0	<b>-2.2</b>	<b>1.9</b>	-0.3	<b>2.0</b>	<b>-0.9</b>	<b>1.1</b>	<b>-1.0</b>	<b>1.73</b>	<b>1.45</b>
I02-6	$h_s = 0$ m	0.0	0.0	0	-0.2	0.2	-0.1	0.3	0.0	0.1	-0.1	<b>0.05</b>	<b>0.05</b>
I02-7	Albedo: -0.1	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00
I02-8	Albedo: +0.1	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00
I02-9	dA-Ridging: $\times 2$	0.3	0.0	<b>2</b>	<b>-1.7</b>	-0.1	<b>-1.0</b>	<b>-1.0</b>	0.0	<b>2.2</b>	<b>1.5</b>	<b>0.09</b>	<b>0.05</b>
I02-10	$A = A_{Sat}$	<b>1.2</b>	-0.3	<b>12</b>	<b>-7.5</b>	<b>-0.5</b>	<b>-3.1</b>	<b>-6.3</b>	<b>4.4</b>	<b>43.1</b>	<b>43.3</b>	<b>0.74</b>	<b>0.36</b>

Tabelle 5.6: Wie Tabelle 5.1, aber die Sensitivität bzgl. der Meereisparameter im März 2002.

In den ersten beiden Sensitivitätsexperimenten (I99-1 und I02-1) wird der Eisbedeckungsgrad jeder Gitterzelle des Startfeldes mit einer gleichverteilten Zufallszahl im Bereich  $[-0.2; 0.2]$  modifiziert. Dabei wird berücksichtigt, dass  $A$  immer im Bereich  $[0; 1]$  bleiben muss. In den weiteren Experimenten wird das Startfeld des Eisbedeckungsgrades im Eisgebiet konstant auf 98 % (I99-2 und I02-2) bzw. 50 % (I99-3 und I02-3) gesetzt, wobei des Eisvolumen erhalten bleibt. Es zeigt sich insgesamt kein nennenswerter Einfluss auf die Eisdrift und den Eisbedeckungsgrad. Lediglich beim unrealistischen Startfeld mit einem homogenen Eisbedeckungsgrad von 50 % erhöht sich die Eisdicke leicht. Diese Zunahme wird durch die höheren Gefrieraten bei Neueisbildung verursacht. Die Sensitivitätsstudien machen deutlich, dass der Verlauf eines Modellexperimentes nahezu unabhängig von der Höhe des Eisbedeckungsgrades zu Beginn ist. Anfängliche Unterschiede werden in der 10-tägigen Einschwingphase der Experimente ausgeglichen. Diese Aussage gilt nicht bzgl. der Lage des Eisrandes zu Beginn der Simulation, die schließlich nicht variiert worden ist.

In den Experimenten I99-4, I99-5, I02-4 und I02-5 wird die Eisdicke des Startfeldes halbiert bzw. verdoppelt. Angesichts dieses massiven Eingriffes sind die Auswirkungen auf die Eisdrift und den Eisbedeckungsgrad vergleichsweise mäßig. Es zeigt sich, dass dickeres Eis aufgrund des Anstiegs der internen Kräfte etwas langsamer driftet. Der Eisbedeckungsgrad  $A1$  steigt – der Eisrand verlagert sich nach Süden, da ein erhöhtes Eisvolumen die Eisschmelze durch den Ozean verlangsamt.  $A2$  hingegen nimmt leicht ab, so dass sich die für diese Größe simulierten Mittelwerte den Beobachtungswerten annähern, und sich auch die Trefferquoten verbessern. Insgesamt unterstreicht der geringe Einfluss von Modifikationen des Startfeldes, dass die interne Variabilität des Eismodells gering ist, die Simulationen also robust gegenüber Variationen der Anfangsbedingungen sind. Diese Feststellung ist wichtig, da nur so die Ergebnisse der Sensitivitätsstudien eine Aussagekraft haben.

Eine Schneeschicht hat zwei gegenläufige Effekte auf das darunterliegende Meereis. Zum einen führt sie zu einer Erhöhung der Oberflächenalbedo, damit zu einer geringeren Absorption der solaren Einstrahlung und letztlich zu einem Anstieg der Eisdicke. Andererseits erhöht eine Schneeschicht den Isolationseffekt des Meereises zwischen dem relativ warmen Ozean und der kalten Atmosphäre. Dies führt zu einer geringeren Oberflächentemperatur und damit zu einem geringeren Wärmeverlust durch langwellige Strahlung und turbulente Wärmeflüsse, also letztlich zu einer Abnahme der Eisdicke. Welcher Effekt dominiert? Owens und Lemke (1990) zeigen, dass die Vernachlässigung einer Schneeschicht zu einer leichten Vergrößerung der eisbedeckten Fläche und zu einem Anstieg des Eisvolumens von 25 % im Winter und bis zu 50 % im Sommer führt. Ihre Ergebnisse machen deutlich, dass der Isolationseffekt von Schnee gegenüber dem Albedoeffekt dominiert. Dies zeigt sich auch in den hier durchgeführten Experimenten, in denen Schnee nicht berücksichtigt wird (I99-6 und I02-6). In diesen Experimenten kommt es zu einem leichten Anstieg der Eisdicke. Ansonsten spielen Schnee (I99-6 und I02-6) und Albedowerte (I99-7, I99-8, I02-7, I02-8) in den beiden Spätwintermonaten März und April keine entscheidende Rolle. Die Sensitivität des Meereises von thermodynamischen Größen ist generell auf einer Zeitskala von Wochen gering. Fischer und Lemke (1994) zeigen, dass die Wahl der Albedowerte für Schnee und Eis grundsätzlich nur im Sommerhalbjahr entscheidend ist.



Die Auswertung des Referenzexperimentes in Kapitel 4 hat gezeigt, dass  $A_2$  überschätzt wird, also der Anteil von offenen Wasserstellen im Eisgebiet zu gering ist, während die Scherdeformation der Eisdrift deutlich unterschätzt wird. Da diese Größe zur Abnahme des Eisbedeckungsgrades durch das Aufbrechen von Eisschollen beiträgt (siehe Gleichung 2.19), wird in den Experimenten I99-9 und I02-9 der Term, der die Abnahme des Eisbedeckungsgrades infolge der Scherdeformation beschreibt, verdoppelt. Dies führt zu einer Abnahme von  $A_2$  um 1% und im März 2002 auch zu einer Verbesserung der Trefferquote für  $A_2$  um 2.2%. Allerdings wird die Güte der Eisdrift durch diese Maßnahme etwas verschlechtert.

Beim letzten Sensitivitätsexperiment bzgl. Änderungen der Eisparameter (I99-10 und I02-10) wird der Eisbedeckungsgrad zu jedem Zeitschritt (alle zehn Minuten) mit dem SSM/I-Eisbedeckungsgrad abgeglichen, der täglich bestimmt und auf 10-Minuten-Werte interpoliert wurde (siehe Abschnitt 3.5). Methodisch bedingt sind somit die Trefferquoten für  $A_1$  nahe bei 100% und für  $A_2$  und  $A_3$  bei 100%. Bemerkenswert sind die Drehung der Eisdrift um  $12^\circ$  im Uhrzeigersinn, die deutliche Verschlechterung der Trefferquoten der Eisdrift um 4.6 bzw. 7.5% und die Zunahme von  $h_1$  und  $h_2$  um 13 bis 74 cm.

Was passiert in dieser Simulation? Der gegenüber den Referenzexperimenten deutlich reduzierte Eisbedeckungsgrad in der Framstraße führt zu einer starken Abnahme der internen Kräfte, so dass das Eis verstärkt Richtung grönländischer Küste driftet und sich dort zu Höhen von einigen Dekametern aufstaut. Dieses unrealistische Ergebnis wirft Fragen auf. Wenn die SSM/I-Eisbedeckungsgrade korrekt sind, dann stimmt offensichtlich etwas in der Modellphysik nicht. Kann auf dieser Skala die viskos-plastische Rheologie noch verwendet werden? Dierer (2002) hat sie bereits auf der Mesoskala ( $\Delta x = 7$  km) erfolgreich verwendet, allerdings mit anderer Behandlung der Eisklassen, anderer Numerik und in einem Modellgebiet ohne Landmassen, die jedoch in der Framstraße die Stärke der internen Kräfte steuern und damit die Eisdrift entscheidend beeinflussen. Man muss aber auch hinterfragen, ob die Satellitendaten korrekt sind. Eine umfassende Verifikation des ASI-Algorithmus wurde bisher nicht durchgeführt, lediglich Vergleiche mit anderen Algorithmen und mit wenigen Schiffsmessungen liegen vor (Kaleschke, 2003). Von Kwok (2002) durchgeführte Vergleiche zwischen SSM/I-Eisbedeckungsgraden und RADARSAT-Bildern zeigen, dass die SSM/I-Daten den Anteil offenen Wassers überschätzen. Ein umfangreicher von Comiso et al. (1997) durchgeführter Vergleich ergibt, dass AVHRR-, Landsat- und SAR-Datensätze im Allgemeinen einen höheren Eisbedeckungsgrad als die SSM/I-Daten ergeben. Am Beispiel der Storfjord-Polynia (südlich von Spitzbergen) stellt Kaleschke (2003) eine systematische negative Abweichung des Eisbedeckungsgrades der SSM/I-Daten von 4 bis 9% fest. Dieser systematische Fehler tritt sowohl beim von Kaleschke et al. (2001) eingeführten ASI-Algorithmus als auch beim herkömmlichen NASA-Team-Algorithmus auf. Unter Berücksichtigung dieser Sachlage muss das Ergebnis der Modellexperimente I99-10 und I02-10 wohl als Bestätigung der Arbeiten von Comiso et al. (1997), Kaleschke (2003) und Kwok (2002) interpretiert werden. Der insgesamt zu niedrige SSM/I-Eisbedeckungsgrad reduziert möglicherweise die Trefferquoten.

## 5.4 Variation der Transferkoeffizienten für Impuls und Wärme

Die Stärke des turbulenten Impuls- und Wärmeaustausches zwischen Ozean und Meereis sowie Atmosphäre und Meereis wird im Modell über die Größe des jeweiligen Transferkoeffizienten gesteuert (siehe Abschnitt 2.1.3). Die Auswirkung, die Änderungen dieser Koeffizienten auf die Eiseigenschaften haben, können den Tabellen 5.7 und 5.8 entnommen werden.

Experimente	V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2	
April 1999	[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]		
Beobachtung	24.2	21.7	19		71.8	91.5	59.5						
Referenzexperiment	15.9	14.3	33	24.6	68.6	94.0	61.6	94.4	58.5	62.5	2.03	1.32	
T99-1	$C_D/C_{D,w} = 0.6$	1.7	1.5	0	2.7	-0.4	-0.4	-0.6	-0.1	0.3	0.3	0.02	0.00
T99-2	$C_D/C_{D,w} = 1.0$	5.8	5.4	-1	6.4	1.5	-1.3	-0.3	-0.1	0.4	-0.4	-0.02	0.00
T99-3	$C_D = f(A)$	1.3	1.1	-1	2.1	-0.4	-0.5	-1.1	0.0	-0.3	0.2	0.01	-0.01
T99-4	$C_D = f(Ri)$	0.0	0.0	0	0.3	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.00	0.00
T99-5	$C_H = 1 \cdot 10^{-3}$	0.1	0.1	0	-0.5	-2.3	-1.1	-2.8	-0.8	-0.8	0.0	0.07	-0.01
T99-6	$C_H/C_D = 0.5$	1.0	0.8	0	0.6	-3.4	-1.7	-4.3	-1.5	-3.1	-1.2	0.09	-0.03

Tabelle 5.7: Wie Tabelle 5.1, aber die Sensitivität bzgl. der Transferkoeffizienten im April 1999.

Experimente	V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2	
März 2002	[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]		
Beobachtung	24.5	19.1	15		79.3	93.1	67.3						
Referenzexperiment	18.7	16.0	23	40.4	81.3	96.2	73.8	95.3	56.9	56.7	2.38	1.87	
T02-1	$C_D/C_{D,w} = 0.6$	1.9	1.4	0	-2.3	-0.3	-0.2	-0.4	0.0	0.0	0.2	0.05	0.03
T02-2	$C_D/C_{D,w} = 1.0$	7.1	5.9	-1	-14.8	3.5	-1.0	1.0	-2.3	0.8	-2.3	-0.04	0.03
T02-3	$C_D = f(A)$	1.2	0.7	0	-1.2	-0.5	-0.3	-1.2	0.0	-0.1	0.4	0.01	-0.01
T02-4	$C_D = f(Ri)$	-0.1	0.1	0	-0.4	0.6	0.3	0.9	-0.3	0.2	-0.3	-0.01	0.02
T02-5	$C_H = 1 \cdot 10^{-3}$	0.1	-0.2	1	-0.4	-2.8	-0.6	-3.0	0.4	0.5	1.9	0.07	-0.03
T02-6	$C_H/C_D = 0.5$	1.0	0.3	1	-1.7	-4.0	-0.9	-4.6	0.0	-0.2	1.7	0.07	-0.06

Tabelle 5.8: Wie Tabelle 5.1, aber die Sensitivität bzgl. der Transferkoeffizienten im März 2002.

Bestimmend für die Eisdrift sind nicht die absoluten Beträge der Koeffizienten des Impulsaustausches zwischen Eis und Atmosphäre  $C_D$  sowie zwischen Eis und Ozean  $C_{D,w}$ , sondern in erster Linie ihr Verhältnis  $C_D/C_{D,w}$ . Dieses wird in vielen Modellsimulationen durch Vergleiche mit Eisdriftbojen „optimiert“ (Fischer, 1995; Harder und Fischer, 1999; Kreyscher et al., 1997; Kreyscher et al., 2000). In den hier durchgeführten Referenzexperimenten werden die Werte  $C_D = 1.5 \cdot 10^{-3}$  und  $C_{D,w} = 3 \cdot 10^{-3}$  verwendet, was das von Kreyscher et al. (2000) empfohlene Verhältnis von  $C_D/C_{D,w} = 0.5$  einhält. Da die Referenzexperimente im Vergleich zu den Beobachtungen eine zu geringe Eisdriftgeschwindigkeit zeigen, werden zwei Sensitivitätsstudien mit leicht bzw. stark erhöhtem Verhältnis  $C_D/C_{D,w} = 0.6$  (T99-1 und T02-1) bzw.  $C_D/C_{D,w} = 1$  (T99-2 und T02-2) vorgestellt. Die Driftgeschwindigkeit vergrößert sich in beiden Monaten um Werte zwischen 1.4 und 7.1 cm s<sup>-1</sup>. Während sich die Trefferquoten der Eisdrift im April 1999 um 2.7 bzw. 6.4% erhöhen, verschlechtern sie sich im März 2002 um 2.3 bzw. 14.8%. Diese unterschiedlichen Ergebnisse machen deutlich, dass nicht die Wahl des Verhältnisses  $C_D/C_{D,w}$ , sondern die zeitliche und räumliche Verteilung der Antriebsgrößen die Ursache für Diskrepanzen zwischen Modell und Beobachtung ist.

Der Einfluss auf den Eisbedeckungsgrad ist geringer. Die leichte Erhöhung von  $C_D/C_{D,w}$  bewirkt eine leichte Abnahme von  $A3$ , die starke Erhöhung eine Zunahme von  $A1$  bei einer Abnahme von  $A2$ . Aufgrund der höheren Eisdrift verschiebt sich der Eisrand etwas nach Süden, aber der Eisbedeckungsgrad innerhalb des Gebietes mit hohem Eisanteil  $A2$  nimmt ab.

In den beiden folgenden Experimenten wird kein konstantes  $C_D$  angenommen, sondern ein von  $A$  abhängiges  $C_D$  (T99-3 und T02-3) und ein von der atmosphärischen Schichtung abhängiges  $C_D$  (T99-4 und T02-4) verwendet. Im ersten Fall wird  $C_D$  folgendermaßen berechnet:

$$C_D(A) = C_D(0) \cdot (0.74 + 3.17 \cdot A - 2.91 \cdot A^2), \quad (5.1)$$

mit:

$$C_D(0): \quad \text{konstanter } C_D\text{-Wert (hier: } C_D(0) = 1.5 \cdot 10^{-3}\text{)}.$$

Dieser quadratische Ansatz geht auf Messungen in der Framstraße mit einem flugzeuggestützten Laser und einer Digitalkamera von Mai et al. (1996) zurück. Sie stellen fest, dass die Rauigkeit bei einem mittleren  $A$  von etwa 0.5 aufgrund der Schollenränder und Presseisrücken am größten ist. Bei der oben verwendeten Formel ergibt sich für  $A = 0$  ein  $C_D = 1.1 \cdot 10^{-3}$ , für  $A = 0.55$  ein  $C_D = 2.4 \cdot 10^{-3}$  und für  $A = 1$  ein  $C_D = 1.5 \cdot 10^{-3}$ . Diese Veränderung führt zu etwas höheren Driftgeschwindigkeiten, da insgesamt das mittlere  $C_D$  erhöht wird. Es ergeben sich jedoch keine Verbesserungen in der Simulation der Eisdrift gegenüber einem konstanten  $C_D$  von gleichem mittleren Betrag. Die Abhängigkeit des  $C_D$ -Wertes von der Stabilität der atmosphärischen Schichtung (T99-4 und T02-4) wird in Atmosphärenmodellen generell berücksichtigt. In der vorliegenden Arbeit wird hierfür eine Methode auf Grundlage der Richardsonzahl angewandt, die in HIRLAM (*High Resolution Limited Area Modelling*) benutzt wird (Källen, 1996). Der Einfluss eines solchen von der atmosphärischen Stabilität abhängigen  $C_D$ -Wertes auf die Eiseigenschaften ist sehr gering. Über Eis ist die atmosphärische Schichtung stabil bis leicht instabil, aber erst eine größere Instabilität führt zu stärkeren Änderungen beim  $C_D$ -Wert.

Der nach Timmermann (2000) verwendete Wert von  $1.75 \cdot 10^{-3}$  für den Wärmeauskoeffizienten  $C_H$  erscheint angesichts von Flugzeugmessungen in der Framstraße zu hoch (Schröder et al., 2003). In den Experimenten T99-5 und T02-5 wird daher ein  $C_H = 1 \cdot 10^{-3}$  verwendet. Diese Reduktion führt zu einer Abnahme von  $A1$ ,  $A2$  und  $A3$  um 3% mit einer leichten Verbesserung der Trefferquoten im März 2002 und einer Verschlechterung der Trefferquoten im April 1999. Da die Wärmeflüsse über Eis recht schwach sind, sind die Auswirkungen dieser Modifikation nur mäßig. Schröder et al. (2003) zeigen, dass im Eisrandbereich das mittlere Verhältnis der Rauigkeitslängen für Impuls- und Wärmeaustausch  $z_0/z_T \approx 10^4$  beträgt. Dieses entspricht einem Verhältnis von  $C_H/C_D = 0.5$ . In den Experimenten T99-6 und T02-6 werden die aus Messungen von drei Kampagnen bestimmten mittleren Rauigkeitslängen  $z_0 = 5 \cdot 10^{-4}$  m und  $z_T = 10^{-8}$  m angewendet. Diese Maßnahme führt zu einer Erhöhung der Eisdriftgeschwindigkeit um bis zu  $1 \text{ cm s}^{-1}$  und einer Abnahme des Eisbedeckungsgrades um bis zu 4.6%. Im April 1999 bedeutet dies eine leichte Verbesserung der Trefferquote für  $V$ ,

aber eine Verschlechterung der Trefferquoten für A1, A2 und A3. Im März 2002 sind die Auswirkungen nahezu umgekehrt.

Insgesamt zeigt sich, dass eine entscheidende Verbesserung für beide Zeiträume durch eine Variation der Transferkoeffizienten nicht erreicht werden kann. Von großer Bedeutung ist die Wahl des Verhältnisses  $C_D/C_{D,w}$ , alle anderen Variationen üben geringeren Einfluss auf die Eiseigenschaften aus. Es ist möglich, durch Wahl eines geeigneten Verhältnisses  $C_D/C_{D,w}$  die mittlere simulierte Eisdriftgeschwindigkeit der mittleren beobachteten anzunähern. Die Trefferquote der Eisdrift erhöht sich jedoch nur für den April 1999. Die Auswirkungen auf Mittelwerte und Trefferquoten der drei Eisbedeckungsgrade ist uneinheitlich.

## 5.5 Variation der Rheologieparameter

Zur Bestimmung der internen Kräfte werden bei der in diesem Eismodell verwendeten viskos-plastischen Rheologie einige empirische Parameter benötigt (vgl. Abschnitt 2.1.3). Die Tabellen 5.9 und 5.10 zeigen den Einfluss eines veränderten empirischen Eishärteparameters  $P^*$  und Eiskonzentrationsparameters  $C$  sowie einer veränderten Exzentrizität der elliptischen Bruchkurve  $e$  auf die Eiseigenschaften.

Experimente April 1999		V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2
		[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]	
	Beobachtung	24.2	21.7	19		71.8	91.5	59.5					
	Referenz-Experiment	15.9	14.3	33	24.6	68.6	94.0	61.6	0.0	0.0	0.0	2.03	1.32
R99-1	$P^* = 1 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}$	0.7	0.4	4	-1.3	-0.6	0.4	-1.1	-0.2	-3.3	-1.6	0.02	0.00
R99-2	$P^* = 4 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}$	-0.7	-0.5	-3	1.1	0.8	-0.6	1.0	0.1	2.0	0.6	-0.01	0.00
R99-3	$C = 10$	-0.3	-0.3	-1	-0.6	0.4	-1.4	-0.4	0.1	-0.3	-0.4	0.02	0.00
R99-4	$C = 40$	0.1	0.1	1	0.9	-0.4	1.5	0.1	-0.1	-3.6	-1.7	-0.01	0.00
R99-5	$e = 1.5$	-0.7	-0.7	1	-2.3	-0.1	-0.4	-0.4	0.0	0.0	0.0	0.02	0.01
R99-6	$e = 3$	0.7	0.7	-3	3.7	0.2	0.5	0.7	0.0	-0.3	-0.3	-0.01	0.00

Tabelle 5.9: Wie Tabelle 5.1, aber die Sensitivität bzgl. der Rheologieparameter im April 1999.

Experimente März 2002		V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2
		[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]	
	Beobachtung	24.5	19.1	15		79.3	93.1	67.3					
	Referenz-Experiment	18.7	16.0	23	40.4	81.3	96.2	73.8	95.3	56.9	56.7	2.38	1.87
R02-1	$P^* = 1 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}$	0.7	-0.2	5	-3.6	-0.5	0.2	-0.9	0.0	-1.0	-0.2	0.12	0.09
R02-2	$P^* = 4 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}$	-0.5	0.2	-3	0.9	0.5	-0.3	0.8	-0.1	1.0	0.2	-0.11	-0.08
R02-3	$C = 10$	-0.2	0.0	-1	0.0	0.1	-0.7	-0.3	0.0	0.2	0.0	0.02	0.01
R02-4	$C = 40$	0.2	-0.1	1	-0.9	-0.2	0.9	0.2	0.0	-2.0	-1.2	-0.03	-0.01
R02-5	$e = 1.5$	-0.6	-0.6	1	-1.4	-0.1	-0.3	-0.3	0.0	1.1	0.8	0.01	0.00
R02-6	$e = 3$	0.7	0.7	-1	0.9	0.1	0.3	0.5	0.0	-1.2	-0.9	-0.02	-0.01

Tabelle 5.10: Wie Tabelle 5.1, aber die Sensitivität bzgl. der Rheologieparameter im März 2002.

Im Referenzexperiment wurde ein  $P^* = 2 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}$  gewählt. Die Experimente mit variiertem  $P^*$  (R99-1, R99-2, R02-1, R02-2) zeigen, dass doppelt so hartes Meereis ( $P^* = 4 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}$ ) langsamer driftet, vor allem aber eine um 3° gegen den Uhrzeigersinn gedrehte Driftrichtung aufweist. Diese Änderung der Eisdrift kommt dadurch zustande, dass härteres Eis mehr Widerstand gegen die konvergente Drift vor der grönländischen Küste leistet. Dies führt in beiden Monaten zu einer Verbesserung der Trefferquote von

etwa 1%. Während  $A_1$  und  $A_3$  steigen, der Eisrand sich etwas Richtung Süden verschiebt, nimmt  $A_2$  im Mittel ab. Darüber hinaus verbessern sich die auf täglicher Basis bestimmten Trefferquoten für  $A_2$ . Eine Halbierung von  $P^*$  (R99-1 und R02-1) führt zum umgekehrten Ergebnis. Es fällt auf, dass der Einfluss von  $P^*$  im Gegensatz zu vielen anderen Sensitivitätsstudien in beiden Monaten sehr ähnlich ist. Fischer und Lemke (1994) zeigen, dass eine Änderung von  $P^*$  geringen Einfluss auf die Eisbedeckung, aber beachtlichen Einfluss auf das Eisvolumen ausübt. Dies wurde auch in Studien von Owens und Lemke (1990) festgestellt. Bei den hier durchgeführten Experimenten zeigt nur der März 2002 ein verändertes  $h_2$ , das bei einer Verdoppelung von  $P^*$  um 8 cm abnimmt.

Der empirische Eiskonzentrationsparameter  $C$  beeinflusst die Eishärte in Abhängigkeit vom Eisbedeckungsgrad (siehe Gleichung 2.32). Bei einem  $C = 20$ , das im Referenzexperiment angewendet wird, wird die Eishärte mit einem Faktor von 1 bei  $A = 1$ , von 0.37 bei  $A = 0.95$  und von 0.14 bei  $A = 0.9$  multipliziert. Wählt man  $C = 10$  (R99-3 und R02-3), dann beträgt der Faktor 1 bei  $A = 1$ , 0.60 bei  $A = 0.95$  und 0.37 bei  $A = 0.9$ . Wählt man  $C = 40$  (R99-4 und R02-4), dann verändert sich der Faktor zu 1 bei  $A = 1$ , 0.14 bei  $A = 0.95$  und 0.02 bei  $A = 0.9$ . Je kleiner also  $C$  gewählt wird, bei desto niedrigerem  $A$  sind die internen Kräfte noch von Bedeutung. Die Auswirkungen auf die Eiseigenschaften sind geringer als die eines variierten  $P^*$ . Der stärkste Einfluss wird auf  $A_2$  ausgeübt. Ein höheres  $C$  führt während beider Zeiträume zu einer Erhöhung von  $A_2$  und zu einer Verschlechterung der zugehörigen Trefferquote.

Die Studien von Owens und Lemke (1990) zeigen, dass die Form der Bruchkurve geringen Einfluss auf Eisbedeckung und Eisvolumen hat. Die hier durchgeführte Variation der Exzentrizität  $e$  um  $-50\%$  (R99-5 und R02-5) und um  $+50\%$  (R99-6 und R02-6) beeinflusst jedoch die Eisdriftgeschwindigkeit. Die Erhöhung der Exzentrizität bewirkt einen Anstieg der Eisdriftgeschwindigkeit um  $0.7 \text{ cm s}^{-1}$  und eine Verbesserung der Trefferquoten von 3.7 bzw. 0.9%.

Insgesamt zeigt der empirische Eishärteparameter  $P^*$  den größten Einfluss der Rheologieparameter auf die Eiseigenschaften. Eine Verdoppelung des ursprünglichen Wertes von  $2 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}$  (R99-2 und R02-2) führt sowohl zu realitätsnäheren Mittelwerten und zu einer Verbesserung der räumlich-zeitlichen Variabilität der Eisbedeckungsgrade als auch zu einer Verbesserung der räumlich-zeitlichen Variabilität der Eisdriftgeschwindigkeit. Lediglich die Mittelwerte der Eisdriftgeschwindigkeit werden kaum beeinflusst.

## 5.6 Variation mehrerer Parameter

Nach der Variation von jeweils einem einzelnen Parameter werden nun gleichzeitig mehrere Parameter variiert und die Auswirkungen auf die Eiseigenschaften untersucht. Die Tabellen 5.11 und 5.12 zeigen sechs ausgewählte Kombinationen.

Die Diskrepanz in der Eisdriftrichtung zwischen Referenzexperiment und Beobachtung legt nahe, Veränderungen vorzunehmen, die die Driftrichtung der Simulation in Richtung der beobachteten beeinflussen. Deswegen werden der Betrag der Ozeanströmung

Experimente April 1999		V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2
		[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]	
Beobachtung		24.2	21.7	19		71.8	91.5	59.5					
Referenzexperiment		15.9	14.3	33	24.6	68.6	94.0	61.6	94.4	58.5	62.5	2.03	1.32
M99-1	O5, O6, T4, T6, R7	3.2	2.8	-4	6.2	-1.0	-5.1	-4.3	-0.2	-14.7	-8.3	0.01	-0.10
M99-2	O5, O6, I13	2.7	2.3	-2	4.2	1.2	-4.2	-2.3	-0.2	-8.2	-5.5	0.03	-0.02
M99-3	O5, T7, R2	2.6	2.5	-5	6.6	3.0	-2.2	1.1	-0.9	1.3	-1.3	-0.07	-0.03
M99-4	O6, T7, R2	8.2	7.9	-2	5.4	2.1	-2.6	0.0	-0.3	-2.3	-2.6	-0.06	-0.04
M99-5	O3, T7, R2	3.2	3.0	-10	9.5	5.4	-3.3	1.3	-2.9	-2.8	-5.7	-0.17	-0.08
M99-6	Antrieb zeitl. konst.	-4.7	-3.1	-1	3.4	0.1	0.7	0.2	-0.9	-10.0	-6.2	0.10	0.07

O5:  $|\vec{u}_{wat}| : \times 0.5$ ,  
T6:  $C_H/C_D = 0.5$ ,

O6:  $DD(\vec{u}_{wat}) : -40^\circ$ ,  
T7:  $C_D/C_{D,w} = 0.75$ ,

I13: dA-Ridging:  $\times 4$ ,  
R2:  $P^* = 4 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}$ ,

T4:  $C_D = f(Ri)$ ,  
R7:  $C = 15$

Tabelle 5.11: Wie Tabelle 5.1, aber die Sensitivität bzgl. mehrerer Parameter im April 1999.

Experimente März 2002		V1	V2	DD	V	A1	A2	A3	A1	A2	A3	h1	h2
		[cm s <sup>-1</sup> ]		[°]	T [%]	[%]			Treffer T [%]			[m]	
Beobachtung		24.5	19.1	15		79.3	93.1	67.3					
Referenzexperiment		18.7	16.0	23	40.4	81.3	96.2	73.8	95.3	56.9	56.7	2.38	1.87
M02-1	O5, O6, T4, T6, R7	4.0	3.0	-7	-1.8	-0.7	-3.3	-3.1	-0.2	-4.9	-3.7	-0.21	-0.25
M02-2	O5, O6, I13	3.3	2.1	-4	-1.4	6.5	-3.8	-0.7	-5.1	-3.9	-8.4	-0.14	-0.06
M02-3	O5, T7, R2	3.4	3.2	-7	1.2	8.9	-1.4	2.8	-7.1	-1.6	-9.1	-0.37	-0.15
M02-4	O6, T7, R2	10.4	9.9	-3	-21.2	3.6	-2.1	1.3	-2.0	-1.0	-3.8	-0.21	-0.13
M02-5	O3, T7, R2	4.0	3.5	-13	2.7	9.6	-2.4	3.1	-7.9	-4.5	-11.8	-0.54	-0.30
M02-6	Antrieb zeitl. konst.	-7.5	-4.9	4	-20.2	0.3	-0.9	-0.1	-0.2	4.5	2.7	-0.36	-0.28

O5:  $|\vec{u}_{wat}| : \times 0.5$ ,  
T6:  $C_H/C_D = 0.5$ ,

O6:  $DD(\vec{u}_{wat}) : -40^\circ$ ,  
T7:  $C_D/C_{D,w} = 0.75$ ,

I13: dA-Ridging:  $\times 4$ ,  
R2:  $P^* = 4 \cdot 10^4 \text{ N m}^{-2}$ ,

T4:  $C_D = f(Ri)$ ,  
R7:  $C = 15$

Tabelle 5.12: Wie Tabelle 5.1, aber die Sensitivität bzgl. mehrerer Parameter im März 2002.

halbiert (O5), die Ozeanströmung um  $40^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht (O6) und die Eishärte erhöht (R2 und R7). Diese dritte Maßnahme soll gleichzeitig eine erforderliche Reduktion von A2 bewirken. Da die Referenzexperimente in beiden Monaten eine zu schwache Eisdrift zeigen, wird, um diese zu verstärken, das Verhältnis von  $C_D/C_{D,w}$  von 0.5 auf 0.75 heraufgesetzt (R7). Von weiteren Veränderungen, nämlich der Vervierfachung der Abnahme des Eisbedeckungsgrades infolge der Scherdeformation (I13), die Berücksichtigung der atmosphärischen Schichtung bei der Bestimmung des  $C_D$ -Wertes (T4) und die Festsetzung des Verhältnisses  $C_H/C_D = 0.5$  (T6), werden zusätzliche Verbesserungen erwartet.

Für die ersten fünf Kombinationen wird eine Erhöhung und damit eine Annäherung der simulierten Mittelwerte von V1 und V2 an die beobachteten festgestellt (Ausnahme: M02-4). Die Mittelwerte für V2 stimmen in den Experimenten M99-4, M02-1, M02-2, M02-3 und M02-5 zwischen Beobachtung und Simulation nahezu überein. In allen fünf Sensitivitätsexperimenten hat die Richtungsänderung der Eisdrift gegenüber dem Referenzexperiment das richtige Vorzeichen. Während sich für den April 1999 die Trefferquoten für die Eisdrift durchweg um Werte zwischen 4.2 und 9.5 % verbessern, fallen die Auswirkungen für den März 2002 unterschiedlich aus. In den Experimenten M02-3 und M02-5, in denen das Verhältnis von  $C_D/C_{D,w}$  sowie der Eishärteparameter erhöht und die Ozeanströmung halbiert (M02-3) bzw. aus einer tieferen Schicht genommen wird (M02-5), verbessern sich die Trefferquoten leicht. In den anderen Experimenten hingegen verschlechtern sich die Trefferquoten, bei M02-4 sogar um mehr als 20 %.

Betrachtet man die Ergebnisse hinsichtlich des Eisbedeckungsgrades, fällt auf, dass sich fast alle Trefferquoten verschlechtern. Diese Verschlechterung ist zum Teil so deutlich, dass die in Abschnitt 5.3 diskutierte Ungenauigkeit des Eisbedeckungsgrades der SSM/I-Daten nicht alleine dafür verantwortlich sein kann. Die Zusammenhänge zeigen, dass es problematisch erscheint, eine Optimierung von  $P^*$  und des Verhältnisses  $C_D/C_{D,w}$  nur anhand von Vergleichen mit Eisdriftbojen durchzuführen, wie es Fischer (1995), Harder und Fischer (1999), Kreyscher et al. (1997) und Kreyscher et al. (2000) gemacht haben. Für eine wirkliche Verbesserung der Simulation ist es erforderlich, die Auswirkungen von Änderungen der Modellparameter auf verschiedene Eiseigenschaften zu berücksichtigen.

Die unterschiedlichen Auswirkungen zwischen den beiden Untersuchungsmonaten und bzgl. der beiden Eiseigenschaften Eisdrift und Eisbedeckungsgrad machen deutlich, dass eine wirkliche Optimierung des Meereismodells mit den vorgestellten Variationen nicht möglich ist. Offensichtlich sind die Antriebsdaten der Hauptgrund für die festgestellten Abweichungen zwischen Referenzexperiment und Beobachtung. Unter den Antriebsdaten stellt die Ozeanströmung die Größe dar, die in den hier durchgeführten Modellexperimenten die meisten Probleme verursacht.

Das sechste aufgeführte Sensitivitätsexperiment (M99-6 und M02-6) nimmt eine Sonderrolle ein. In dieser Studie werden als Antrieb für das Eismodell Monatsmittel aller Größen – Wind, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Wolkenbedeckungsgrad, Ozeanströmung und Ozeanoberflächenauslenkung – verwendet. Tendenziell ähneln die Ergebnisse denen der Studie mit konstantem Wind (A99-6 und A02-6), allerdings sind die Amplituden größer. Die Entfernung jeglicher zeitlicher Variabilität in den Antriebsdaten führt in beiden Untersuchungszeiträumen zu einer deutlichen Reduktion der Eisdrift. Während sich im April 1999 die Trefferquote für die Eisdrift verbessert und die Trefferquoten für die Eisbedeckungsgrade verschlechtern, sind die Auswirkungen im März 2002 umgekehrt. Dieses Experiment stellt die Grundlage für die Fallstudien mit synthetischen Zyklonen dar, die in Kapitel 7.1 durchgeführt werden.

## 5.7 Zusammenfassende Bewertung

Die Ergebnisse der Sensitivitätsexperimente legen nahe, dass die Ozeanströmung aus der MPI-OM-Simulation sowohl für die Diskrepanz der mittleren Eisdriftichtung zwischen Simulation und Beobachtung als auch für die Unterschiede der räumlich-zeitlichen Variabilität der Eisdrift zwischen Simulation und Beobachtung hauptverantwortlich ist. Wird das Meereismodell mit der Ozeanströmung aus 17 m anstelle von 6 m angetrieben, wird die simulierte Eisdrift realitätsnäher, der simulierte Eisbedeckungsgrad entfernt sich jedoch von dem beobachteten. Insgesamt werden die Simulationsergebnisse durch eine Erhöhung des Eishärteparameters  $P^*$  verbessert. Es zeigt sich, dass es wichtig ist, bei der Optimierung der Modellparameter mittels Beobachtungen die Auswirkungen auf die unterschiedlichen Eiseigenschaften und zu unterschiedlichen synoptischen Bedingungen zu berücksichtigen. Ferner legt eines der Sensitivitätsexperimente nahe, dass der SSM/I-Eisbedeckungsgrad in der Framstraße geringer als in der Realität ist.

# Kapitel 6

## Fallstudien für beobachtete Zyklonen

Während der beiden FRAMZY-Feldexperimente wurden vier Episoden mit insgesamt sieben Zyklonen in der Framstraße beobachtet. Hierzu zählen (1) die synoptisch-skalige Zyklone, die am 18. und 19. April 1999 von Süd nach Nord durch die Framstraße zog (Abbildung 3.1 a), (2) der weit nach Norden reichende Trog eines Tiefs über der Norwegischen See am 7. März 2002 (Abbildung 3.1 b), (3) die Zyklonenfamilie mit drei Zyklonen, die sich in kurzer Abfolge zwischen dem 13. und 14. März 2002 in der Grönlandsee bildeten und durch die Framstraße zogen, (Abbildungen 3.1 c und 3.1 d) sowie (4) die Zyklonenfamilie mit zwei Zyklonen, die sich zwischen dem 20. und 22. März 2002 in der Framstraße aufhielten (Abbildungen 3.1 e und 3.1 f). In diesem Kapitel werden die beobachteten und simulierten Auswirkungen der Zyklonen auf das Meereis vorgestellt. Die Beobachtungsdaten umfassen die mittels der Eisbojen bestimmte Eisdrift und den aus den SSM/I-Daten abgeleiteten Eisbedeckungsgrad. Die gezeigten Simulationsergebnisse stammen aus dem Referenzexperiment. Für alle vier Episoden mit Framstraßenzyklonen werden zusätzlich horizontale Felder der Oberflächen- und Lufttemperatur, des Windes sowie der turbulenten Impuls- und Wärmeflüsse gezeigt, die jeweils während einer Flugzeugmission bestimmt wurden. Diese Felder werden mit den entsprechenden Simulationsergebnissen verglichen. Es geht in diesem Kapitel sowohl um die Fragestellung, wie die einzelnen Zyklonen das Meereis verändern, als auch darum, herauszufinden, wie realitätsnah diese Auswirkungen im Modellexperiment simuliert werden.

### 6.1 Zyklone vom 18. und 19. April 1999

Nach den EZMW-Analysen zieht am 18. April 1999 gegen 12 UTC eine synoptisch-skalige Zyklone von Süden in das Gebiet der Framstraße (Abbildungen 6.1 a und 6.1 e). Diese Zyklone erreicht am 19. April um 00 UTC den Eisrand bei 79° N und 4° W, wird deutlich schwächer und verlässt am Abend des 19. April die Framstraße Richtung Norden. Die in der zweiten Spalte dargestellten Felder aus der MPI-OM-Simulation zeigen, dass der Ozean unter dem atmosphärischen Tief in 6 m Tiefe radial nach außen



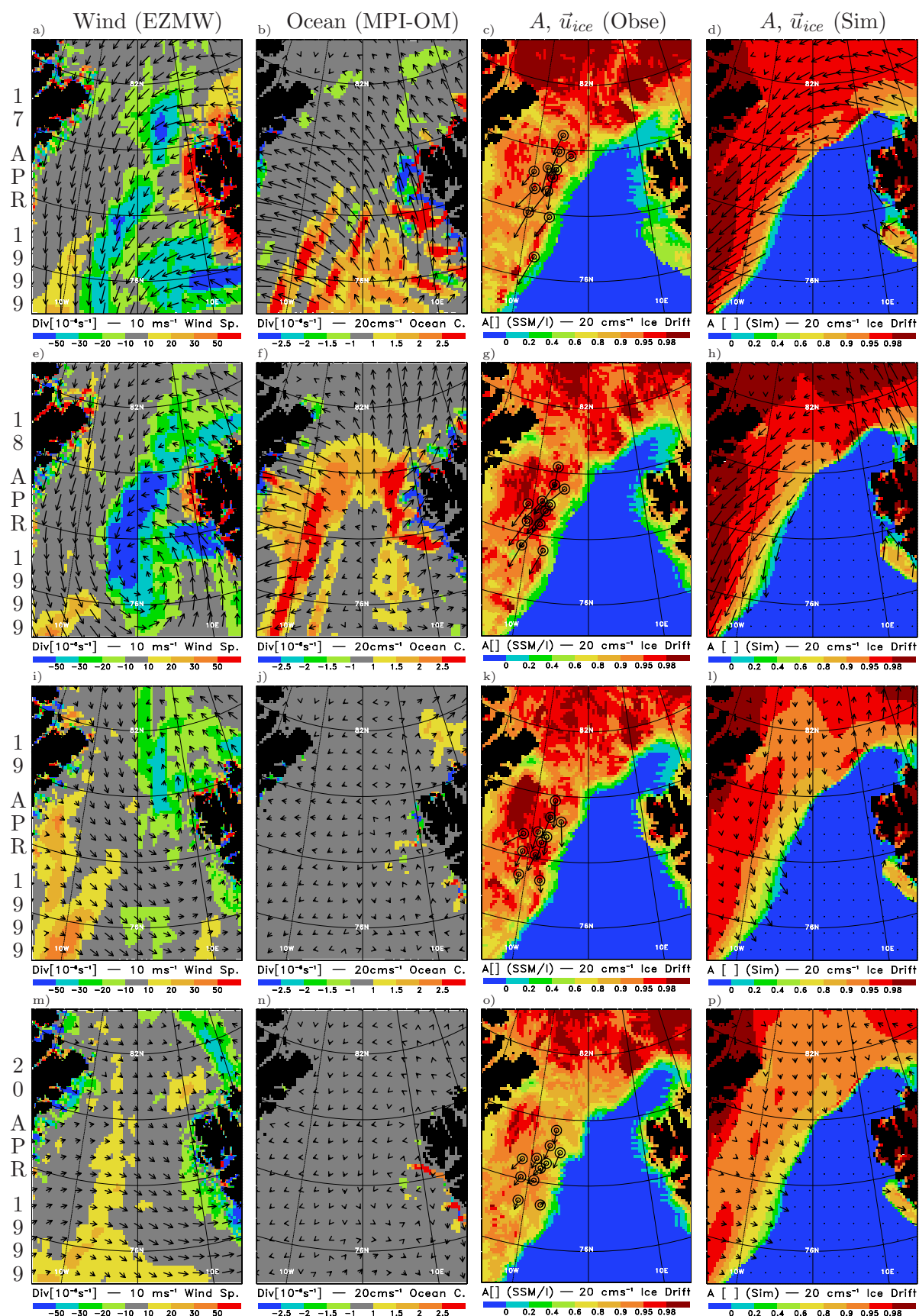


Abbildung 6.1: Tägliche Momentanwerte des 10 m-Windes [ $\text{m s}^{-1}$ ] (1. Spalte) und der Ozeanströmung in 6 m-Tiefe [ $\text{cm s}^{-1}$ ] (2. Spalte) mit farblich unterlegter Divergenz  $\text{Div}$  [ $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ] sowie des Eisbedeckungsgrades  $A$  [ ] und der Eisdrift  $\vec{u}_{ice}$  [ $\text{cm s}^{-1}$ ] in den Beobachtungen (SSM/I, Eisbojen) (3. Spalte) und im Referenzexperiment (Sim) (4. Spalte) für den Zeitraum vom 17. bis 20. April 1999 jeweils um 12 UTC.

strömt (Abbildung 6.1f). Dabei treten am 17. und 18. April (Abbildungen 6.1 b und 6.1f) Strömungsgeschwindigkeiten von mehr als  $30 \text{ cm s}^{-1}$  auf, die eine großflächige Divergenz der Ozeanströmung mit Werten über  $2 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  bewirken.

Da die Zyklone östlich an den Eisbojen vorbeizieht, driftet das Meereis an den Bojenposition an allen vier Tagen aus Nord bis Nordost (3. Spalte in Abbildung 6.1). Dabei ist die Driftgeschwindigkeit mit  $30$  bis  $50 \text{ cm s}^{-1}$  am 17. und 18. April am höchsten und mit  $5$  bis  $20 \text{ cm s}^{-1}$  am 20. April am niedrigsten. Die simulierte Eisdrift (4. Spalte in Abbildung 6.1) dokumentiert am 18. und 19. April die starke Scherung mit einer Driftrichtung aus Süden in der östlichen und aus Norden in der westlichen Framstraße. An den Bojenpositionen treten in der Simulation an allen vier Terminen ähnliche Beträge wie in den Beobachtungen auf. Die Driftrichtung stimmt am 18. April zwischen Simulation und Beobachtung überein. Am 17. April driftet das Meereis in der Simulation mehr Richtung Grönland und am 19. und 20. April mehr Richtung Eisrand. Ferner fällt auf, dass die beobachtete Eisdrift heterogener als die simulierte ist.

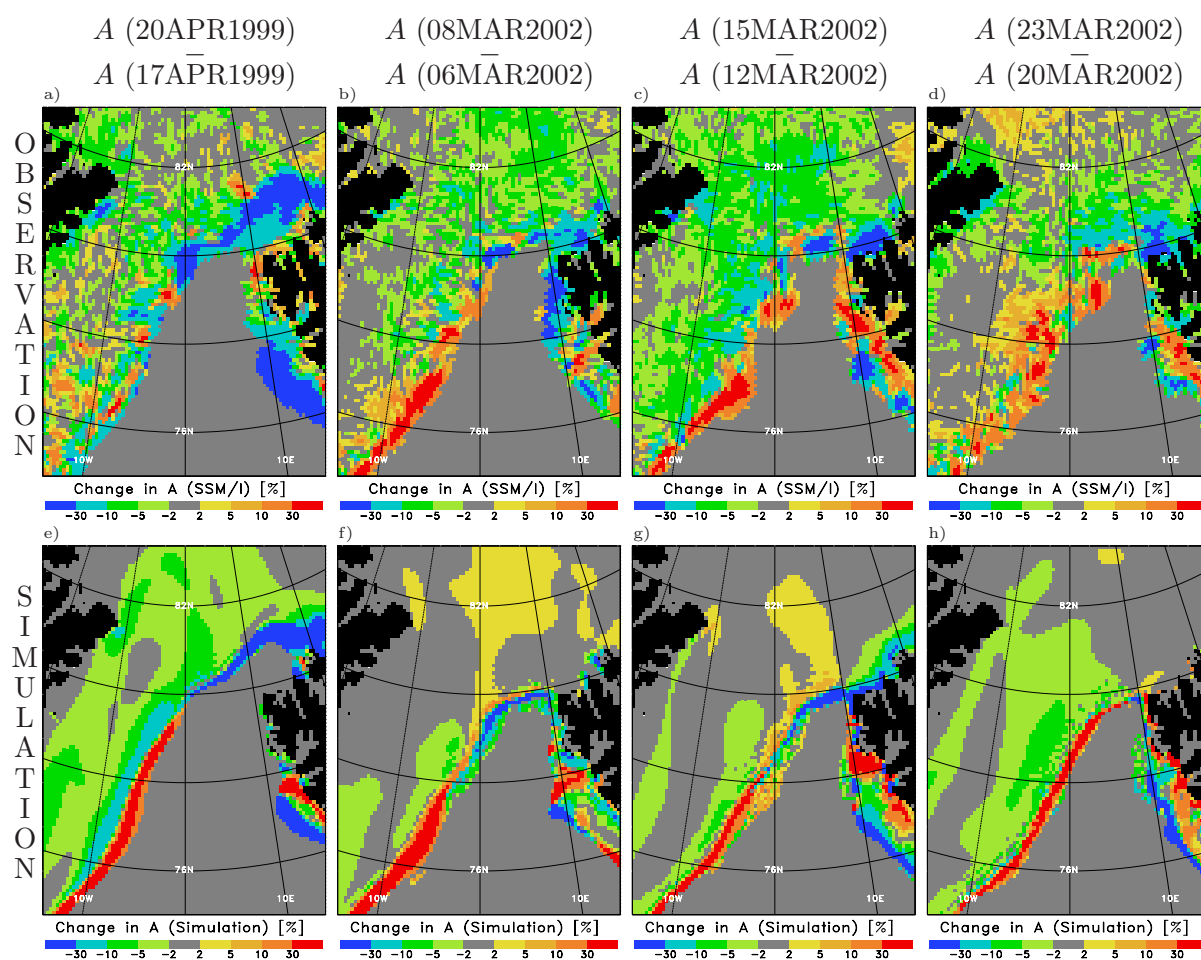


Abbildung 6.2: Änderung des Eisbedeckungsgrades  $A$  [%] während der vier untersuchten Phasen mit Framstraßenzyklonen auf Grundlage der SSM/I-Beobachtungen (1. Reihe) und des Referenzexperimentes (2. Reihe).

Der den Driftfeldern unterlegte Eisbedeckungsgrad  $A$  aus Satellitenbeobachtungen zeigt interessante Änderungen, die mit dem Zyklonendurchgang im Zusammenhang stehen. Die beobachtete Nettoänderung zwischen dem 17. und 20. April (Abbildung 6.2 a) zeigt zum einen eine Eisrandverschiebung und zum anderen Änderungen im Inneren des eisbedeckten Gebietes. Die Zyklone bewirkt nördlich von Spitzbergen eine Verlagerung des Eisrandes um bis zu 200 km nach Nordosten. Der größte Teil dieser Änderung vollzieht sich zwischen dem 17. April (Abbildung 6.1 c) und dem 18. April (Abbildung 6.1 g), also auf der Vorderseite der Zyklone. Der Südwind schiebt das dünne Eis im Eisrandbereich zusammen, wobei ein Teil des Meereises geschmolzen wird. Die Eisrandverlagerung von fast 100 km an einem Tag ist beachtlich. Während sich die Position des Eisrandes am stärksten bei Eintritt der Zyklone in die Framstraße ändert, treten die größten Änderungsraten von  $A$  im Inneren des Eisgebietes erst nach Durchzug der Zyklone zwischen dem 19. April (Abbildung 6.1 k) und 20. April (Abbildung 6.1 o) auf. Dabei dominiert die Abnahme von  $A$  gegenüber der Zunahme. Die 3-Tage-Änderung (Abbildung 6.2 a) zeigt insgesamt ein „fleckiges“ Muster mit Beträgen um 5%.

Das Referenzexperiment simuliert die Verschiebung des Eisrandes in der östlichen Framstraße realitätsnah (Abbildungen 6.2 a und 6.2 e). Die auszumachenden Unterschiede in diesem Gebiet kommen hauptsächlich durch eine gegenüber den SSM/I-Daten abweichende Position des simulierten Eisrandes vor Eintritt der Zyklone in die Framstraße am 17. April zustande (Abbildungen 6.1 c und 6.1 d). Die in Abbildung 6.2 e rot markierte Ausdehnung des Eisgebietes nach Osten widerspricht den Beobachtungsdaten. Sie wird in der Simulation durch die weiter vorne beschriebenen Fehler der Driftrichtung des Meereises am 19. und 20. April verursacht. Im Inneren des Eisgebietes zeigt die Simulation eine flächendeckende Nettoabnahme von  $A$ , die sich im Wesentlichen zwischen dem 18. und 19. April vollzieht (Abbildungen 6.1 h und 6.1 l). Diese Abnahme steht in zeitlichem Zusammenhang mit der starken Divergenz der Ozeanströmung (Abbildung 6.1 f) sowie der Scherung des Windfeldes (Abbildung 6.1 e) und des Eisdriftfeldes (Abbildung 6.1 h). Insbesondere nach dem Durchzug von Zyklonen ist der beobachtete Eisbedeckungsgrad heterogener als in der Simulation. Dieser Unterschied wird offensichtlich durch die zu homogene Eisdrift im Modellexperiment verursacht.

Die Flugzeugmission vom 19. April 1999 ermöglicht eine detaillierte Betrachtung zu einem Zeitpunkt. Dabei kann die Güte der Antriebsgrößen des Meereismodells – Wind und Lufttemperatur – und der im Eismodell berechneten Parameter – Oberflächentemperatur sowie turbulente Impuls- und Wärmeflüsse – durch Vergleich mit den Messungen beurteilt werden. 8 km-Mittelwerte aus Flugabschnitten mit einer Flughöhe unterhalb von 100 m (die meisten Horizontalflugabschnitte fanden sogar in einer Höhe unterhalb von 20 m statt) werden nach Cressman (1959) auf die umliegenden Modellgitterzellen des Eismodells interpoliert. Diese Methode zur Darstellung von horizontalen Feldern aus den Messgrößen eines Fluges wurde bereits von Brümmner et al. (2002) angewandt.

Der Kern des Tiefs liegt um 11 UTC unmittelbar südlich des Fluggebietes. Auf der Ostseite weht der Wind mit fast  $15 \text{ m s}^{-1}$  aus südlicher Richtung, auf der Westseite mit ähnlichem Betrag aus nördlicher Richtung (Abbildung 6.3 a). Der horizontale Gradient der Luft- und Oberflächentemperatur beträgt 15 K auf einer Strecke von

100 km (Abbildungen 6.3 a und 6.3 b). Der Impulsfluss ist im Zentrum der Zyklone schwach, auf der Rück- und Vorderseite werden Werte von mehr als  $0.2 \text{ N m}^{-2}$  erreicht (Abbildung 6.3 c). Der turbulente Gesamtwärmeffluss ist schwach (Abbildung 6.3 d), nur über Leads im Westteil des Fluggebietes werden Werte von  $100 \text{ W m}^{-2}$  erreicht.

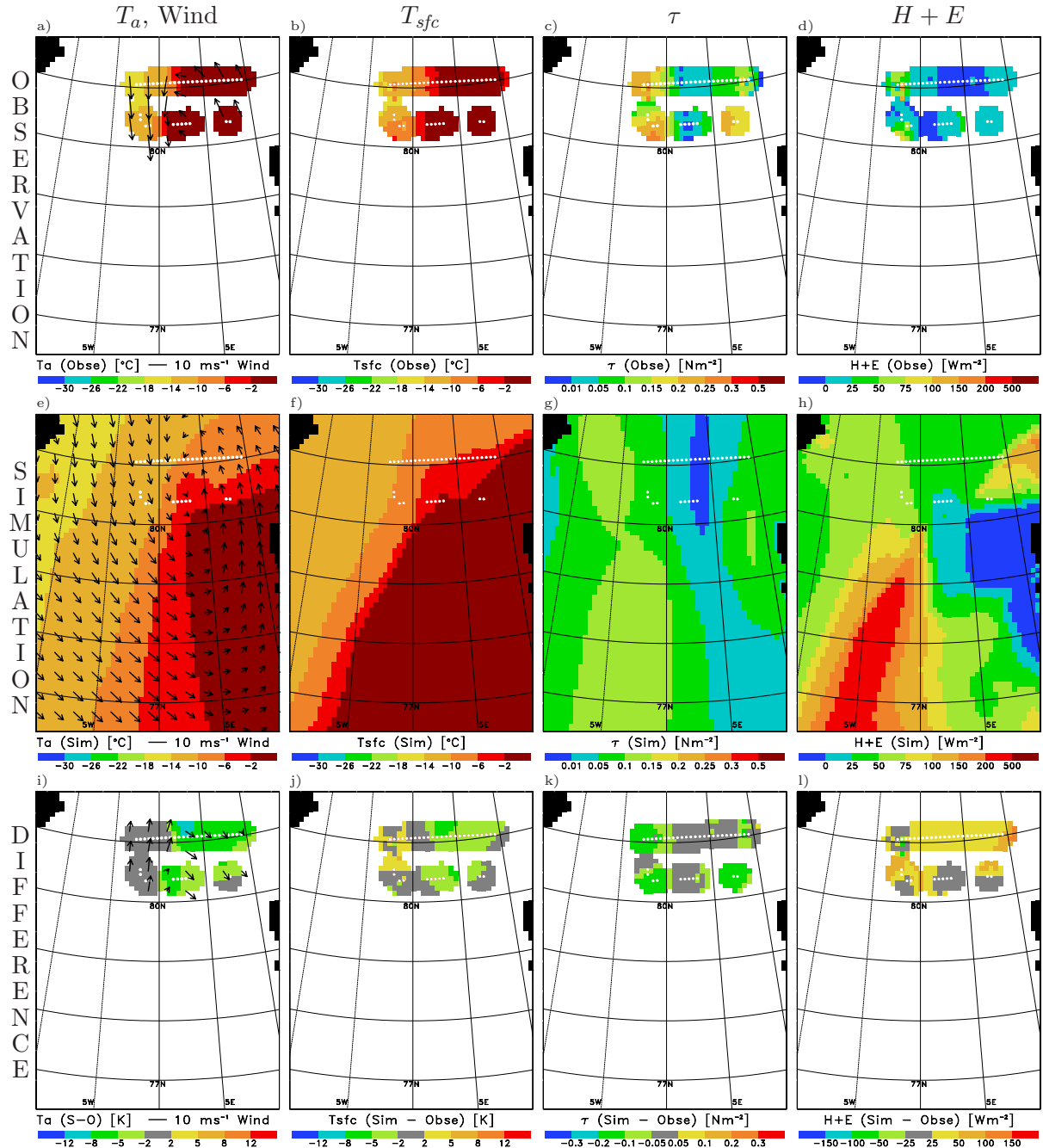


Abbildung 6.3: Horizontale Verteilung der Lufttemperatur  $T_a$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] und des Windes [ $\text{ms}^{-1}$ ] (1. Spalte), der Oberflächentemperatur  $T_{sfc}$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] (2. Spalte), des turbulenten Impulsflusses  $\tau$  [ $\text{Nm}^{-2}$ ] (3. Spalte) und des turbulenten Gesamtwärmefflusses  $H + E$  [ $\text{Wm}^{-2}$ ] (4. Spalte) am 19. April 1999 gegen 11 UTC auf Grundlage eines Messfluges (Obse) (1. Reihe) und des Referenzexperimentes (Sim) (2. Reihe). In der 3. Reihe sind die Differenzfelder zwischen dem Referenzexperiment und den Flugzeugmessungen (S-O) dargestellt. Die Flugzeugmessungen wurden nach Cressman (1959) auf das Eismodellgitter interpoliert. Die weißen Punkte geben die Messpositionen bzgl. 8 km-Mittelwerten wieder.

Eine ausführliche Beschreibung dieser Zyklone ist bei Brümmer et al. (2003) nachzulesen.

In der 2. und 3. Reihe der Abbildung 6.3 werden die Simulationsergebnisse und die Differenzfelder zwischen Simulation und Beobachtung gezeigt. Der Vergleich ergibt, dass die Zyklone in den EZMW-Analysen etwas zuweit nördlich liegt, und der Wind sowohl auf der Vorderseite als auch auf der Rückseite nur halb so stark wie der beobachtete ist (Abbildung 6.3i). Zum Teil kommen diese Unterschiede dadurch zustande, dass die EZMW-Analysen nur 6-stündlich vorliegen und das in Abbildung 6.3e gezeigte Windfeld für 11 UTC aus den Feldern für 06 UTC und 12 UTC linear interpoliert worden ist. Während die Lufttemperatur auf der kalten Seite mit  $-15$  bis  $-10$  °C in Übereinstimmung mit den Beobachtungen ist, wird die Warmluftzufuhr auf der Vorderseite mit bis zu 8 K niedrigeren Temperaturen unterschätzt (Abbildung 6.3i). Dies wirkt sich entsprechend auf die simulierte Oberflächentemperatur aus (Abbildung 6.3j). Obwohl das Meereismodell zum Vergleichszeitpunkt mit einem zu schwachen Wind angetrieben wird, ist der simulierte turbulente Gesamtwärmeffluss über Eis generell um 25 bis 50  $\text{W m}^{-2}$  größer als in den Beobachtungen (Abbildung 6.3l). Der simulierte Impulsfluss ist hingegen schwächer als der beobachtete (Abbildung 6.3k).

## 6.2 Trog vom 7. März 2002

Am 7. März 2002 liegt ein markanter atmosphärischer Trog in der Framstraße, der sich laut EZMW-Analysen um 12 UTC entlang des 0°-Meridians von Süden bis nach 82° N erstreckt, wobei die Achse gegenüber dem Meridian um ca. 10° entgegen dem Uhrzeigersinn geneigt ist (Abbildung 6.4e). Der Trog ist am 6. März von Südosten her in die Framstraße geschwenkt (Abbildung 6.4a) und löst sich am 8. März im Südwesten der Framstraße auf (Abbildung 6.4i). Das Windfeld weist im Zentrum des Troges hohe Konvergenz auf (blau unterlegter Streifen in Abbildung 6.4e), wohingegen die Ozeanströmung im Bereich des Troges fast divergenzfrei und schwach ist (Abbildung 6.4f). Im eisbedeckten Gebiet westlich des Troges sind sowohl der Wind als auch die Ozeanströmung divergent.

Die Eisbojen westlich des atmosphärischen Troges driften mit 20 bis 30  $\text{cm s}^{-1}$  aus 0° bis 30°, diejenigen im Bereich des Troges driften kaum (Abbildung 6.4g). Nach Abzug des Troges am 8. März driften alle Bojen mit 30 bis 50  $\text{cm s}^{-1}$  aus 0° bis 30° (Abbildung 6.4k). Die simulierte Eisdrift weist am 7. März eine zyklonale Drehung auf (Abbildung 6.4h), die in Übereinstimmung mit der Beobachtung ist. Am 8. März zeigt das Modellexperiment wie die Beobachtung Driftgeschwindigkeiten von 40 bis 50  $\text{cm s}^{-1}$  (Abbildung 6.4l), aber die Richtung ist gegenüber der beobachteten um ca. 20° im Uhrzeigersinn gedreht. Hierfür dürfte der Antrieb mit der an diesem Termin zu starken Ozeanströmung aus Osten (Abbildung 6.4j) verantwortlich sein.

Die in Abbildung 6.2b gezeigte Nettoänderung von  $A$ , bezogen auf den Zeitraum vom 6. bis zum 8. März, macht deutlich, dass sich das Eis östlich des Troges zurückzieht und westlich des Troges ausdehnt. Dieser Effekt wird auch im Referenzexperiment (Abbildung 6.2f) realitätsnah simuliert. Betrachtet man den 60%-Eisrand der SSM/I-

Daten, so zeigt dieser am 8. März einige Mäander, deren regelmäßige Struktur mit einer mittleren Wellenlänge von ca. 70 km in einem Radarsat-Bild vom 8. März zu erkennen ist (siehe Abbildung 3.8). Im gesamten eisbedeckten Teil der Framstraße nimmt  $A$  mit Ausnahme des äußersten Südteils großflächig zwischen 2 und 10% ab. Diese Abnahme kann nicht simuliert werden. Das Modellexperiment zeigt sogar eine Zunahme von  $A$  im Zentrum und im Norden der Framstraße. Die Zunahme kommt durch die Konvergenz des Windes (Abbildung 6.4e) bei einer divergenzschwachen Ozeanströmung (Abbildung 6.4f) zustande. Im Gegensatz zur synoptisch-skaligen Zyklone vom 19. April 1999 weist die Ozeanströmung in diesem Fall im Bereich des atmosphärischen Troges keine starke Divergenz auf, die zu einer Divergenz der Eisdrift und damit zu einer Abnahme von  $A$  im Modell führen könnte. Die Abnahme von  $A$  kann nicht nur durch

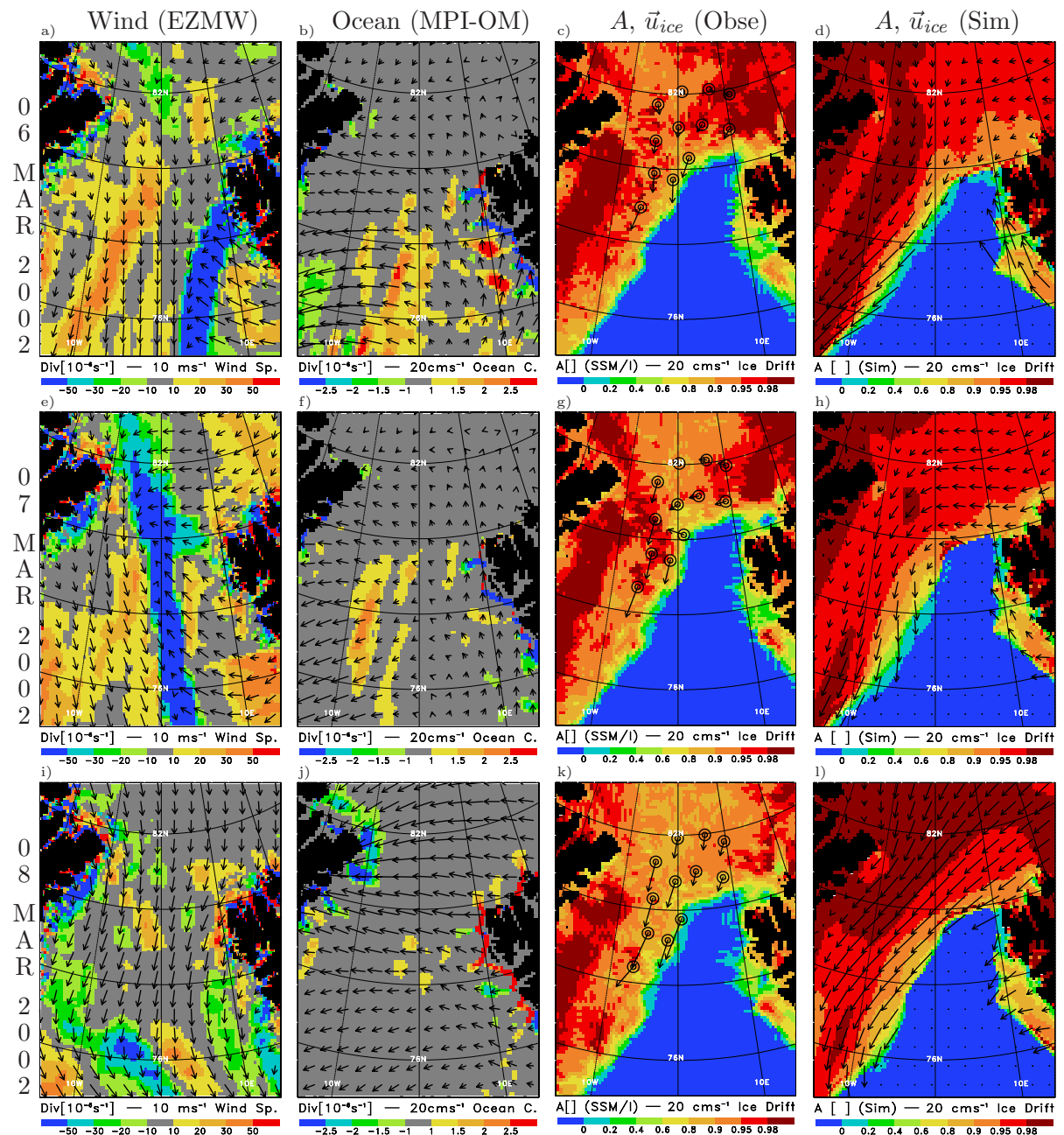


Abbildung 6.4: Wie Abbildung 6.1, aber für den Zeitraum vom 6. bis 8. März 2002 jeweils um 12 UTC.

eine divergente Eisdrift, sondern auch durch Scherung der Eisdrift verursacht werden. Ein Sensitivitätsexperiment, in dem die Abnahme von  $A$  durch Scherdeformation der Eisdrift vervierfacht wird, zeigt lediglich eine schwächere Zunahme von  $A$  im Norden der Framstraße (keine Abbildung). Es erscheint somit wahrscheinlich, dass die nicht vorhandene bzw. zu schwache Divergenz der Ozeanströmung die Ursache dafür ist, dass die beobachtete Abnahme von  $A$  nicht simuliert wird.

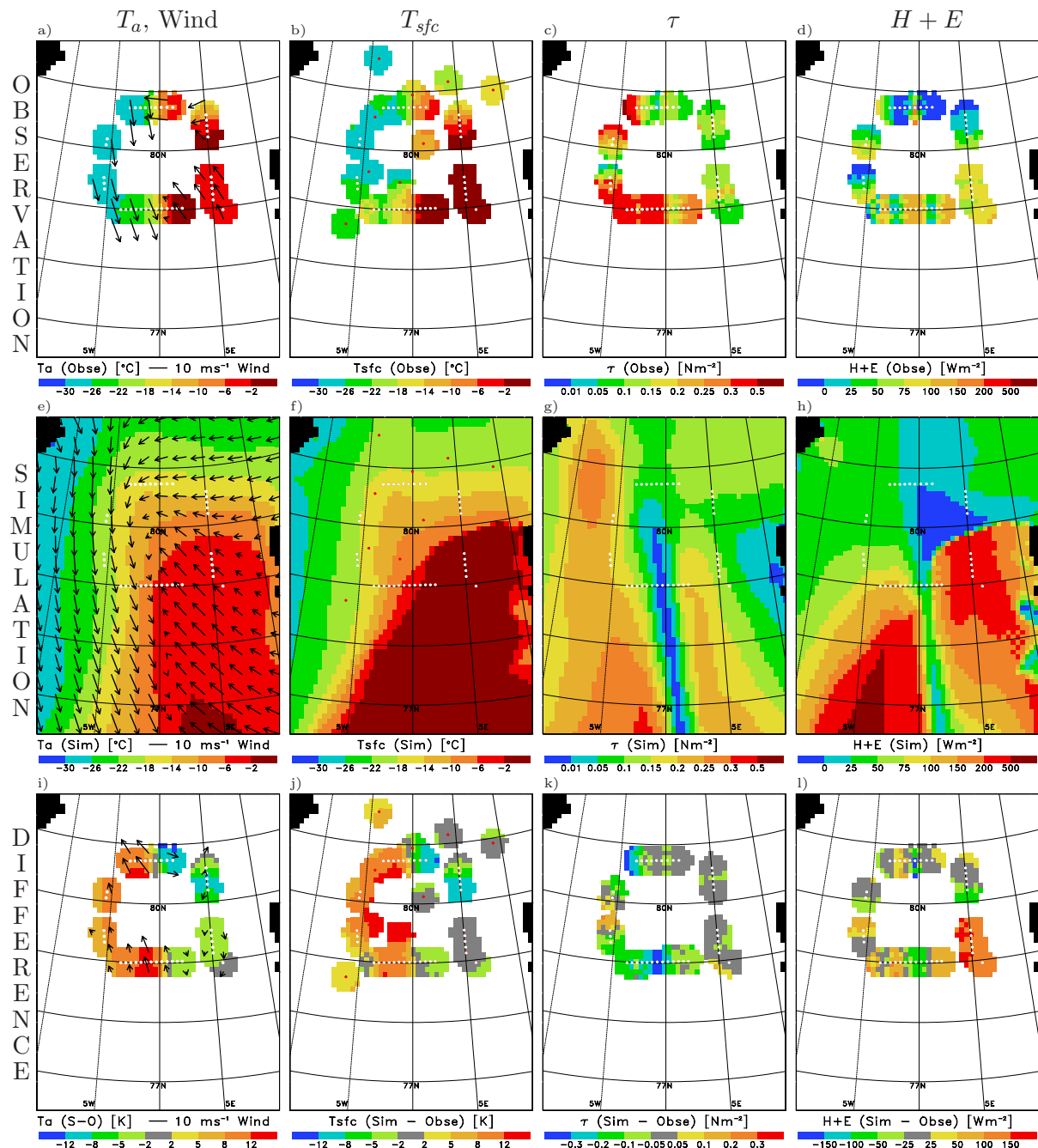


Abbildung 6.5: Wie Abbildung 6.3, aber für den Messflug am 7. März 2002 gegen 11 UTC. Die roten Punkte kennzeichnen die Bojenpositionen.

Die Flugmission vom 7. März zeigt, dass sich der Übergang von südlichen Winden auf der Ostseite des Trogos zu nördlichen Winden auf dessen Westseite innerhalb weniger Dekameter abspielt. Dabei treten auf beiden Seiten Windgeschwindigkeiten von 10 bis  $15 \text{ m s}^{-1}$  auf (Abbildung 6.5 a). Der Temperaturunterschied zwischen der kalten und warmen Seite beträgt 25 K (Abbildungen 6.5 a und 6.5 b). Der Impulsfluss erreicht auf der Rückseite des Trogos über Meereis einen maximalen Betrag von  $0.5 \text{ N m}^{-2}$  (Abbildung 6.5 c). Die hohe räumliche Variabilität des turbulenten Gesamtwärmefflusses, der zwischen positiven Werten von mehr als  $200 \text{ W m}^{-2}$  und leicht negativen schwankt (Abbildung 6.5 d), verdeutlicht die starke Inhomogenität der Eisbedeckung.

Die EZMW-Analysen erfassen prinzipiell die Lage des Trogos sowie Windstärke und Windrichtung (Abbildung 6.5 e), allerdings ist die Übergangszone zu breit. Dieser zum Teil auflösungsbedingte Fehler des EZMW-Windes führt zu einer deutlich geringeren Scherung im Trogbereich mit entsprechenden Konsequenzen für die Eisdrift, deren Scherdeformation und der damit verbundenen Abnahme von  $A$ . Nicht auflösungsbedingt ist der Fehler in der Lufttemperaturverteilung (Abbildung 6.5 i). Luft- und Oberflächentemperatur sind auf der warmen Seite generell um 2 bis 5 K höher und auf der kalten Seite um 5 bis 12 K niedriger als in der Beobachtung (Abbildungen 6.5 i und 6.5 j). Gemessener und simulierter Impulsfluss stimmen auf der Vorderseite des Trogos nahezu überein (Abbildung 6.5 k). Entlang der Trogachse ist der simulierte Impulsfluss aufgrund der zu geringen Windgeschwindigkeit deutlich zu schwach. Die horizontale Verteilung des simulierten Gesamtwärmefflusses (Abbildung 6.5 h) zeigt große Gradienten in Abhängigkeit des Eisrandes und der Trogachse. Der Vergleich mit der Flugzeugmessung ergibt, dass über dem eisfreien Ozean der simulierte Gesamtwärmeffluss doppelt so groß wie der beobachtete ist (Abbildung 6.5 l).

### 6.3 Zyklonenfamilie vom 13. und 14. März 2002

Am 12. März 2002 ist der Druckgradient in der Framstraße schwach. In der Nacht zum 13. März entsteht im südlichen Teil der Framstraße über dem eisfreien Ozean eine mesoskalige Zyklone. Diese Aussage lässt sich auf Grundlage der Eisbojenmessungen treffen. Die Zyklone zieht entlang des Eisrandes nordwärts, nimmt gegen 10 UTC die Position  $80.5^\circ \text{ N}$  und  $3^\circ \text{ W}$  über eisbedecktem Ozean ein und löst sich im Laufe des Tages auf. Am gleichen Tag folgt eine zweite, stärkere Zyklone der Zugbahn der ersten und zieht zunächst nach  $80.5^\circ \text{ N}$  und  $0^\circ \text{ W}$ . Das AVHRR-Bild vom Vormittag des 13. März (Abbildung 3.9) zeigt die Wolkenstruktur beider Zyklonen. Im weiteren Verlauf nimmt die zweite Zyklone am 14. März Kurs Richtung Südosten nach Spitzbergen. Eine dritte Zyklone zieht am 14. März von der Eisrandzone in der südlichen Framstraße Richtung Nordosten ebenfalls nach Spitzbergen. Vergleiche mit den Bojenmessungen und den AVHRR-Satellitenbildern zeigen, dass die Zyklonen in den EZMW-Analysen insgesamt realitätsnah wiedergegeben werden. Allerdings zieht die zweite Zyklone in den Analysen um 50 bis 100 km nach Westen verschoben durch die Framstraße. Die Windfelder der EZMW-Analyse sind für die Tage vom 12. bis 15. März 2002 um jeweils 12 UTC in der 1. Spalte der Abbildung 6.6 dargestellt.



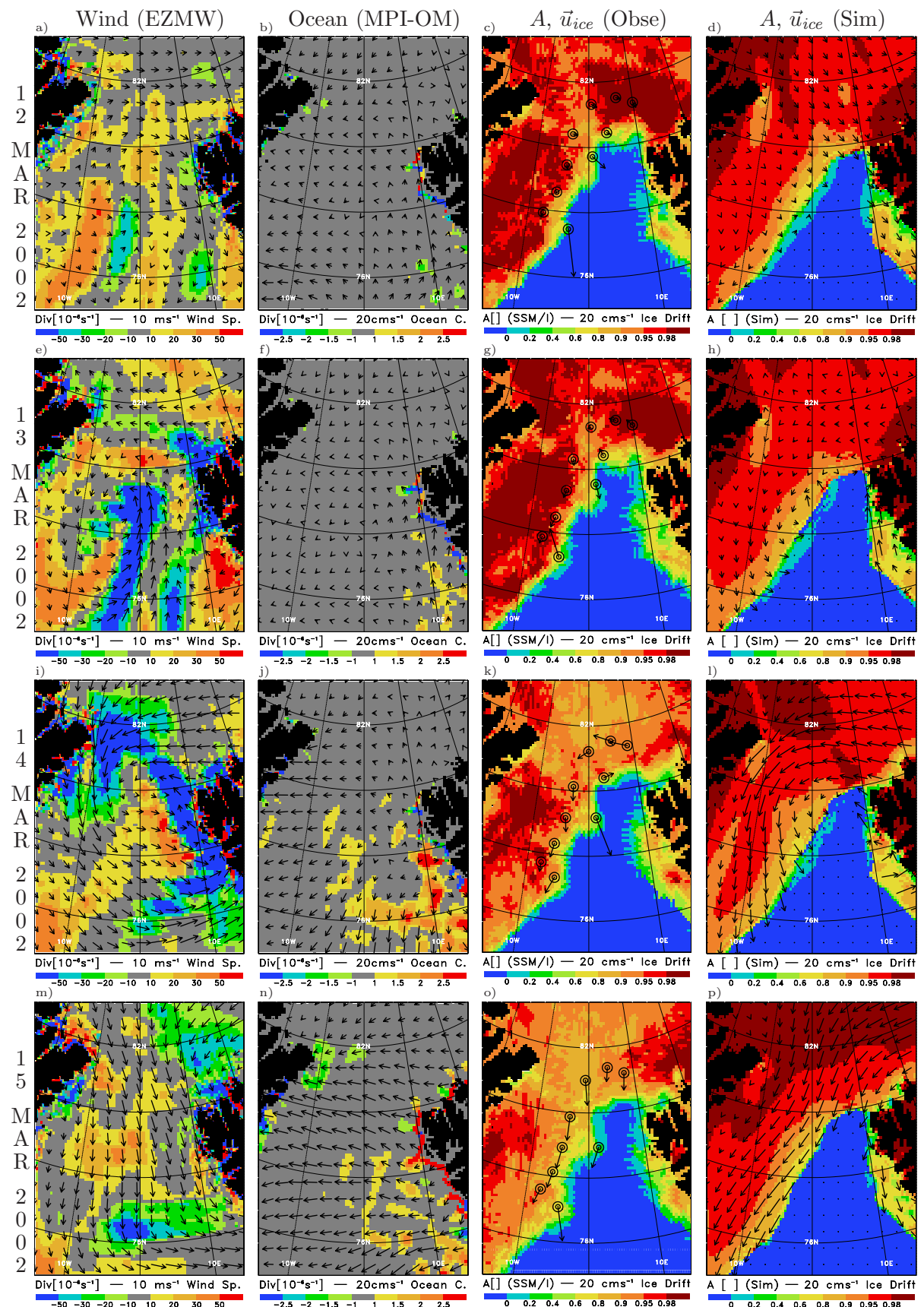


Abbildung 6.6: Wie Abbildung 6.1, aber für den Zeitraum vom 12. bis 15. März 2002 jeweils um 12 UTC.

Die Ozeanströmung (2. Spalte Abbildung 6.6) ist am 12. und 13. März schwach, am 14. März strömt der Ozean in der westlichen Framstraße aus Osten und in der südlichen aus Norden mit einer Geschwindigkeit bis zu  $25 \text{ cm s}^{-1}$ . Dabei ist die Strömung im eisfreien Gebiet divergent. Am 15. März strömt der Ozean in der gesamten Framstraße von Osten nach Westen.

Beobachtete (3. Spalte Abbildung 6.6) und simulierte (4. Spalte Abbildung 6.6) Eisdrift zeigen insgesamt eine recht gute Übereinstimmung. Das gilt nicht für die drei Bojen, die sich im Eisrandbereich bei  $80.3^\circ \text{ N}$  und  $3^\circ \text{ O}$ ,  $79.8^\circ \text{ N}$  und  $1^\circ \text{ O}$  sowie  $77.5^\circ \text{ N}$  und  $3^\circ \text{ W}$  aufhalten (Abbildung 6.6c). Die südliche Boje driftet am 12. März um 13 UTC mit der insgesamt höchsten gemessenen Geschwindigkeit von  $100 \text{ cm s}^{-1}$  aus Nordwesten, während alle anderen Bojen und die simulierte Eisdrift im gesamten Bojengebiet Geschwindigkeitsbeträge von weniger als  $20 \text{ cm s}^{-1}$  aufweisen. Ist dieser über eine Stunde gemittelte Messwert real? Die Nettoänderung von  $A$  (Abbildung 6.2c) zeigt die Entstehung von zwei Mäandern des Eisrandes bei  $77^\circ \text{ N}$  und  $79^\circ \text{ N}$  mit einer maximalen Eisrandverschiebung von knapp  $40 \text{ km d}^{-1}$ . Dies setzt eine mittlere Driftgeschwindigkeit von knapp  $50 \text{ cm s}^{-1}$  voraus. Bei der hohen Variabilität der Driftrichtung und der zeitlich unterschiedlich starken Verlagerung des Eisrandes erscheint eine Spitzengeschwindigkeit von  $100 \text{ cm s}^{-1}$  realistisch. Der nördliche Mäander steht zudem in bemerkenswertem Einklang mit der lokalen Drift der mittleren Boje im Eisrandbereich. Dieser Zyklonenfall zeigt, welche Bedeutung kleinräumige Wirbel für die lokale Eisdrift und die Veränderung des Eisrandes haben. Die Satellitenbeobachtungen ergeben, dass die Ausdehnung des Eisgebietes mit einer starken Abnahme von  $A$  im Inneren des eisbedeckten Gebietes verbunden ist (Abbildung 6.2c). In der gesamten Framstraße beträgt die Abnahme mindestens 2%, wobei auch große Gebiete mit einer Abnahme von mehr als 10% auftreten.

Im Referenzexperiment (Abbildung 6.2g) wird die Änderung des Eisrandes realitätsnah wiedergegeben, wobei keine Mäander simuliert werden. Die beobachtete verbreitete Abnahme von  $A$  wird hingegen nur ansatzweise gezeigt.

Um das Zentrum der ersten Zyklone herum fand am 13. März ein Messflug statt. Die Windgeschwindigkeit im Kernbereich dieser Zyklone ist mit Werten unter  $10 \text{ m s}^{-1}$  niedriger und der horizontale Gradient der Lufttemperatur zwischen der warmen und kalten Seite um 12 K geringer (Abbildung 6.7a) als bei der synoptisch-skaligen Zyklone vom 19. April 1999 (Abbildung 6.3a) und der Troglage vom 7. März 2002 (Abbildung 6.5a). Die Oberflächentemperatur des Meereises besitzt nördlich der Zyklone und südwestlich von ihr Minima unterhalb von  $-30^\circ \text{ C}$  (Abbildung 6.7b). Der turbulente Gesamtwärmefluss ist über kompaktem Eis sehr schwach, über durchbrochenem Eis erreicht er  $50 \text{ W m}^{-2}$  und über dem eisfreien Ozean  $150 \text{ W m}^{-2}$  (Abbildung 6.7d).

Wie bei der Zyklone vom 19. April 1999 und der Troglage vom 7. März 2002 ist die Position dieser Zyklone in den EZMW-Analysen realitätsnah, aber die Windgeschwindigkeit ist im Vergleich zur Beobachtung wiederum zu gering (Abbildung 6.7i). Das Windfeld in der Analyse wird durch die zweite Zyklone dominiert (Abbildung 6.7e). Die Lufttemperaturverteilung der Analyse stimmt zu diesem Termin recht gut mit der aus

der Flugzeugmessung überein (Abbildung 6.7i). Die simulierte Oberflächentemperatur ist auf der kalten Seite um 2 bis 5 K höher als die beobachtete, an den Bojenpositionen im Norden und Südwesten sogar um bis zu 10 K höher (Abbildung 6.7j). Während der simulierte Impulsfluss zu schwach ist (Abbildung 6.7k), ist der simulierte Gesamtwärme-  
fluss grundsätzlich stärker als der beobachtete (Abbildung 6.7h). Eine Ausnahme stellt der kleine Bereich bei 80° N und 8° O dar, in dem die Simulation Eisbedeckung zeigt, laut Satelliten- und Flugzeugbeobachtung aber kein Meereis vorhanden ist.

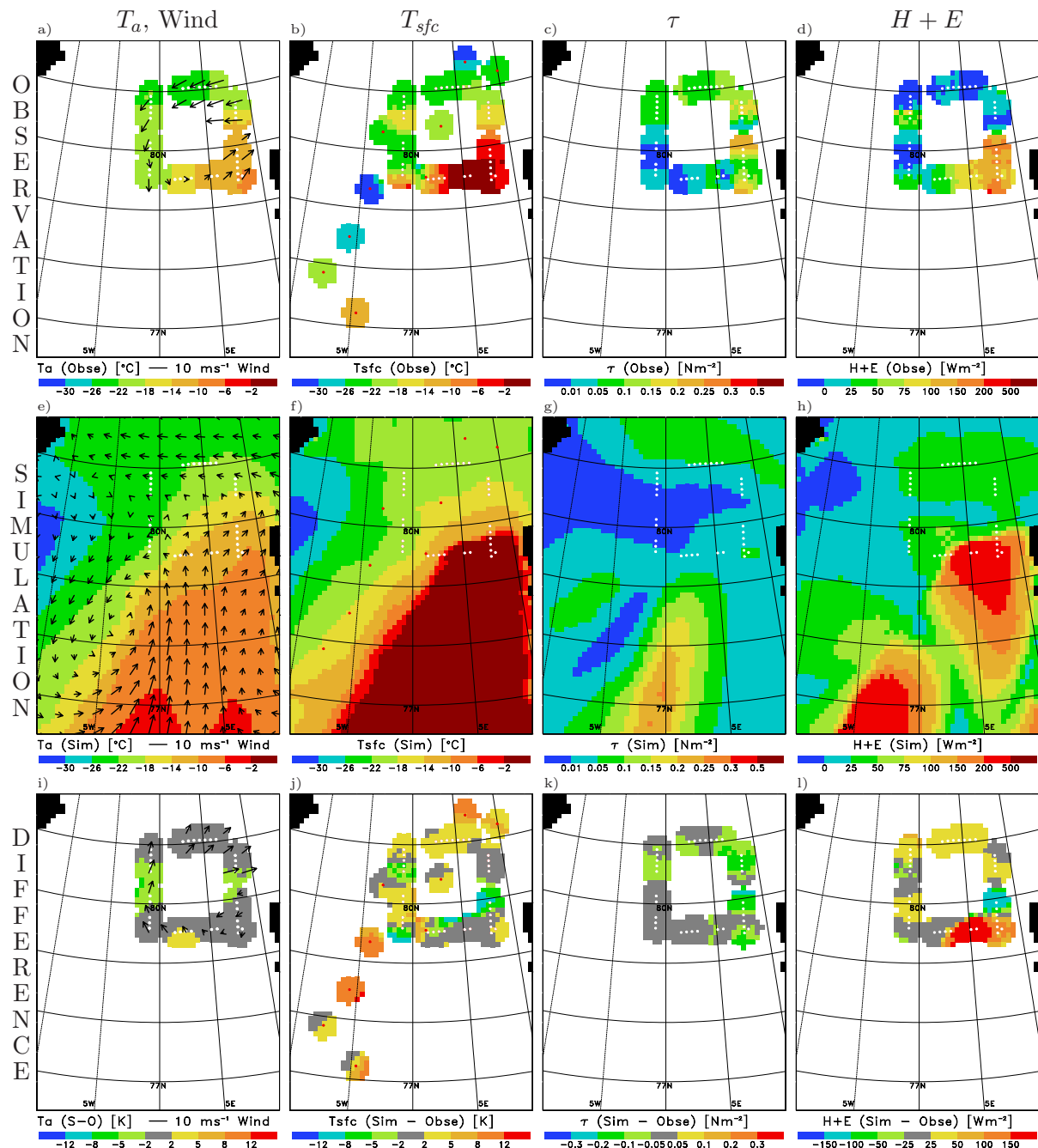


Abbildung 6.7: Wie Abbildung 6.3, aber für den Messflug am 13. März 2002 gegen 10 UTC. Die roten Punkte kennzeichnen die Bojenpositionen.

## 6.4 Zyklonenfamilie vom 20. bis 22. März 2002

Am 19. März 2002 bildet sich nordöstlich von Grönland von einer die Zirkulation in der zentralen Arktis dominierenden Zyklone ein Trog, der sich von Norden in die Framstraße schiebt. Dieser trägt zur Entstehung einer von West nach Ost gerichteten Konvergenzzone in der südlichen Framstraße bei (Abbildung 6.8 a). Am frühen Morgen des 20. März befindet sich innerhalb der Konvergenzzone nahe am Eisrand bei  $77^\circ\text{N}$  eine Zyklone, die im Laufe des Tages ostwärts zieht. Auf Basis der zur Verfügung stehenden Daten lässt sich nicht eindeutig klären, ob diese Zyklone sich dort gebildet hat oder sie bereits am 19. März im oben beschriebenen Trog entstanden und nach Süden gezogen ist. Die Konvergenzachse über dem eisfreien Ozean der Framstraße dreht sich im Uhrzeigersinn, so dass am 21. März gegen 15 UTC das Nordwestende bei ca.  $78.5^\circ\text{N}$  liegt. Dort entsteht eine mesoskalige Zyklone, die in den Prognosen aller zur Verfügung stehenden operationellen Modelle, DWD-GME (*Globales Vorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes*), UKMO (*Globales Vorhersagemodell des Britischen Wetterdienstes*), GFS (*Global Forecast System – Globales Vorhersagemodell des Amerikanischen Wetterdienstes*) und HIRLAM (*High Resolution Limited Area Model – Regionales Vorhersagemodell des Norwegischen Wetterdienstes*), nicht vorhergesagt wurde. Diese Zyklone verstärkt sich im weiteren Verlauf zu einer synoptisch-skaligen Zyklone und befindet sich am 22. März um 12 UTC bei  $81^\circ\text{N}$  und  $2^\circ\text{W}$  (Abbildung 6.8 i). Am Morgen des 22. März bilden sich weitere Wirbel im südlichen Teil der Framstraße über eisfreiem Ozean. Durch einen dieser Wirbel fuhr das Forschungsschiff „Aranda“, deren Messung eine Windspitze (10s-Mittel) von fast  $20\text{ms}^{-1}$  zeigt. Diese Wirbel werden von der am Nachmittag durchziehenden Kaltfront der synoptisch-skaligen Zyklone „geschluckt“. Letztere verlässt in der Nacht zum 23. März die Framstraße, indem sie nördlich von Spitzbergen nach Osten zieht.

Die Ozeanströmung ist während dieser vier Tage insgesamt schwach (2. Spalte Abbildung 6.8). Eine geringe Driftgeschwindigkeit weisen auch die sieben noch existierenden Eisbojen auf (3. Spalte Abbildung 6.8). Lediglich die zwei mittleren Bojen driften am 22. März unter dem Einfluss des zu diesem Zeitpunkt synoptisch-skaligen Tiefdruckgebietes mit einer Geschwindigkeit von mehr als  $20\text{cm s}^{-1}$  (Abbildung 6.8 k). Die beiden nördlichen Bojen dokumentieren durch die Richtungsänderung, dass die Zyklone westlich von ihnen vorbeigezogen ist. Die simulierte Eisdrift (4. Spalte Abbildung 6.8) weist einige Abweichungen auf. Der Einfluss der Zyklone auf die Eisdrift am Mittag des 21. März wird z. B. unterschätzt, wie das fast ruhende Eis anstelle der beobachteten Eisdrift aus Osten (die beiden nördlichen Bojen in Abbildung 6.8 g) zeigt.

Am 20. März ist der Eisbedeckungsgrad im nördlichen Teil der Framstraße mit Werten, die verbreitet unter 90% liegen, recht gering (Abbildung 6.8 c). Im südlichen (eisbedeckten) Teil hingegen liegt  $A$  zumeist über 98%. In der nördlichen Framstraße nimmt  $A$  zunächst zu (Abbildung 6.8 g), bevor  $A$  unter dem Einfluss der synoptisch-skaligen Zyklone vom 22. auf den 23. März wieder abnimmt (Abbildungen 6.8 k und 6.8 o). Im südöstlichen Teil verlagern sich sowohl der Eisrand als auch das Gebiet mit hohem Eisbedeckungsgrad ( $A > 98\%$ ) nach Osten. Die in Abbildung 6.2 d dargestellte Nettoänderung zeigt eine Abnahme von  $A$  im nördlichen Bereich der Framstraße,

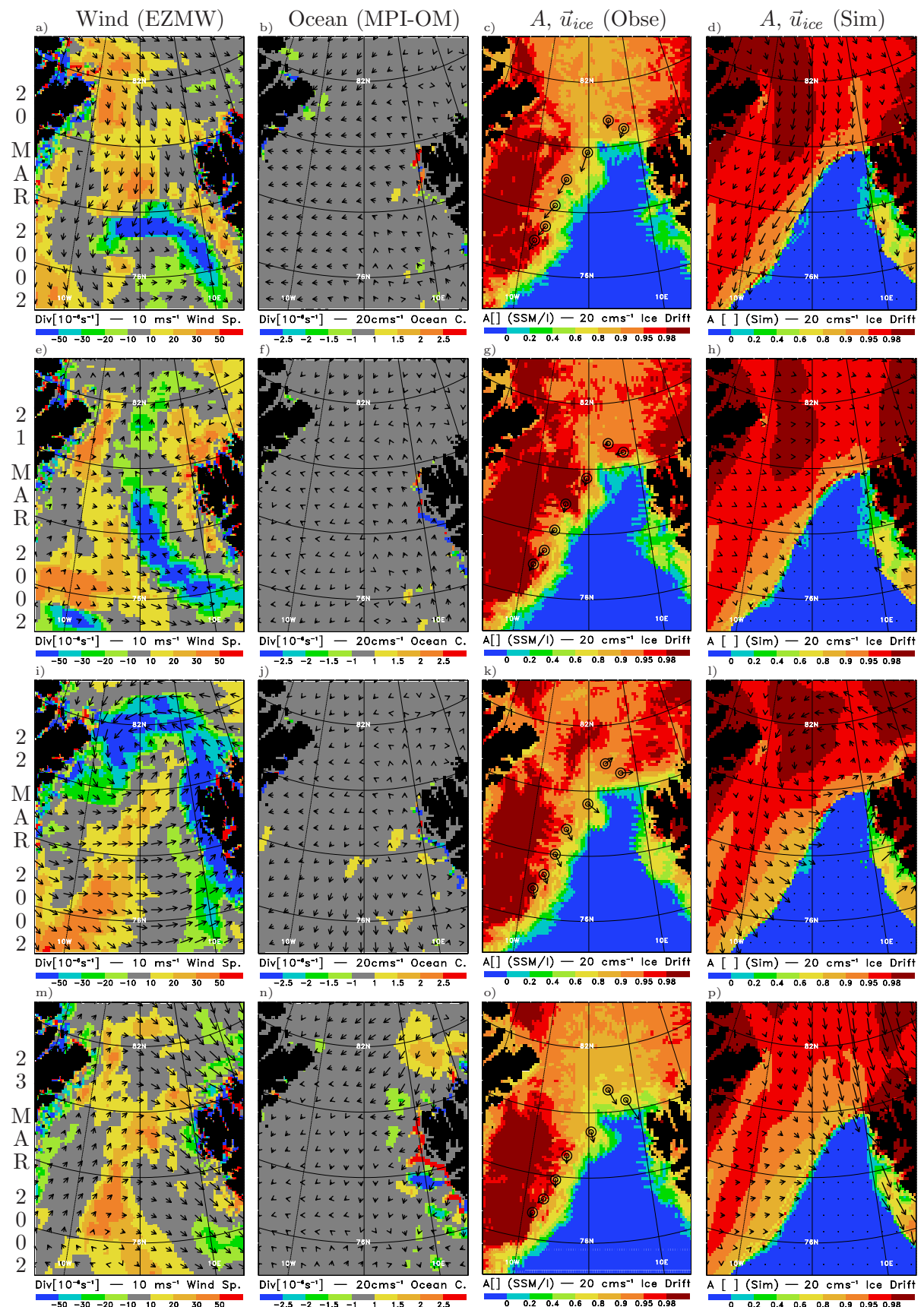


Abbildung 6.8: Wie Abbildung 6.1, aber für den Zeitraum vom 20. bis 23. März 2002 jeweils um 12 UTC.

insbesondere nördlich von Spitzbergen. Die großen blauen Flächen ( $\Delta A < -10\%$ ) dokumentieren in diesem Fall keine Eisrandverschiebung, sondern eine Abnahme des Eisbedeckungsgrades von Werten zwischen 80% und 99% auf Werte zwischen 40% und 85%. In der südlichen Framstraße nimmt  $A$  auf einem 200 km breiten Streifen entlang des Eisrandes zu. Die Simulation erfasst nur die Ausdehnung des Eisgebietes und die Abnahme nahe der grönländischen Küste realitätsnah (Abbildung 6.2h).

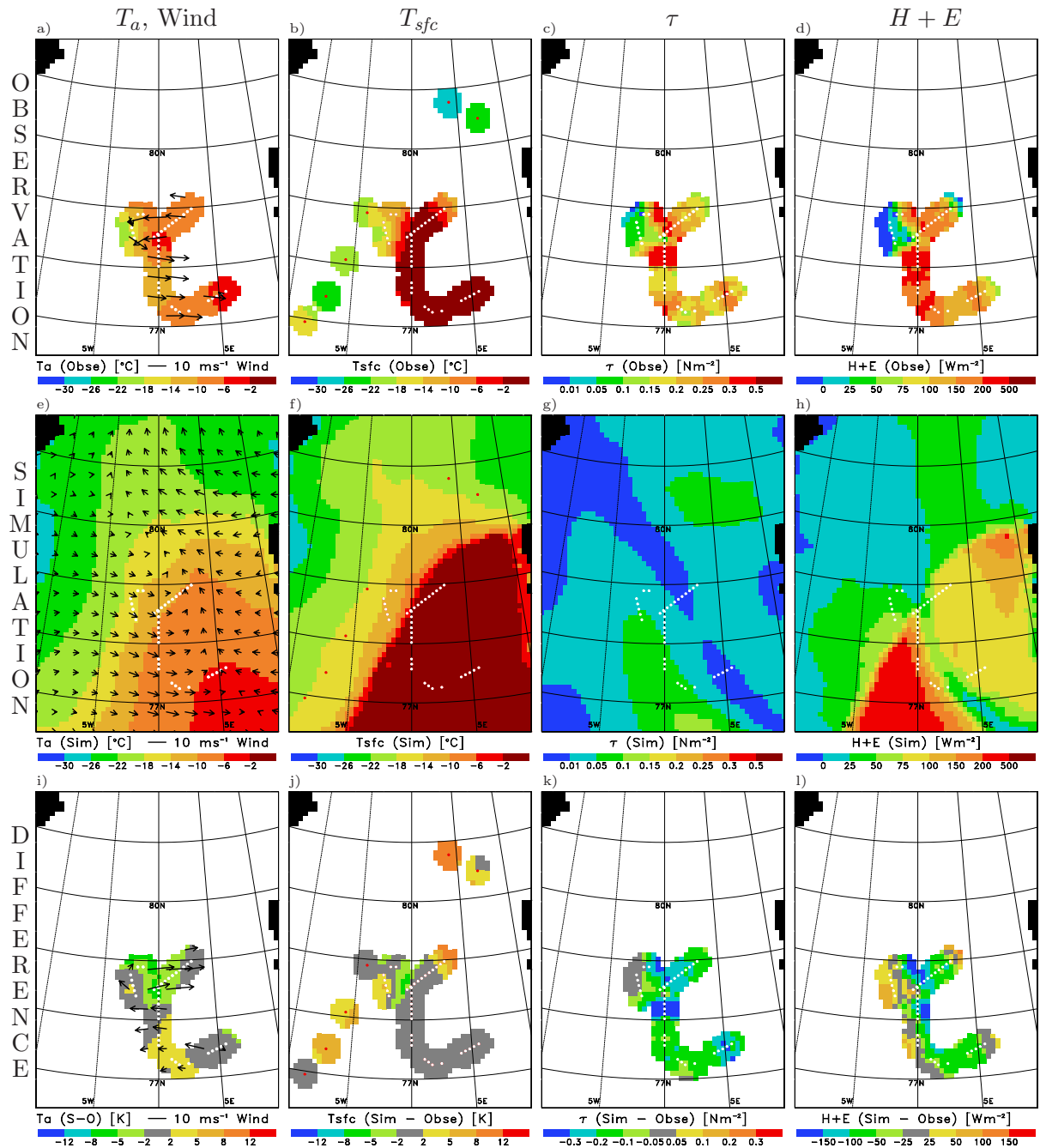


Abbildung 6.9: Wie Abbildung 6.3, aber für den Messflug am 21. März 2002 gegen 15 UTC. Die roten Punkte kennzeichnen die Bojenpositionen.

Die Flugmission vom 21. März zeigt, dass nördlich der Konvergenzzone der Wind mit ca.  $10 \text{ m s}^{-1}$  aus Osten, südlich davon mit  $10$  bis  $15 \text{ m s}^{-1}$  aus Westen weht (Abbildung 6.9 a). Der Kern des mesoskaligen Tiefs befindet sich bei  $78.4^\circ \text{ N}$  und  $2^\circ \text{ W}$ . Auf der Südseite des Tiefs und der Konvergenzzone nimmt die Lufttemperatur von  $-18^\circ \text{ C}$  im Westen (über Eis) auf  $-5^\circ \text{ C}$  im Osten (über eisfreiem Ozean) zu. Auf der Nordseite beträgt die Lufttemperatur ca.  $-6^\circ \text{ C}$ . Die Verteilung der Oberflächentemperatur wird im Wesentlichen durch die Eisverteilung geprägt (Abbildung 6.9 b). Es fällt auf, dass sich im Norden der Framstraße der Einfluss der wärmeren Luft, die die Zyklone herantransportiert, noch nicht bemerkbar gemacht hat, so dass die Eisoberflächentemperatur hier unter  $-28^\circ \text{ C}$  liegt, während im Süden  $-10$  bis  $-24^\circ \text{ C}$  gemessen werden. Der turbulente Gesamtwärmefluss über Eis ist unbedeutend, über dem eisfreien Ozean variiert der Fluss zwischen  $50 \text{ W m}^{-2}$  in der Konvergenzzone und bis zu  $250 \text{ W m}^{-2}$  unmittelbar südlich der Konvergenzzone im Bereich der höchsten Windgeschwindigkeiten (Abbildung 6.9 d). Die EZWM-Analyse erfasst Lage und Intensität der beobachteten Zyklone nicht. Die im Vergleich zu den Messungen in der Analyse deutlich geringeren Windgeschwindigkeiten (Abbildung 6.9 e) führen zu einer starken Unterschätzung der turbulenten Bodenflüsse. Der Impulsfluss ist bis zu  $0.4 \text{ N m}^{-2}$  schwächer als der beobachtete (Abbildung 6.9 k) und der turbulente Gesamtwärmefluss um bis zu  $150 \text{ W m}^{-2}$  (Abbildung 6.9 l).

## 6.5 Erkenntnisse über die Wirkung von Zyklonen

Die SSM/I-Daten zeigen, dass der Eisbedeckungsgrad im Inneren des Eisgebietes der Framstraße in allen vier Zyklonenepisoden verbreitet um 2 % bis über 10 % abnimmt (Abbildung 6.2). Wie kommt diese Abnahme zustande? Grundsätzlich gibt es vier Ursachen für eine Abnahme des Eisbedeckungsgrades: (1) Divergenz der Eisdrift, (2) positiver horizontaler Gradient des Eisbedeckungsgrades in Driftrichtung, (3) Scherung der Eisdrift und (4) Eisschmelze. Bei den untersuchten Zyklonen ist die simulierte Eisdrift in einigen Fällen divergent, in anderen hingegen konvergent. Da der Wind im Kernbereich der Zyklone konvergent ist, kann die Eisdrift nur über die Wechselwirkung mit der Ozeanströmung divergent werden. In den Modellexperimenten dieser Arbeit wird die Eisdrift dann divergent, wenn die als Antrieb verwendete Ozeanströmung divergent ist. Dieser Zusammenhang wird durch Fallstudien mit einer synthetischen Zyklone im folgenden Kapitel 7 näher untersucht. Zyklonen bewirken eine starke Scherung der Eisdrift. Allerdings zeigen die Modellexperimente, dass der Einfluss der Scherung der Eisdrift auf den Eisbedeckungsgrad schwächer als der der Divergenz ist.

Die Framstraßenzyklonen bewirken beachtliche Änderungen der Lage des Eisrandes. Die maximale tägliche Ausdehnungsrate beträgt  $40 \text{ km}$ , wobei die Eisausdehnung mittels Eistransport durch die Bildung von Neueis verstärkt wird. Auf der kalten Rückseite der Zyklonen bildet sich verbreitet „Grease Ice“, wie Radarsatbilder dokumentieren. Die Ausdehnung des Eisgebietes ist mit der Entstehung von Mäandern verknüpft. Es ist vorstellbar, dass Zyklonen die beobachteten mesoskaligen Wirbel der Ozeanströmung in dieser Region (Johannessen et al., 1987) induzieren. Während der Bildung eines Mäanders wird die höchste Driftgeschwindigkeit von fast  $100 \text{ cm s}^{-1}$  als Mittelwert über eine Stunde beobachtet (Abbildung 6.6 c). Bzgl. der Rückverlagerung des Eis-

randes wird eine maximale Änderungsrate von fast 100 km innerhalb eines Tages festgestellt. Eine solche Änderungsrate kann nicht vorwiegend dynamisch zustande kommen, da eine mittlere Driftgeschwindigkeit von  $120 \text{ cm s}^{-1}$  äußerst unwahrscheinlich ist. Die Simulation bestätigt, dass ein großer Teil der Änderung durch Eisschmelze geschieht.

Die Flugzeugmessungen zeigen, dass selbst bis nahe zum Kernbereich mesoskaliger Zyklonen Windgeschwindigkeiten von  $15 \text{ m s}^{-1}$  auftreten können. Bei den beobachteten Zyklonenfällen beträgt der maximale horizontale Gradient der Luft- und Oberflächentemperatur 25 K auf einer Strecke von 100 km.

## 6.6 Erkenntnisse über die Güte der Simulation

Die zum Antrieb des Meereismodells verwendeten EZMW-Analysen erfassen die Zugbahnen von sechs der sieben Framstraßenzyklonen realitätsnah. Allerdings betragen die Windgeschwindigkeiten im Kernbereich der Zyklonen häufig weniger als 50 % der beobachteten Werte. Mit der zu geringen Windstärke sind zu schwache horizontale Gradienten der Lufttemperatur verknüpft. Die Beobachtungen zeigen auf der warmen Seite der Zyklonen häufig um mehr als 5 K höhere Lufttemperaturen und auf der kalten Seite um mehr als 5 K niedrigere Temperaturen als die Analysen. Diese Abweichungen wirken sich entsprechend auf die im Eismodell simulierte Oberflächentemperatur aus.

Die Verschiebung des Eisrandes wird insgesamt realitätsnah simuliert. Entsprechend zur beobachteten Bildung von „Grease Ice“ im Eisrandbereich zeigen die Modellstudien auf der Rückseite der Zyklonen größere Gebiete mit einem Eisbedeckungsgrad von 0 bis 20 %. Die beobachteten Mäander des Eisrandes werden zwar nicht realitätsnah simuliert, jedoch zeigen auch die Modellexperimente eine leichte „Verwirbelung“ des Eisrandes aufgrund der Windscherung.

Die beobachtete Abnahme des Eisbedeckungsgrades während aller Zyklonenepisoden wird nur im Falle der Zyklone vom 18. und 19. April 1999 und des Troges am 6. und 7. März 2002 simuliert. In diesen beiden Fällen ist die Ozeanströmung divergent und stellt somit die Hauptursache für die simulierte Abnahme des Eisbedeckungsgrades dar. In den anderen Fällen, in denen die vorgegebene Ozeanströmung aus der MPI-OM-Simulation in der Framstraße schwach oder nahezu divergenzfrei ist, wird keine entsprechende Abnahme des Eisbedeckungsgrades simuliert. Eine beachtliche Korrelation zwischen der Windstärke und der Änderung des Eisbedeckungsgrades in den beiden Untersuchungsmonaten besagt, dass der Eisbedeckungsgrad bei hoher Windgeschwindigkeit abnimmt und bei niedriger Windgeschwindigkeit zunimmt. Dies ist ein Indiz dafür, dass bei hoher Windgeschwindigkeit die Eisdrift in der Realität inhomogener wird, und kleinskalige Scherkräfte eine Abnahme des Eisbedeckungsgrades verursachen. Dieser Effekt wird in der Simulation durch eine zu gleichmäßige Eisdrift unterdrückt bzw. reduziert. Der Änderung des Eisbedeckungsgrades wird deswegen soviel Beachtung geschenkt, weil die internen Kräfte im Eisfeld vom Eisbedeckungsgrad abhängen. Eine Abnahme des Eisbedeckungsgrades führt somit zu einer Änderung der Eisdriftrichtung und zu einer Erhöhung der Driftgeschwindigkeit.



# Kapitel 7

## Fallstudien mit synthetischer Zyklone

Kapitel 6 hat gezeigt, dass die beobachteten Framstraßenzyklonen Lage und Form des Eisrandes verändern und insbesondere zu einer verbreiteten Abnahme des Eisbedeckungsgrades führen. Diese Abnahme wurde in den Modellexperimenten jedoch nur ansatzweise simuliert. Zur Analyse des prinzipiellen Einflusses einer Framstraßenzyklone auf die Eiseigenschaften werden in diesem Kapitel Modellexperimente mit einer synthetischen Zyklone durchgeführt. Zunächst wird in den Fallstudien nur das Windfeld modifiziert, so dass alle Änderungen ausschließlich auf den direkten Windeinfluss zurückzuführen sind. Um die Bedeutung der Lage der Zugbahnen zu untersuchen, werden Simulationen mit sechs verschiedenen Zyklonenzugbahnen durch die Framstraße (Einteilung nach Affeld, 2003) durchgeführt. Ferner wird der Einfluss der Zyklonenwindstärke und des Zyklonenradius bestimmt. Schließlich werden Simulationen vorgestellt, in denen neben dem Windfeld auch die Ozeanströmung im Zyklonengebiet modifiziert wird.

### 7.1 Bestimmung einer repräsentativen Framstraßenzyklone

Wie sieht das Windfeld einer typischen Framstraßenzyklone aus? Zur Bestimmung des Windfeldes wird auf die 22-jährige Zyklonenstatistik von Affeld (2003) zurückgegriffen. Diese basiert auf 6-stündlichen EZMW-Analysen mit einer horizontalen Auflösung von  $1.125^\circ$  (T106). In den 22 Jahren treten knapp 1200 Zyklonen mit einer Lebensdauer von mindestens sechs Stunden in der Framstraße auf. Von diesen Zyklonen werden fünf nach folgenden Kriterien ausgewählt:

1. Das Zeitfenster wird auf die Spätwintermonate März und April (die Monate der Feldexperimente FRAMZY 1999 und FRAMZY 2002) beschränkt.
2. Das Zentrum der Zyklone muss nahe der Mitte der Framstraße bei etwa  $79^\circ$  N und  $0^\circ$  O liegen, damit das Zyklonenwindfeld nicht durch die Orographie von Grönland und Spitzbergen beeinflusst wird.
3. Es darf zum jeweiligen Zeitpunkt keine weitere Zyklone das Windfeld in der Framstraße stören.

Die fünf ausgesuchten Zyklonen aus fünf verschiedenen Jahren zeigen die Abbildungen 7.1 a bis 7.1 e. Dargestellt sind die Isobaren, die Windvektoren und farblich gekennzeichnet die Divergenz des Windes von fünf Gitterzellen in meridionaler und 21 Gitterzellen in zonaler Richtung. Dies entspricht etwa einem Gebiet von  $550 \text{ km} \times 550 \text{ km}$ . Die Positionen der Zyklonen sind so verschoben worden, dass die Gitterzelle bei  $79^\circ \text{ N}$  und  $0^\circ \text{ O}$  den minimalen Bodendruck aufweist, d. h. dass dort das Zentrum der Zyklone liegt. In keinem der fünf ausgewählten Fälle überschreitet die Verschiebung die Distanz von 120 km. Die ausgewählten Zyklonen unterscheiden sich bzgl. des Druckgradienten und demzufolge der Windstärke. Alle Fälle aus den EZMW-Analysen zeigen jedoch größtenteils einen konvergenten 10 m-Wind. Gitterzellen mit divergentem Wind treten nur am südwestlichen (Abbildung 7.1 d) und südöstlichen (Abbildungen 7.1 c und 7.1 e) Rand auf. Diese fünf Fälle werden zu einer „repräsentativen“ Zyklone gemittelt (Abbildung 7.1 f).

Das Windfeld der gemittelten Zyklone wird nach Cressman (1959) auf das Gitter des hier verwendeten Meereismodells mit einer horizontalen Auflösung von 9 km transformiert (Abbildung 7.2). Für die Anwendung im Meereismodell muss ein Problem an den Rändern des Windfeldes gelöst werden. Hier treten die größten Windgeschwindigkeiten auf, so dass ohne weitere Maßnahmen ein enormer Windsprung zwischen der letzten modifizierten und ersten nicht modifizierten Gitterzelle existieren würde. Dieser Windsprung würde ein unrealistisches und die Eisdrift stark veränderndes Divergenzextremum erzeugen. Aus diesem Grund ist es notwendig, die Stärke des Windes an den Rändern langsam abnehmen zu lassen. Im Kernbereich der Zyklone wird das Windfeld verdoppelt, weil die Fallstudien der beobachteten Zyklonen eine Unterschätzung des Windes in den EZMW-Analysen von diesem Ausmaß gezeigt haben (Kapitel 6). Die verwendete Gewichtungsfunktion zeigt Abbildung 7.2 unten. Der Gewichtungsfaktor beträgt vom Kern der Zyklone aus radial nach außen gehend für die ersten 100 km 200 %. Mit steigendem Abstand vom Kern nimmt dieser Faktor linear ab und erreicht 0 % bei 460 km. Die Auswirkungen der Gewichtungsfunktion veranschaulicht Abbildung 7.2 oben.

Die Verwendung der Gewichtungsfunktion hat Einfluss auf das Divergenzverhalten. Das Flächenmittel des Windfeldes muss divergenzfrei sein, da der Wind am Rand gegen Null tendiert. Da sich das Zentrum der Zyklone durch einen konvergenten Wind auszeichnet, müssen die Randbereiche eine divergente Windströmung aufweisen. Die Farbgebung in Abbildung 7.2 oben kennzeichnet Stärke und Vorzeichen der Divergenz. Als letzte Maßnahme wird der räumliche Mittelwert beider Windkomponenten an allen Gitterzellen abgezogen. Auf diese Weise wird eine Framstraßenzyklone generiert, die im Folgenden als „synthetische“ Zyklone bezeichnet wird.

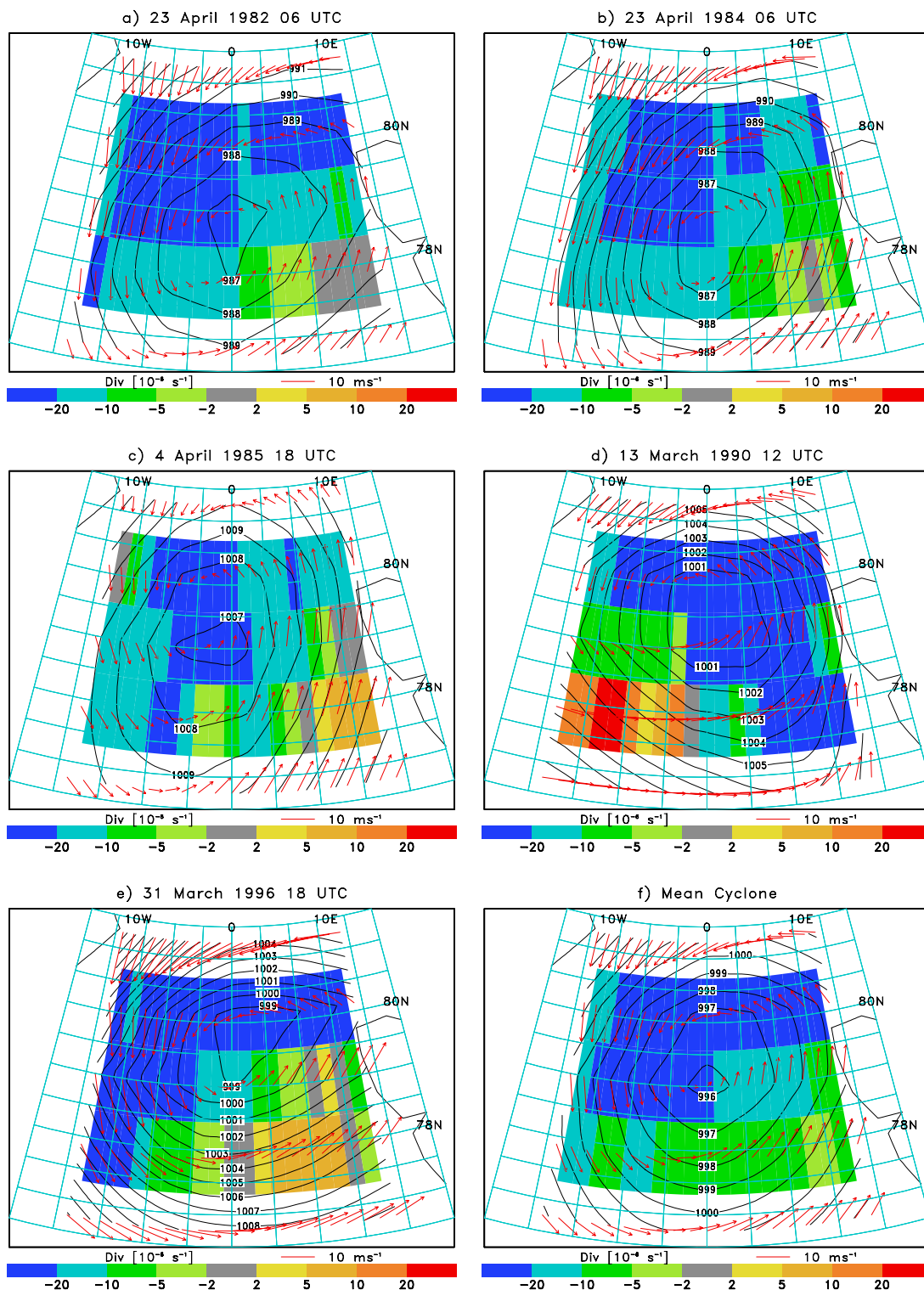


Abbildung 7.1: Das Bodendruckfeld (Isobaren [hPa]) und das 10 m-Windfeld (rote Pfeile [ $\text{ms}^{-1}$ ]) sowie die Divergenz des Windes (Farbgebung [ $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ]) von fünf ausgewählten Framstraßenzyklonen (a bis e). Unten rechts (f) ist die aus den fünf Fällen bestimmte mittlere Zyklone dargestellt. Datenbasis sind EZMW-Analysen (T106).

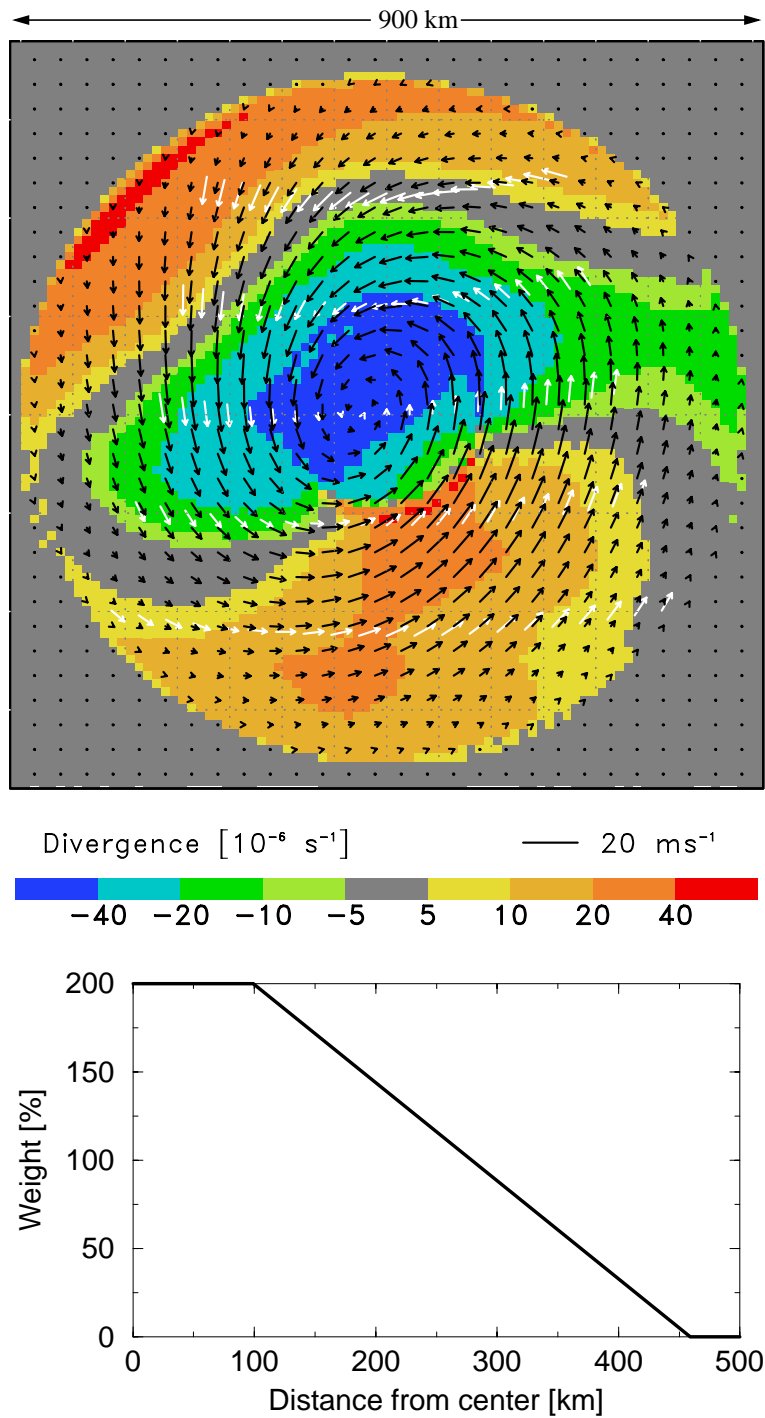


Abbildung 7.2: Transformation und Modifikation zur Generierung der „synthetischen“ Framstraßenzyklone. Im oberen Teil der Abbildung kennzeichnen die weißen Pfeile den Wind aus den EZMW-Analysen [ $\text{m s}^{-1}$ ], die schwarzen Pfeile den resultierenden Wind auf dem Eismodellgitter (Jede dritte Gitterfläche ist dargestellt) und die Farbgebung die Divergenz des resultierenden Windes [ $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ]. Die Gewichtungsfunktion zur Modifikation des Windfeldes in Abhängigkeit vom Abstand zum Kern der Zyklone wird im unteren Teil der Abbildung gezeigt.

## 7.2 Einfluss verschiedener Zugbahnen auf das Meereis

Affeld (2003) hat auf der Basis eines 22-jährigen arktisweiten Zyklonendatensatzes sechs Hauptzugbahnen durch die Framstraße ermittelt und deren Einfluss auf den Eistransport bestimmt. Der Verlauf der Zugbahnen wird in Abbildung 7.3 skizziert. Alle sechs Zugbahnen werden mit der in Abschnitt 7.1 bestimmten synthetischen Framstraßenzyklone im Meereismodell simuliert. Die Zugbahnen I, II und III verlaufen von Südwesten nach Nordosten durch die Framstraße, die Zugbahn IV von Westen nach Osten und die Zugbahnen V und VI von Süden nach Norden.

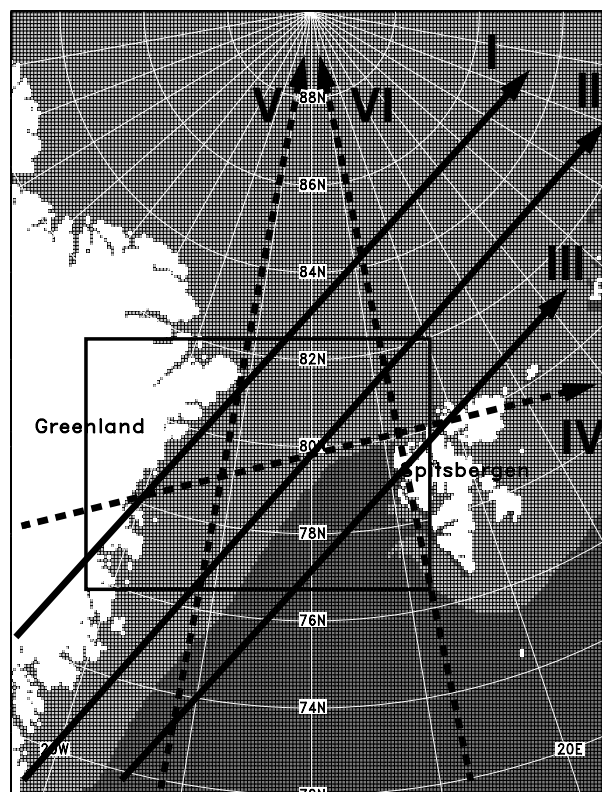


Abbildung 7.3: Die sechs untersuchten Zyklonenzugbahnen durch die Framstraße (Einteilung nach Affeld, 2003). Das Rechteck kennzeichnet das Gebiet der Framstraße. Hellgrau unterlegt ist der simulierte Eisbedeckungsgrad ( $A > 0.75$ ) für den 7. März 2002.

Zunächst wird ein Vergleichslauf für die Modellexperimente mit synthetischer Zyklone durchgeführt. Dabei werden die Monatsmittel des Eisbedeckungsgrades, der Eisdicke und der Eisdrift des Referenzexperimentes im März 2002 als Startfelder benutzt. Als Antrieb werden wie im Experiment M02-6 (Tabelle 5.12) Monatsmittel aller Größen – Wind, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Wolkenbedeckungsgrad, Ozeanströmung und Ozeanoberflächenauslenkung – verwendet. Die Simulationsdauer beträgt fünf Tage.

In den Modellexperimenten mit synthetischer Zyklone wird zum Monatsmittel des Windes aus den EZWM-Analysen das in Abschnitt 7.1 bestimmte Zyklonenwindfeld

addiert. Nach einem Vorlauf von einem Tag legt die Zyklone die vorgegebene Zugbahn (Abbildung 7.3) in drei Tagen zurück. Die konstante Zugbahngeschwindigkeit wird so gewählt, dass die Aufenthaltsdauer der Zyklone in der Framstraße einen Tag beträgt, einer nach Affeld (2003) typischen Verweildauer. Die Abbildungen 7.4 a bis 7.4 d zeigen momentane Felder des Windes und der Eisdrift zum Zeitpunkt  $t = 60$  h (zentrale Position der Zyklone in der Framstraße) für die Zugbahnen I und II. Im ersten Fall (Abbildung 7.4 a) befindet sich das Zentrum der Zyklone bei  $80^\circ$  N an der Ostküste Grönlands. Der mittlere Nordwind wird vom Zyklonenwindfeld überlagert. Dadurch wird die Eisdrift in der Framstraße reduziert und ist südlich des Zyklonenkerns divergent (Abbildung 7.4 b). Im zweiten Fall (Abbildung 7.4 c) liegt das Zentrum der Zyklone in der östlichen Framstraße bei  $3^\circ$  O und  $80^\circ$  N. Die Eisdrift, die wie der Wind konvergent im Zentrum und divergent am Rande der Zyklone ist, wird durch die Zyklone beschleunigt (Abbildung 7.4 d).

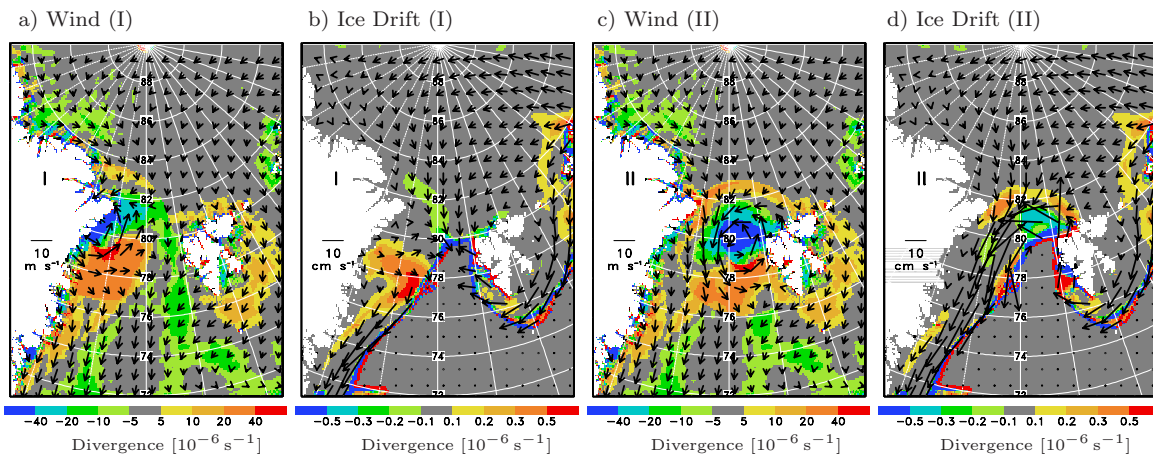


Abbildung 7.4: Momentane Felder des Windes [ $\text{m s}^{-1}$ ] und der Eisdrift [ $\text{cm s}^{-1}$ ] in den Experimenten mit synthetischer Zyklone für die Zugbahnen I (a, b) und II (c, d) zum Zeitpunkt  $t = 60$  h (zentrale Position der Zyklone in der Framstraße). Farblich unterlegt ist die Divergenz [ $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ].

Es mag zunächst verwundern, warum das Eismodell nicht ausschließlich mit dem Zyklonenwindfeld, also ohne mittlere Felder, angetrieben wird. Ein solches Vorgehen würde zu erheblichen, unrealistischen Veränderungen des Eisbedeckungsgrades, insbesondere des Eisrandes führen. Der Eisrand der Framstraße befindet sich in einem dynamisch-thermodynamischen Gleichgewichtszustand, der von Eisadvektion, nordwärtigem ozeanischen Wärmetransport und atmosphärischer Oberflächenabkühlung bestimmt wird (Hibler und Zhang, 1994). Dieses Gleichgewicht würde empfindlich gestört, ließe man das mittlere Windfeld weg.

Zur Analyse des Einflusses auf die Eiseigenschaften werden im folgenden Differenzfelder – Zyklonenlauf minus Vergleichslauf – betrachtet. Der Vergleichslauf ist nicht stationär, aber die zeitliche Änderung der Meereiseigenschaften ist im Gegensatz zum Zyklonenexperiment gering, so dass die gezeigten Differenzen zum größten Teil der zeitlichen Änderung im Zyklonenexperiment entsprechen. Die Abbildung 7.5 zeigt beispielhaft die zeitliche Entwicklung für Zugbahn II.

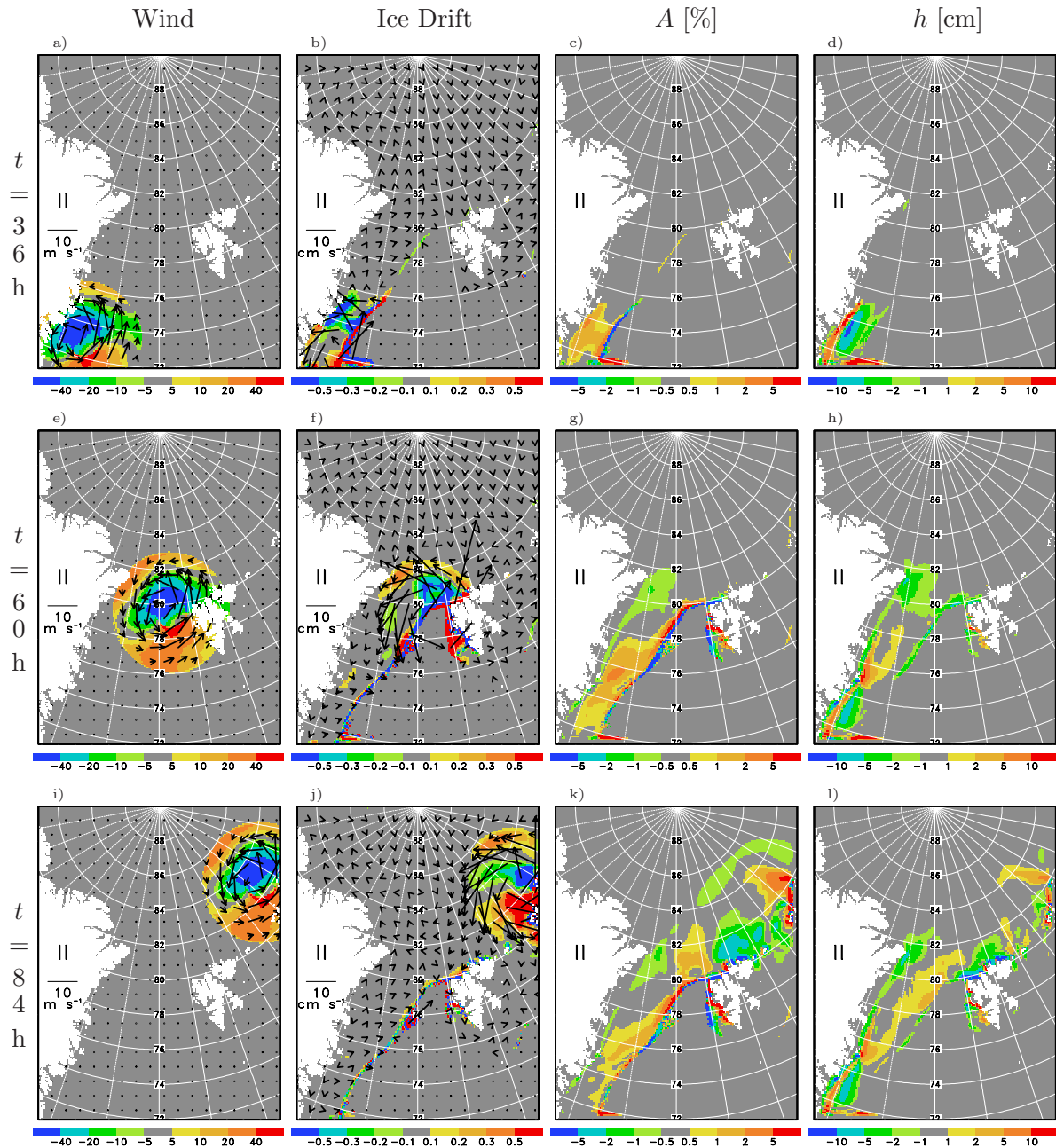


Abbildung 7.5: Zeitliche Entwicklung des Experimentes mit synthetischer Zyklone, die auf Zugbahn II durch die Framstraße zieht. Zyklonenlauf minus Vergleichslauf: Wind (EZMW) [ $\text{m s}^{-1}$ ] und seine Divergenz [ $10^{-6} \text{s}^{-1}$ ] (1. Spalte), simulierte Eisdrift [ $\text{cm s}^{-1}$ ] und ihre Divergenz [ $10^{-6} \text{s}^{-1}$ ] (2. Spalte), simulierter Eisbedeckungsgrad  $A$  [%] (3. Spalte) und simulierte Eisdicke  $h$  [cm] (4. Spalte).

36 h nach Beginn der Simulation und damit 12 h nach Eintritt der Zyklone ins Simulationsgebiet, ist die Eisdrift nördlich des Kerns konvergent (Abbildung 7.5 b), wodurch der Eisbedeckungsgrad um bis zu 2% zunimmt (Abbildung 7.5 c), die Eisdicke aber größtenteils abnimmt (Abbildung 7.5 d), da dünneres Eis vom Eisrand in Richtung grönländischer Küste transportiert wird. Nach einer Simulationsdauer von 60 h befindet sich die Zyklone im Zentrum der Framstraße (Abbildung 7.5 e). Die Eisdriftgeschwindigkeit nimmt gegenüber dem Vergleichslauf um bis zu  $30 \text{ cm s}^{-1}$  zu (Abbildung 7.5 f). Im nördlichen Teil der Framstraße bewirkt die durch die Zyklone verursachte Eisdriftänderung aufgrund ihrer Divergenz eine leichte Abnahme von  $A$ , im südlichen Teil aufgrund ihrer Konvergenz eine Zunahme um bis zu 2% (Abbildung 7.5 g). Nach 84 h hat die Zyklone die Framstraße verlassen und befindet sich nordöstlich von Spitzbergen (Abbildung 7.5 i). Die Abbildung 7.6 zeigt den Einfluss auf den Eisbedeckungsgrad für alle sechs Zugbahnen zu diesem Zeitpunkt.

Die dargestellten Veränderungen des Eisbedeckungsgrades  $A$  lassen sich im Wesentlichen mit zwei Einflussfaktoren erklären: die Divergenz des Windes und der horizontale Gradient des Eisbedeckungsgrades. Ein divergenter Wind bewirkt in den Simulationen eine divergente Eisdrift und ein konvergenter Wind eine konvergente Eisdrift, wie z. B. die Abbildungen 7.5 e und 7.5 f gezeigt haben. Eine divergente Eisdrift führt zu einer Abnahme des Eisbedeckungsgrades, eine konvergente zu einer Zunahme. Da im Kern der synthetischen Zyklone der Wind konvergent ist und am Rande divergent, bewirkt die Zyklone entlang des Zentrums ihrer Bahn eine Zunahme von  $A$  und weiter außen eine Abnahme. Dies zeigen die Ergebnisse für die Zugbahnen I (Abbildung 7.6 a), II (Abbildung 7.6 b) und IV (Abbildung 7.6 d). Bei den anderen Bahnen ist der zweite Einflussfaktor dominant. Die starke Abnahme von  $A$  in der nördlichen Framstraße bei Zugbahn VI (Abbildung 7.6 f) kommt dadurch zustande, dass dort das Eis unter dem Einfluss der Zyklone von Süden nach Norden driftet, also von der Nordküste Spitzbergen aus weg. Der gegenläufige Effekt wird für Zugbahn III beobachtet (Abbildung 7.6 c). Hier erhöht sich  $A$  im gesamten Eisrandbereich der Framstraße aufgrund der abeisigen Strömung.

In den Experimenten wird also grundsätzlich der Eisbedeckungsgrad entlang des Zentrums der Zyklonenzugbahn erhöht. Dabei ist der Einfluss der Land-See-Verteilung und der Lage des Eisrandes relativ zur Zyklonenzugbahn erheblich. Die bei den Fallstudien für die beobachteten Zyklonen (Kapitel 6) festgestellte Abnahme von  $A$  kann in den Zyklonenexperimenten nicht zufriedenstellend simuliert werden. Prinzipiell wird  $A$  auch durch eine Scherung der Eisdrift reduziert. Dieser Effekt spielt in den Zyklonenexperimenten jedoch eine untergeordnete Rolle.



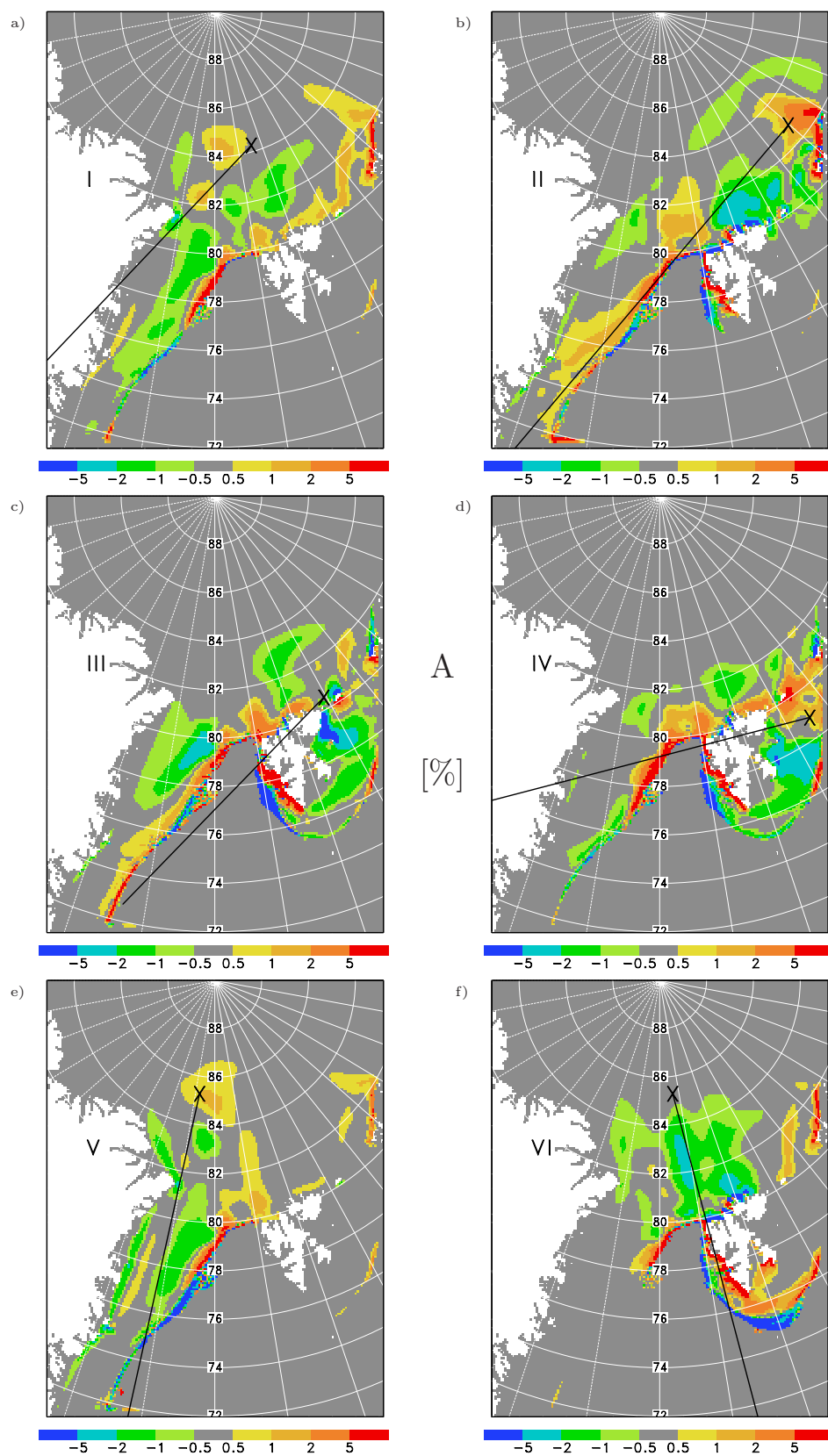


Abbildung 7.6: Zyklonenlauf minus Vergleichslauf bzgl. des Eisbedeckungsgrades  $A$  [%] für alle sechs Zugbahnen zum Zeitpunkt  $t = 84$  h. Das Kreuz markiert die aktuelle Zyklonenposition, die schwarze Linie die zurückgelegte Zugbahn.

### 7.3 Abhängigkeit von Zyklonenradius, Zyklonenstärke und Ozeanströmung

Zur Untersuchung, inwieweit die Ergebnisse von der getroffenen Wahl der Zyklonenexperimente abhängen, werden weitere Experimente durchgeführt, in denen der Zyklonenradius, die Zyklonenwindstärke und die Ozeanströmung variiert werden. Die Abbildungen 7.7 bis 7.9 zeigen beispielhaft die Ergebnisse für Zugbahn II.

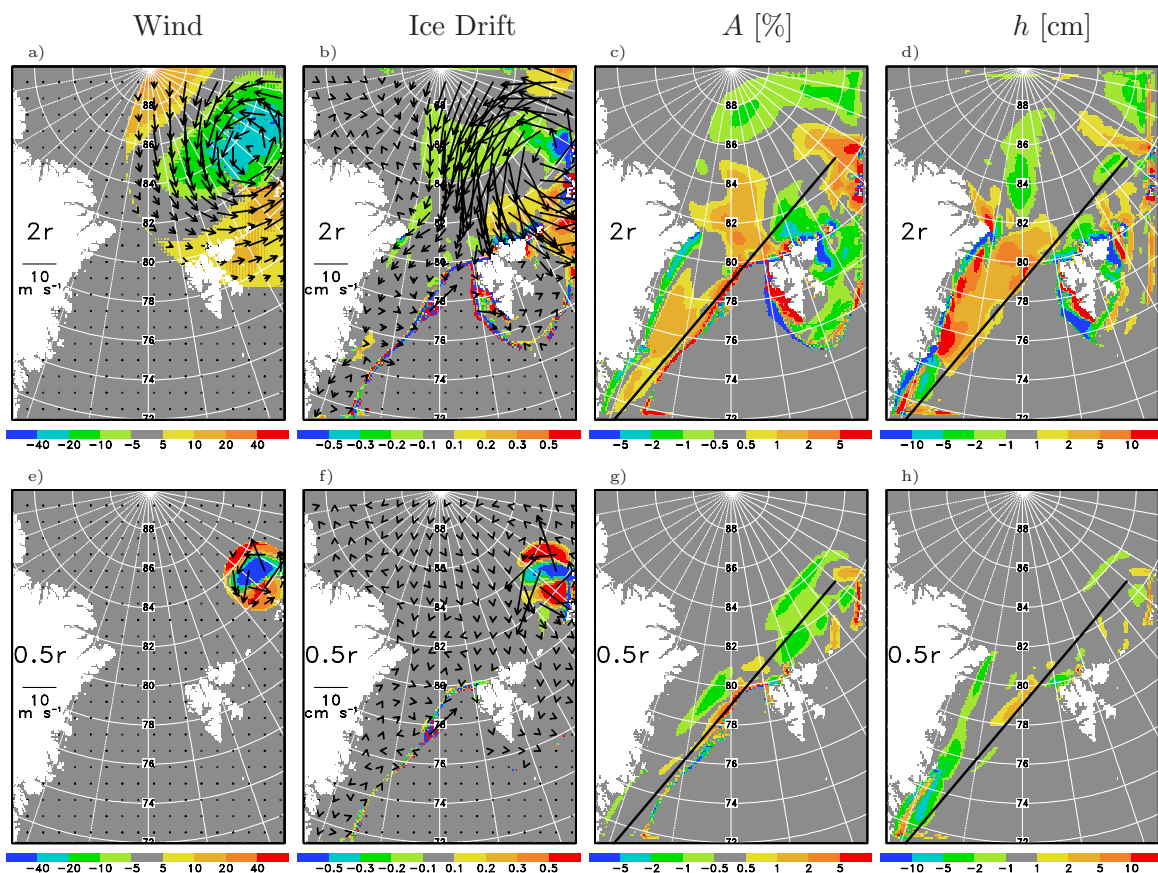


Abbildung 7.7: Experimente mit verdoppeltem (obere Reihe) und halbiertem Zyklonenradius (untere Reihe) für Zugbahn II. Zyklonenlauf minus Vergleichslauf zum Zeitpunkt  $t = 84$  h: Wind (EZW) [ $\text{m s}^{-1}$ ] und seine Divergenz [ $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ] (1. Spalte), simulierte Eisdrift [ $\text{cm s}^{-1}$ ] und ihre Divergenz [ $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ] (2. Spalte), simulierter Eisbedeckungsgrad  $A$  [%] (3. Spalte) und simulierte Eisdicke  $h$  [cm] (4. Spalte).

Eine Verdoppelung des Zyklonenradius von 460 km auf 920 km führt zu einem Anstieg der Eisdriftgeschwindigkeit (Abbildung 7.7 b). Die Änderung des Eisbedeckungsgrades (Abbildung 7.7 c) umfasst ein größeres Gebiet, wobei sich das Muster nur geringfügig ändert. Deutlich größere Amplituden treten bzgl. der Änderung der Eisdicke auf. Eine Zyklone mit halbiertem Radius von 230 km hat trotz der dadurch bedingten Verdoppelung des horizontalen Windgradienten (Windstärke bleibt unverändert) wenig Einfluss auf die Eiseigenschaften (Abbildungen 7.7 e bis 7.7 h). Die Bedeutung der Zyklone für das Meereis steigt also mit zunehmenden Radius.

Die Experimente mit verdoppelter bzw. halbiertes Zyklonenwindstärke (Abbildung 7.8) zeigen, dass die Auswirkungen nahezu linear zur Windstärke sind. Ein doppelt so starker Wind führt in etwa zu einer Verdoppelung der Eisdrift und der Amplituden der Änderung von Eisbedeckungsgrad und Eisdicke.

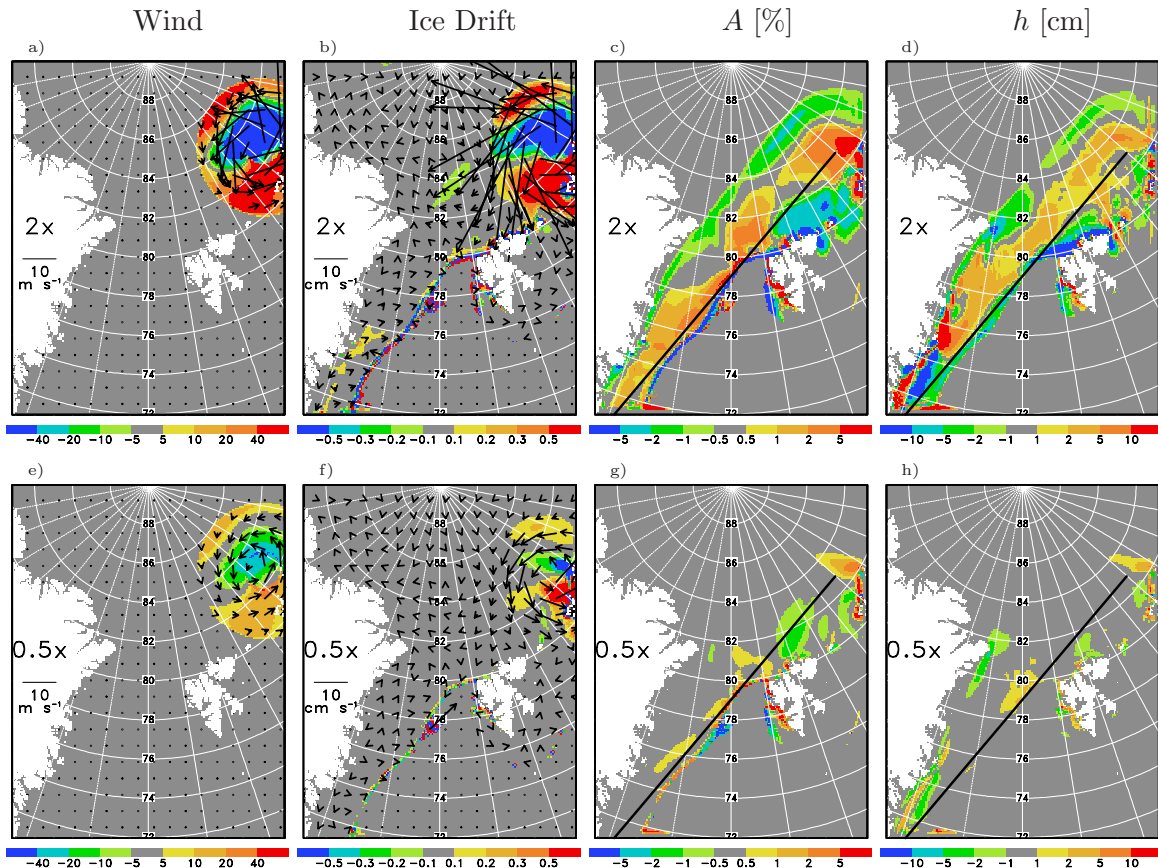


Abbildung 7.8: Wie Abbildung 7.7, aber mit verdoppelter (obere Reihe) und halbiertes (untere Reihe) Zyklonenwindstärke.

Ein deutlich anderes Ergebnis ergibt sich, wenn auch die Ozeanströmung variiert wird. Die Modifikation der Ozeanströmung erfolgt über eine einfache Parameterisierung auf Grundlage des Vergleiches der Ozeanströmung in 6 m Tiefe (MPI-OM) und des 10 m-Windes (EZWM):

$$\vec{u}_{wat,cyc} = R_{90^\circ} 0.02 \vec{u}_{win,cyc} \quad (7.1)$$

mit:

- $\vec{u}_{win,cyc}$ : Zyklonenwind,
- $\vec{u}_{wat,cyc}$ : Ozeanströmung (Modifikationsterm durch Zyklone),
- $R_{90^\circ}$ : Drehmatrix: Rotation um  $90^\circ$  im Uhrzeigersinn.

Die so modifizierte Ozeanströmung ist vom Kern des Tiefdruckgebietes fast radial nach außen gerichtet und somit stark divergent im Zentrum und konvergent am Rande der Zyklone (Abbildung 7.9 b). Die Eisdrift wird durch die Ozeanströmung um mehr als  $10^\circ$  im Uhrzeigersinn gedreht und beschleunigt (Abbildung 7.9 c). Das Divergenzmuster

der Eisdrift wird durch den Ozean dominiert: Divergenz im Zentrum und Konvergenz am Rande der Zyklone. Durch die divergente Eisdrift im Kerngebiet der Zyklone nimmt dort auch der Eisbedeckungsgrad ab (Abbildung 7.9 d). Durch die Überlagerung der Divergenz der Eisdrift und dem Landeinfluss beträgt die Abnahme nördlich von Spitzbergen verbreitet mehr als 5%. In der südlichen Framstraße wird die festgestellte Zunahme des Eisbedeckungsgrades beim Modellexperiment ohne modifizierte Ozeanströmung (Abbildung 7.6 b) größtenteils ausgeglichen, so dass hier die Differenzen zum Vergleichslauf gering sind.

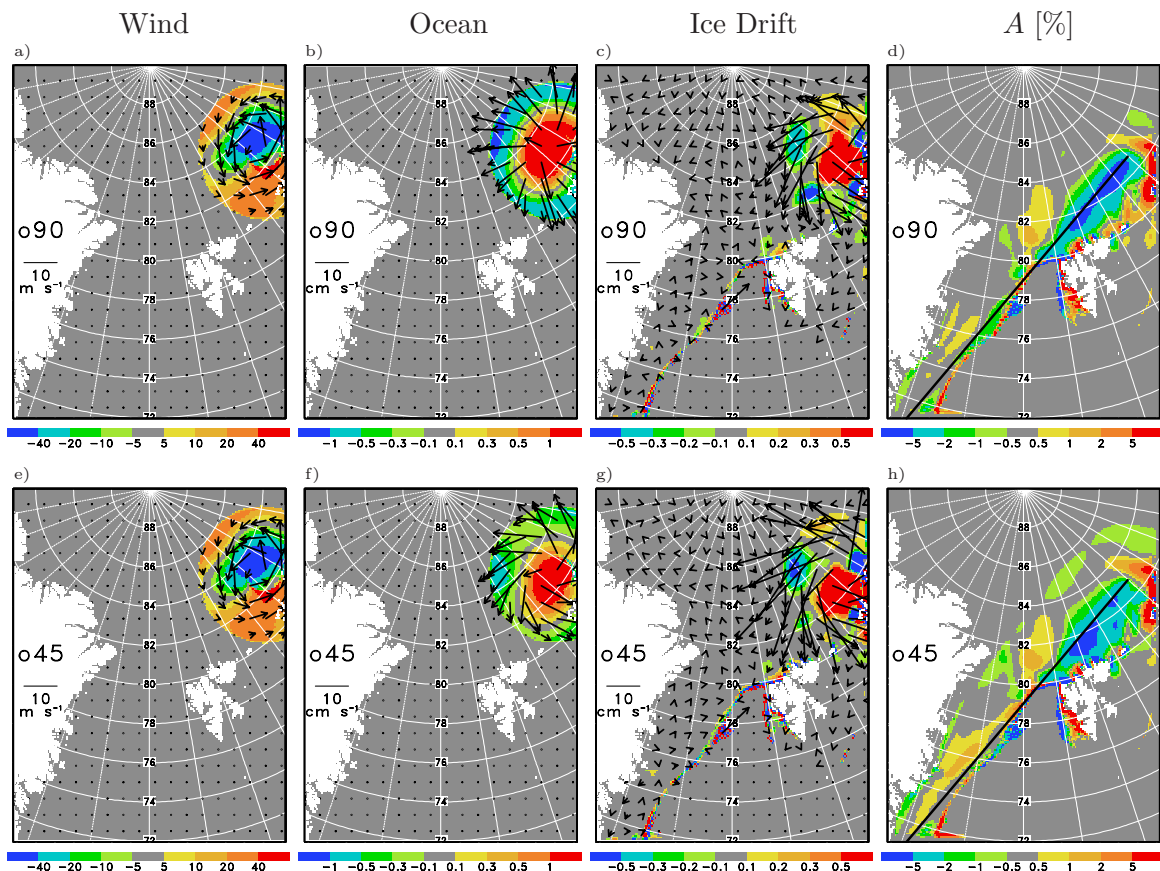


Abbildung 7.9: Experimente für Zugbahn II, in denen neben dem Windfeld auch die Ozeanströmung modifiziert wird: Drehung gegenüber dem Wind im Uhrzeigersinn um  $90^\circ$  (obere Reihe) und  $45^\circ$  (untere Reihe). Zyklonenlauf minus Vergleichslauf zum Zeitpunkt  $t = 84$  h: Wind (EZMW) [ $\text{m s}^{-1}$ ] und seine Divergenz [ $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ] (1. Spalte), Ozeanströmung [ $\text{cm s}^{-1}$ ] und ihre Divergenz [ $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ] (2. Spalte), simulierte Eisdrift [ $\text{cm s}^{-1}$ ] und ihre Divergenz [ $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ] (3. Spalte) und simulierter Eisbedeckungsgrad  $A$  [%] (4. Spalte).

Da Zweifel an dem Drehwinkel zwischen Wind und Ozeanströmung von  $90^\circ$  bestehen (Kapitel 5), wird in einem weiteren Experiment nur eine Drehung um  $45^\circ$  im Uhrzeigersinn durchgeführt. Das Divergenzmuster der Ozeanströmung bleibt unverändert, jedoch reduzieren sich die Beträge der Divergenz (Abbildung 7.9 f). Das Eis driftet in diesem Fall um etwa 40% schneller (Impulsflüsse durch Wind und Ozeanströmung überlagern sich), wobei das Divergenzmuster fast unverändert bleibt (Abbildung 7.9 g). Der Einfluss auf den Eisbedeckungsgrad unterscheidet sich kaum von dem des Experimentes mit um  $90^\circ$  gedrehter Ozeanströmung.

## 7.4 Zusammenfassende Bewertung

Die durchgeführten Modellexperimente mit synthetischer Zyklone zeigen, dass ohne modifizierte Ozeanströmung bei einem divergenten Wind die Eisdrift divergent und bei einem konvergenten Wind konvergent wird. Der konvergente Wind im Kernbereich der Zyklone bewirkt eine Zunahme des Eisbedeckungsgrades. Dieser Effekt wird überlagert durch den Einfluss des horizontalen Gradienten des Eisbedeckungsgrades. Bei einer Eisdrift, die von den Landgebieten Grönlands und Spitzbergens oder vom Eisrand weggerichtet ist, kommt es zu einer beachtlichen Abnahme des Eisbedeckungsgrades. Der Einfluss der Zyklone auf das Meereis verstärkt sich mit zunehmender Größe und Windstärke. Die in den Fallstudien für die beobachteten Zyklonen festgestellte Abnahme des Eisbedeckungsgrades kann nur dann simuliert werden, wenn eine divergente Ozeanströmung im Kerngebiet der Zyklone vorgegeben wird. Prinzipiell wird der Eisbedeckungsgrad auch durch eine Scherung der Eisdrift reduziert. Dieser Effekt spielt in den Zyklonenmodellexperimenten jedoch eine untergeordnete Rolle.

Der Einfluss des Windes auf die Eisdrift wird in Studien auf Basis von Eisdriftbojenmessungen häufig mit einem sogenannten Windfaktor (Verhältnis windinduzierte Eisdrift / Wind) quantifiziert (Brümmer et al, 2003; Thorndike und Colony, 1982; Uotila, 2001; Vihma et al., 1996). Eine interpretierbare Erhöhung des Windfaktors nach Zyklonen-durchgang kann in den Modellstudien dieser Arbeit jedoch nicht festgestellt werden.

# Kapitel 8

## Eistransport durch die Framstraße

Zeitreihen des simulierten Eistransportes durch die Framstraße werden in Abschnitt 8.1 dargestellt. Dabei wird der Eistransport über vier Schnittlinien, die bei  $81^\circ\text{N}$ ,  $79^\circ\text{N}$ ,  $77^\circ\text{N}$  und  $75^\circ\text{N}$  liegen, integriert. Zum Vergleich wird aus der Druckdifferenz  $\Delta p$  zwischen  $80^\circ\text{N}/10^\circ\text{W}$  und  $73^\circ\text{N}/20^\circ\text{O}$  der Eistransport  $M$  folgendermaßen berechnet:

$$M = (0.0073 \cdot \Delta p + 0.059) \text{ Sv}, \quad (8.1)$$

mit:

$\Delta p$ : Druckdifferenz in hPa.

Diese Formel hat Vinje (2001) mittels einer Regression zwischen gemessener Eisdrift und analysierter Druckdifferenz empirisch bestimmt und damit den monatlichen Eistransport für  $79^\circ\text{N}$  über 50 Jahre abgeschätzt. Die Druckdifferenz wird hier aus EZMW-Analysen mit 6-stündlicher Auflösung berechnet.

Im Abschnitt 8.2 wird untersucht, wie stark die Simulationsergebnisse des Eistransportes von den Antriebsdaten und von internen Modellparametern abhängen. Im Abschnitt 8.3 wird der Einfluss auf den Eistransport der auf sechs verschiedenen Bahnen durch die Framstraße ziehenden synthetischen Zyklone aus Kapitel 7 analysiert.

### 8.1 Volumeneistransport im Referenzexperiment

Die Zeitreihen des über vier Schnittlinien integrierten Eistransportes werden in Abbildung 8.1 mit stündlicher Auflösung für April 1999 und März 2002 gezeigt. Positive Werte bedeuten Eistransport nach Süden, also Eisexport aus der Arktis. Es handelt sich um Ergebnisse des Referenzexperimentes. Zum Vergleich wird der nach Gleichung 8.1 bestimmte Eistransport mit 6-stündlicher Auflösung gezeigt.

Der zeitliche Verlauf des Eistransportes weist eine hohe Variabilität auf, die eng mit den synoptischen Ereignissen verknüpft ist. Im April 1999 gibt es drei Minima des Eistransportes an allen Schnittlinien. Am 1. April sorgt ein Tief über dem Nordpol für Südwind und damit für Eistransport nach Norden. Am 14. und 15. April steht die Framstraße unter dem Einfluss eines Hochdruckgebietes, so dass das Eis in der Simulation fast keine Drift zeigt. Am 21. April liegt ein Trog in der Framstraße, der sich

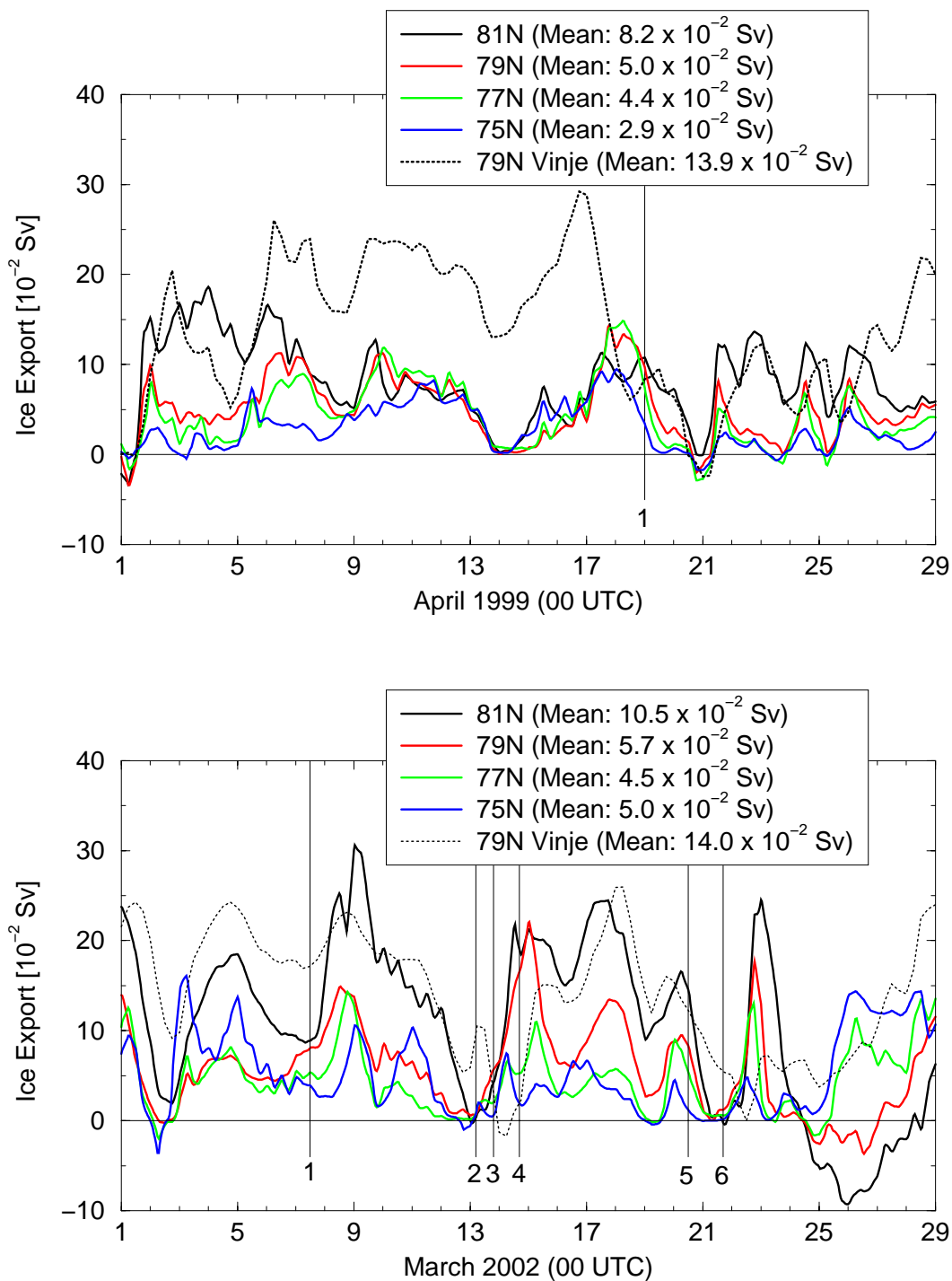


Abbildung 8.1: Simulierter Volumeneistransport [ $10^{-2}$  Sv] durch die Framstraße im April 1999 (oben) und März 2002 (unten). Neben den Ergebnissen des Referenzexperimentes ist der nach Vinje (2001) aus einer Druckdifferenz bestimmte Eistransport angegeben (siehe Gleichung 8.1). Die Zahlen kennzeichnen das Auftreten beobachteter Framstraßenzyklonen.

von der zuvor durch die Framstraße gezogenen synoptisch-skaligen Zyklone abgespalten hat und für eine schwache Drift aus Südwesten sorgt. Der maximale Eistransport an allen Schnittlinien findet vom 9. bis 12. April bei einem arktischen Hoch und am 17. April vor dem Eintritt der synoptisch-skaligen Zyklone in die Framstraße statt.

Im März 2002 ist die Variabilität des Eistransportes höher als im April 1999. Bzgl. der  $81^\circ$  N-Linie reichen die Werte von  $-9 \cdot 10^{-2}$  Sv – also einem Transport nach Norden – bis zu  $32 \cdot 10^{-2}$  Sv. Die Zeiten, in denen Framstraßenzyklonen auftreten, stellen lokale Minima des Eistransportes dar. Dies gilt nicht für die Fälle 4 und 5 in Abbildung 8.1 unten. Beide Zyklonen hielten sich jedoch zum eingetragenen Zeitpunkt im Südosten der Framstraße über eisfreiem Ozean auf (Kapitel 6). Unmittelbar nach den Zyklonenereignissen sind Maxima des Eistransportes festzustellen. Dieses Ergebnis darf nur bedingt als Bestätigung der These von Brümmer und Hoerber (1999) interpretiert werden, nach der Zyklonen das Eis aufbrechen und das aufgebrochene Eis schneller durch die Framstraße driftet. Die von Satellitenmessungen festgestellte Abnahme des Eisbedeckungsgrades bei Zyklonendurchgang wird nämlich nur ansatzweise simuliert (Kapitel 6). Hier sind der relativ starke Nordwind und ein vorausgegangenes Aufstauen von Meereis für die Anstiege verantwortlich. Die Zeitreihen vermitteln insgesamt den Eindruck, dass Framstraßenzyklonen den „normalen“ Eistransport unterbrechen.

Der aus der Druckdifferenz nach Vinje (2001) bestimmte Eistransport beträgt im Mittel für beide Untersuchungsmonate  $14 \cdot 10^{-2}$  Sv. Dieser Wert ist höher als das Jahresmittel von  $9 \cdot 10^{-2}$  Sv (Abschnitt 1.1), aber durchschnittlich für die Monate März und April, in denen der Eistransport das Maximum des mittleren Jahresganges besitzt (Vinje, 2001). Diese Werte, die den Eistransport bei  $79^\circ$  N repräsentieren, sind deutlich höher als die Monatsmittel des Referenzexperimentes. Auf die Mittelwerte und die Abhängigkeit des modellierten Eistransportes von externen und internen Parametern wird im folgenden Abschnitt näher eingegangen. Zunächst steht die zeitliche Variabilität im Mittelpunkt. Die signifikante Korrelation (1%-Signifikanzniveau) zwischen aus der Druckdifferenz berechnetem Eistransport und  $79^\circ$  N- sowie  $77^\circ$  N-Eistransport (Korrelationskoeffizient  $r \approx 0.5$ ) zeigt, dass auch auf einer Zeitskala von Stunden ein Teil der Variabilität des Eistransportes durch den Druckgradienten in der Framstraße erklärt wird. Dieser Druckgradient beschreibt die großräumige Wetterlage. Zusätzlich wird der Eistransport durch mesoskalige Phänomene, zu denen einige der beobachteten Framstraßenzyklonen zu zählen sind, beeinflusst. Der aus der Druckdifferenz bestimmte Eistransport weist wie der simulierte Eistransport Minima bei Zyklonendurchgang auf. Die Minima des Eistransportes werden also kaum durch den lokalen Effekt der Zyklonen, sondern primär durch die großräumige Druckverteilung, in die die Zyklonen eingebunden sind, verursacht.

Es fällt auf, dass sich der Eistransport zwischen den vier Schnittlinien erheblich unterscheidet. Im Monatsmittel erreichen im April 1999 von den  $8.2 \cdot 10^{-2}$  Sv, die bei  $81^\circ$  N nach Süden transportiert werden, nur  $2.5 \cdot 10^{-2}$  Sv die Schnittlinie bei  $75^\circ$  N und im März 2002 von  $10.5 \cdot 10^{-2}$  Sv nur  $5.0 \cdot 10^{-2}$  Sv. Was mit dem Meereis dazwischen geschieht, beantwortet Abbildung 8.2. Hier werden für das Gebiet zwischen  $75^\circ$  N und  $81^\circ$  N die Änderungsrate des Eisvolumens und die beiden Ursachen – der Nettoeistransport und



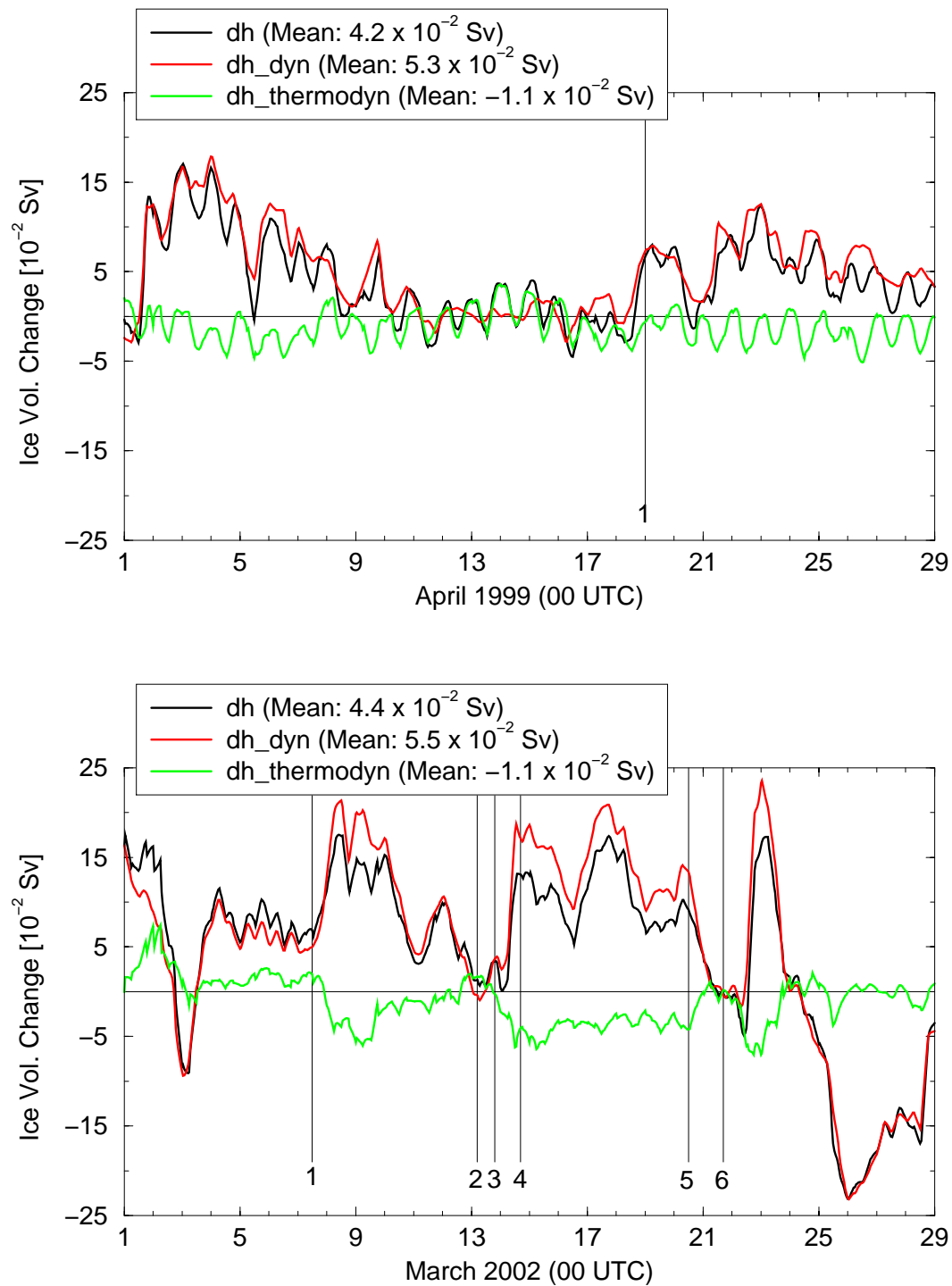


Abbildung 8.2: Änderungsrate des Eisvolumens  $dh$  [ $10^{-2}$  Sv] im Framstraßengebiet zwischen  $75^{\circ}$  N und  $81^{\circ}$  N im April 1999 (oben) und März 2002 (unten). Zusätzlich sind die Änderungsrate durch den Nettotransport  $dh_{dyn}$  [ $10^{-2}$  Sv] und die Gefrierate  $dh_{thermodyn}$  [ $10^{-2}$  Sv] angegeben.

die Gefrierate – im April 1999 (oben) und März 2002 (unten) gezeigt.

Der Eistransport sorgt im Mittel in beiden Monaten für eine Zunahme des Eisvolumens, die einem Nettotransport von 4.2 bzw.  $4.4 \cdot 10^{-2}$  Sv entspricht. Der restliche Überschuss durch die Konvergenz des Eistransportes von  $1.1 \cdot 10^{-2}$  Sv schmilzt in dem Gebiet. Die Zeitreihen für April 1999 zeigen, dass sich in der ersten und letzten Woche das Eisvolumen aufgrund des Transportes erhöht, während es in den mittleren zwei Wochen nahezu konstant bleibt. Die mittlere Gefrierate ist fast durchgängig negativ, zeigt einen starken Tagesgang, ist aber ansonsten recht konstant. Der März 2002 ist variabler. Nach den Zyklonenepisoden wird der Framstraße am meisten Meereis zugeführt. Gleichzeitig wird aber auch am meisten Eis geschmolzen. Dies hängt mit der Driftrichtung des Meereises zusammen. Wenn die Zyklone im Norden der Framstraße liegt, kommt der Wind südlich vom Zentrum aus Westen und damit dehnt sich das Eisgebiet nach Osten aus. Diese Ausdehnung konnte für alle realen Zyklonenfälle in der Beobachtung und im Modell im Kapitel 6 gezeigt werden (Abbildung 6.2). Auf diese Weise bewirken Zyklonen, dass Meereis in Gebiete mit relativ warmem Wasser gelangt und somit mehr Eis geschmolzen wird. So kann weniger Meereis Richtung Süden transportiert werden.

## 8.2 Abhängigkeit von Antriebsdaten und Modellparametern

Die bisher gezeigten Simulationsergebnisse stammen aus dem Referenzexperiment. Um zu untersuchen, wie stark die Simulation des Eistransportes von den Antriebsdaten und internen Modellparametern abhängt, werden im folgenden Ergebnisse ausgewählter Sensitivitätsexperimente aus Kapitel 5 gezeigt. In Abbildung 8.3 oben sind für April 1999 und März 2002 jeweils sieben Zeitreihen des Eistransportes durch die Schnittlinie bei  $79^\circ$  N zu sehen. Die Abweichung zum Referenzexperiment ist in der unteren Hälfte der Abbildung 8.3 dargestellt.

Der Vergleich macht deutlich, dass sich die zeitliche Variabilität des Eistransportes zwischen den verschiedenen Simulationen kaum unterscheidet, jedoch erhebliche Differenzen der Mittelwerte auftreten. In den Modellexperimenten I99-10 und I02-10, in denen der Eisbedeckungsgrad im gesamten Modellgebiet alle 10 Minuten mit den SSM/I-Daten abgeglichen wird (Tabellen 5.5 und 5.6), nimmt der mittlere Eistransport gegenüber dem Referenzexperiment um 28 % bzw. 35 % ab. Das andere Extrem stellt der um 56 % bzw. 88 % höhere Eistransport aus den Modellexperimenten O99-2 und O02-2, in denen die Ozeanströmung um  $45^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht wurde (Tabellen 5.3 und 5.4), dar.

Wie kommen diese großen Differenzen des Eistransportes zwischen den verschiedenen Modellexperimenten zustande? Hierzu muss man auf den in Kapitel 5 gezeigten Einfluss der in den Sensitivitätsexperimenten durchgeführten Variationen auf die Eisdrift und den Eisbedeckungsgrad zurückblicken. Die Experimente mit ruhendem Ozean O99-1 und O02-1 zeigen eine Änderung der mittleren Eisdriftrichtung um  $12^\circ$  bzw.  $14^\circ$  entgegen dem Uhrzeigersinn bei etwa gleichbleibender Eisdriftgeschwindigkeit (Tabellen 5.3 und

## 8.2. ABHÄNGIGKEIT VON ANTRIEBSDATEN UND MODELLPARAMETERN 127

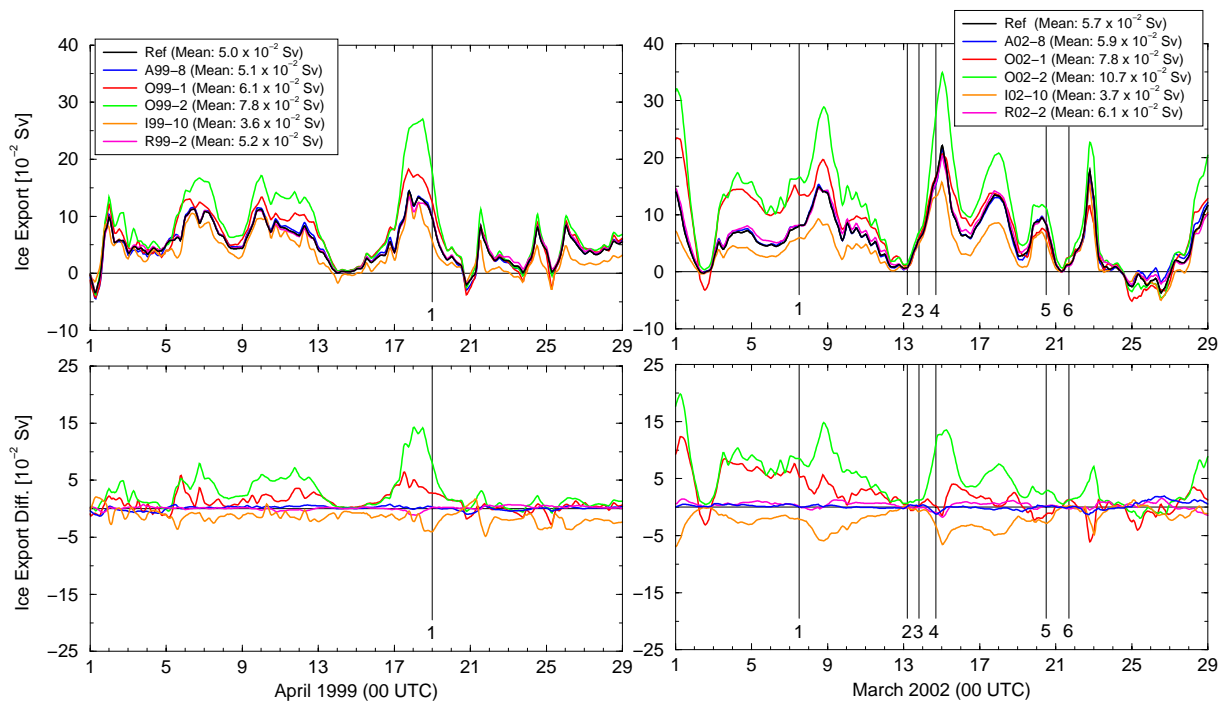


Abbildung 8.3: Volumeneistransport [ $10^{-2}$  Sv] durch die Framstraße bei 79° N in verschiedenen Modellexperimenten für April 1999 (links oben) und März 2002 (rechts oben). Die Modellexperimente sind den Tabellen 5.1 bis 5.12 zu entnehmen. In den beiden unteren Abbildungen ist die Differenz zum Referenzexperiment (Ref) angegeben.

5.4). Die Experimente I99-10 und I02-10 hingegen zeigen eine Änderung der mittleren Eisdriftrichtung um  $12^\circ$  im Uhrzeigersinn bei etwa gleichbleibender Eisdriftgeschwindigkeit (Tabellen 5.5 und 5.6). Dies zeigt, dass die mittlere Richtung der Eisdrift von großer Bedeutung für den Eistransport ist. Eine Änderung der Driftrichtung im Uhrzeigersinn bedeutet, dass sich mehr Eis entlang der grönländischen Küste aufstaut und somit weniger Eis aus der Arktis exportiert werden kann. Eine Änderung der Driftrichtung entgegen dem Uhrzeigersinn hat zur Folge, dass mehr Eis aus der Arktis exportiert, aber auch mehr Eis geschmolzen wird, da Eis in östlichere Regionen mit höherer Wassertemperatur gelangt.

Da eine Drehung des Windes um  $10^\circ$  (A99-8 und A02-8) nur eine Änderung der mittleren Driftrichtung von  $3^\circ$  bewirkt (Tabellen 5.1 und 5.2), sind die Auswirkungen auf den Eistransport bei diesem Experiment gering. Die Verdoppelung des Eishärteparameters (R99-2 und R02-2) führt ebenfalls nur zu einer leichten Verstärkung des Eistransportes. Neben der Eisdriftrichtung hat selbstverständlich auch die Geschwindigkeit der Eisdrift einen entsprechenden Einfluss auf den Eistransport, wofür die Experimente O99-2 und O02-2 ein Beispiel sind.

Die Experimente I99-10 und I02-10 zeigen einen weiteren interessanten Aspekt. Der geringere Eisbedeckungsgrad führt zu einer Reduktion der internen Kräfte, so dass sich mehr Eis vor der grönländischen Küste aufstaut. Bedenkt man, dass die Framstraßenzyklonen den Eisbedeckungsgrad in den Beobachtungen weitaus stärker als in den Simulationen

reduzieren, so folgt daraus, dass die beobachteten Zyklonen den Eistransport stärker als in den Simulationen gezeigt abschwächen würden.

### 8.3 Einfluss einer synthetischen Zyklone

Abbildung 8.4 zeigt den Eistransport der in Kapitel 7 vorgestellten Modellexperimente mit synthetischer Zyklone, die auf sechs verschiedenen Bahnen durch die Framstraße zieht (Tabelle 7.3). Zum Vergleich ist der zeitlich fast konstante Eistransport des Vergleichs (Monatsmittel für die Start- und Antriebsfelder) mit angegeben.

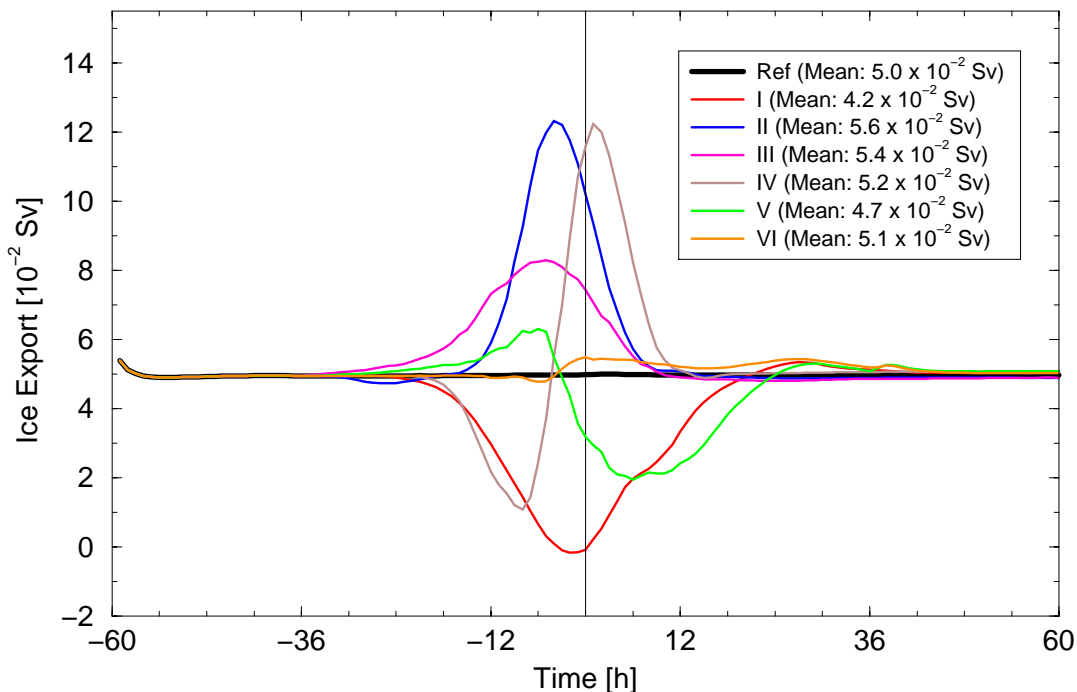


Abbildung 8.4: Volumeneistransport [ $10^{-2}$  Sv] durch die Framstraße bei  $79^{\circ}$  N in den Experimenten mit synthetischer Zyklone (6 Zugbahnen) und im Vergleichslauf mit zeitlich konstantem Antrieb (Ref). Man beachte die gegenüber Abbildung 8.1 erhöhte Skala.

Die Zeitreihen zeigen erhebliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Zugbahnen. Zyklonen auf den Bahnen II und III, die also entlang des Eisrandes und über dem eisfreien Ozean von Südwesten nach Nordosten durch die Framstraße ziehen, bewirken eine Zunahme des Eistransportes um bis zu  $7 \cdot 10^{-2}$  Sv, die Zyklone auf Zugbahn I (gleiche Zugrichtung, aber weiter westlich) verursacht eine Abnahme um bis zu  $5 \cdot 10^{-2}$  Sv. Während die Zugbahn VI keinen nennenswerten Einfluss auf den Eistransport ausübt, kommt es bei Zugbahn IV zunächst zu einer Abnahme, aber im weiteren Verlauf zu einer Zunahme, und bei Zugbahn V ist der Einfluss umgekehrt.

Vergleichbare Untersuchungen hat Affeld (2003) auf Grundlage seines erstellten 22-jährigen Zyklonendatensatzes in Kombination mit Eistransportergebnissen des

Modells NAOSIM (*North Atlantic-Arctic Ocean Sea Ice Model*) (Karcher et al., 2003) durchgeführt. Der zeitliche Verlauf des Eistransportes ist mit Ausnahme von Zugbahn II ähnlich. Große Unterschiede treten bzgl. der Einflussdauer und der Amplitude der Änderungen auf. Da durch die von Affeld (2003) durchgeführte Mittelung über viele Fälle die Einflussdauer methodisch bedingt ausgedehnt und die Amplitude reduziert wird, wird in Tabelle 8.1 der über fünf Tage (60 h bevor sich die Zyklone im Zentrum der Framstraße befindet bis 60 h danach) integrierte Eistransport verglichen.

Bahn	Eistransportänderung [ $10^{-2}$ Sv]		relative Häufigkeit [%]
	Simulation	Affeld	
I	-0.8	-12	10
II	+0.6	-1	20
III	+0.4	+3	46
IV	+0.2	-2	13
V	-0.3	-14	4
VI	+0.1	+4	7
$\Sigma$	+0.2	-1	100

Tabelle 8.1: Über fünf Tage integrierte Eistransportänderung [ $10^{-2}$  Sv] durch auf sechs verschiedenen Zugbahnen durch die Framstraße ziehenden Zyklonen in den Modellexperimenten mit synthetischer Zyklone im Vergleich zu den statistischen Untersuchungen von Affeld (2003).

Der Vergleich zeigt, dass der quantitative Einfluss der durch die Framstraße ziehenden Zyklonen auf den Eistransport in den hier durchgeführten Simulationen um eine Größenordnung kleiner als nach der statistischen Auswertung von Affeld (2003) ist. Dies bedeutet, dass der lokale Windeinfluss der Zyklone auf die Eisdrift (nur der wurde in den Simulationen untersucht) deutlich geringer als der Einfluss der großräumigen Wetterlage ist (der bei Affeld (2003) mit berücksichtigt wird). Der Vergleich von Modellergebnissen mit Beobachtungen hat gezeigt, dass insbesondere die Divergenz und Scherdeformation der Eisdrift nicht realitätsnah simuliert wird. Dieses Defizit des Eismodells kann jedoch nicht die großen Unterschiede zu Affeld (2003) bewirken, da die statistischen Ergebnisse von Affeld (2003) auf dem gleichen Typ von Meereismodell beruhen (NAOSIM *North Atlantic-Arctic Ocean Sea Ice Model* – Karcher et al., 2003). Insgesamt bewirken Framstraßenzyklonen durch ihr lokales Windfeld eine leichte Erhöhung des Eistransportes. Der Einfluss der großräumigen Druckverteilung, der im Mittel zu einer leichten Abnahme des Eistransportes beim Aufenthalt von Zyklonen in der Framstraße führt, erscheint jedoch dominant.

Die thermodynamische Bilanz für das Framstraßengebiet von  $75^{\circ}$  N bis  $81^{\circ}$  N fällt im mit Monatsmitteln angetriebenen Vergleichslauf (Abbildung 8.5) im Gegensatz zum Experiment mit zeitlich variablem Antrieb (Abbildung 8.2) leicht positiv aus, d. h. es wird mehr Eis gebildet als geschmolzen. Die Zyklonenexperimente zeigen, dass die durchziehenden Framstraßenzyklonen – abhängig von der Zugbahn – insgesamt die Eisschmelze erhöhen. Dies wird durch die Erhöhung der Driftgeschwindigkeit und insbesondere durch die Ausdehnung des Eisgebietes in Regionen mit höherer Wassertemperatur verursacht. Die Amplituden der Änderung sind allerdings nicht groß.

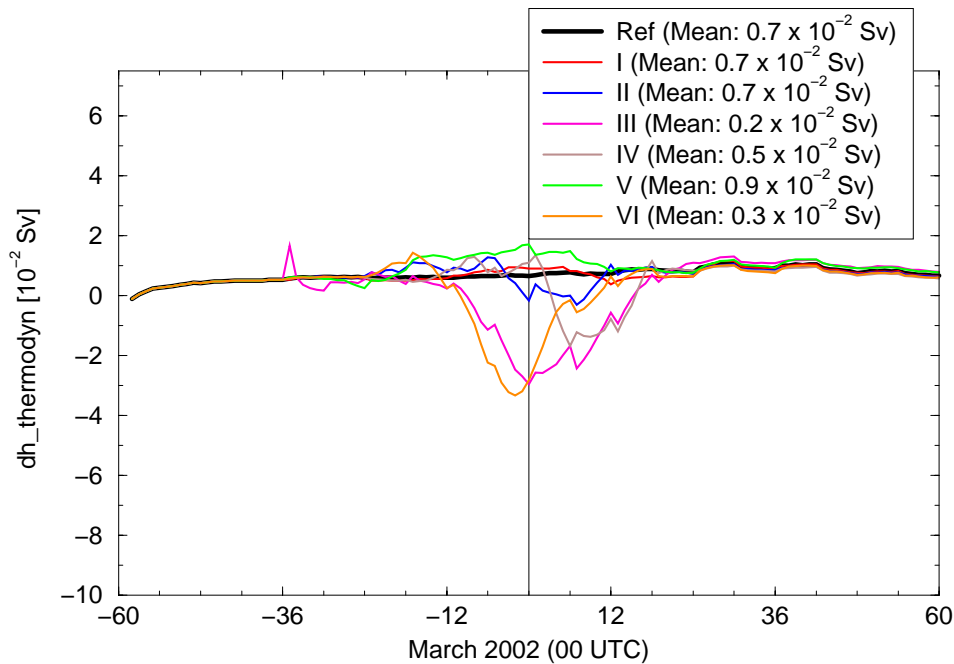


Abbildung 8.5: Gefrierate  $dh_{thermodyn}$  im Framstraßengebiet zwischen  $75^\circ$  N und  $81^\circ$  N in den Experimenten mit synthetischer Zyklone (6 Zugbahnen) und im Vergleichslauf mit zeitlich konstantem Antrieb (Ref).

Abbildung 8.6 zeigt den Einfluss eines variierten Zyklonenradius (oben), einer variierten Zyklonenwindstärke (Mitte) und einer mitveränderten Ozeanströmung (unten) auf den Eistransport für die Zyklonenzugbahnen I und II. Das Ausmaß der Eistransportänderung durch eine Zyklone hängt stark von Radius und Windstärke ab. Der über fünf Tage integrierte Eistransport für Zugbahn II (Abbildung 8.6 b) ergibt eine Erhöhung von  $0.1 \cdot 10^{-2}$  Sv bei halbem Radius (230 km), von  $0.6 \cdot 10^{-2}$  Sv bei einfachem Radius (460 km) und von  $2.4 \cdot 10^{-2}$  Sv bei doppeltem Radius (920 km). Die stärkste momentane Änderung des Eistransportes – eine Reduktion um  $33 \cdot 10^{-2}$  Sv – bewirkt die Zyklone mit doppelter Windstärke bei Zugbahn I (Abbildung 8.6 c). Während der durch den Einfluss der Zyklone mitveränderten Ozeanströmung bei der Abnahme des Eisbedeckungsgrades eine entscheidende Rolle zukommt (Kapitel 7), ist der Einfluss auf den Eistransport von geringerer Bedeutung.

## 8.4 Zusammenfassende Bewertung

Der simulierte Eistransport zeigt eine hohe Variabilität auf einer Zeitskala von Stunden bis Tagen, die in Zusammenhang mit den synoptischen Ereignissen steht. Die Episoden mit Framstraßenzyklonen stellen lokale Minima des Eistransportes dar. Diese Minima werden nicht durch die lokale Wirkung des Zyklonenwindfeldes, sondern primär durch die großräumige Druckverteilung verursacht. Nach Zyklonendurchgang ist in den Simulationen ein Anstieg der thermodynamischen Eisschmelze in der Framstraße festzustellen. Die Simulationsergebnisse des Eistransportes hängen sehr stark von der mittleren Drift-richtung des Meereises ab. Der Einfluss des Windfeldes der synthetischen Zyklonen ist

um eine Größenordnung geringer als der von Affeld (2003) statistisch ermittelte Gesamteinfluss (großräumige Druckverteilung und lokale Effekte).

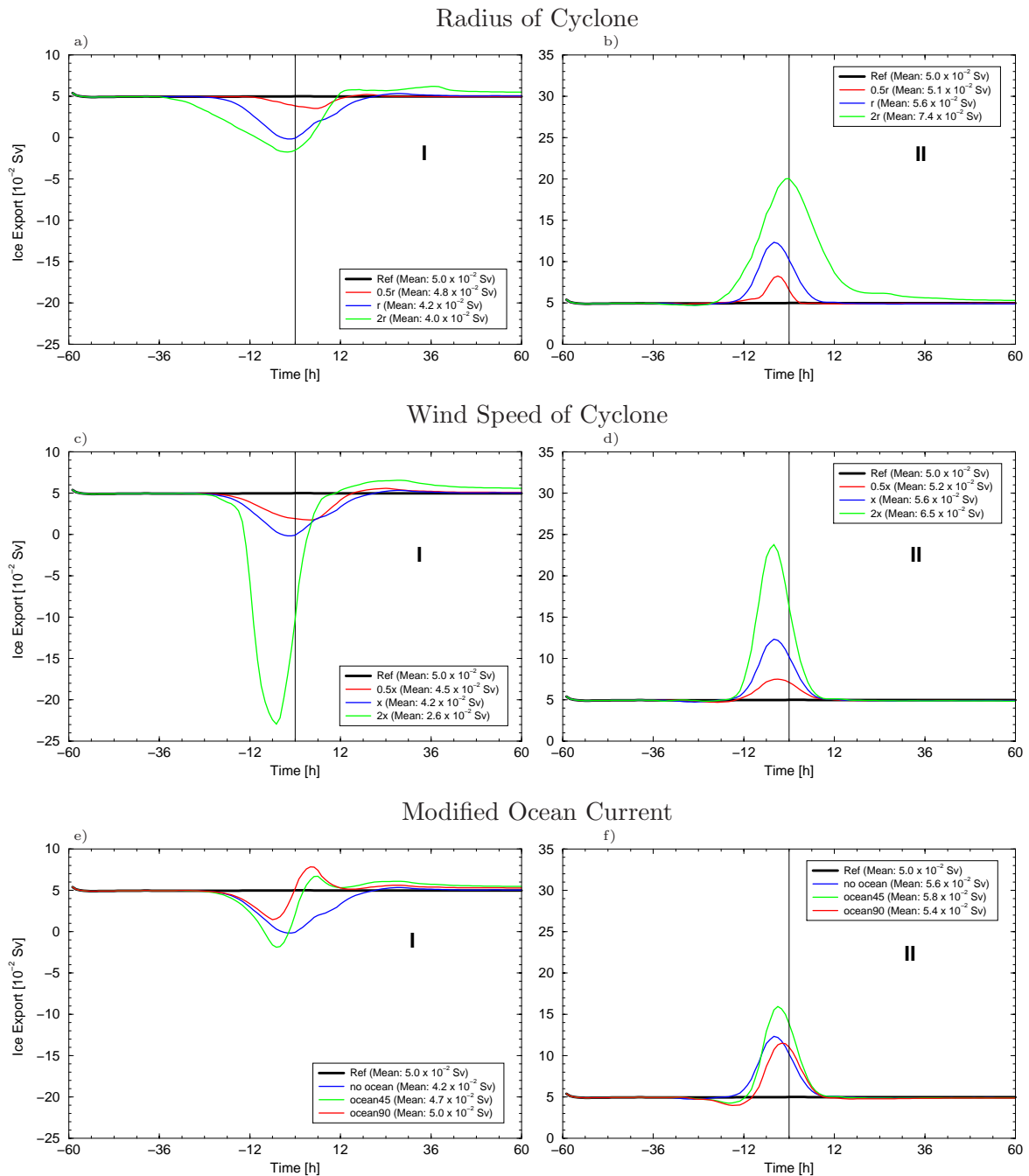


Abbildung 8.6: Abhängigkeit des Volumeneistransportes  $[10^{-2} \text{ Sv}]$  durch die Framstraße bei  $79^\circ \text{ N}$  von dem Zyklonenradius  $r$  (oben), der Zyklonenwindstärke  $x$  (Mitte) und einer modifizierten Ozeanströmung (unten) für Zugbahn I (links) und II (rechts). Ref steht hier für den Vergleichslauf mit zeitlich konstantem Antrieb. Man beachte die gegenüber Abbildung 8.4 halbierte Skala.

# Kapitel 9

## Resümee

Das Ziel dieser Arbeit bestand darin, herauszufinden, welchen Einfluss Framstraßenzyklonen auf das Meereis und insbesondere auf den Eistransport durch die Framstraße ausüben. Die unter diesem Aspekt hier durchgeführten Studien führen zu neuen Erkenntnissen über die Bedeutung der Ozeanströmung für die Eisdrift. Der Eisexport aus der Arktis ist von globaler Bedeutung, weil er durch sein Süßwasser die ozeanische Schichtung und somit die thermohaline Zirkulation beeinflusst (Aagaard und Carmack, 1994; Aagaard und Carmack, 1989; Driscoll und Haug, 1998; Häkkinen, 1993; Holland et al., 2001). Über diesen Zusammenhang können Änderungen des Eistransportes Folgen für das globale Klima haben.

Affeld (2003) hat zur Bestimmung der Bedeutung von Zyklonen auf den Eistransport eine 22-jährige Zyklonenstatistik aus EZMW-Analysen und eine Zeitreihe des Eistransportes aus einer von Karcher et al. (2003) durchgeführten Simulation mit dem Modell NAOSIM (*North Atlantic-Arctic Ocean Sea Ice Model*) statistisch ausgewertet. Sein Ergebnis ist, dass die Auswirkungen der Zyklonen auf den Eistransport durch die Framstraße primär von der Lage der Zyklonenzugbahn abhängen. Zyklonen im Südosten der Framstraße über eisfreiem Ozean erhöhen den Eistransport, Zyklonen im Eisrandbereich und über dem eisbedeckten Ozean reduzieren dagegen den Eistransport. Beobachtungen von Brümmer et al. (2001) und Simulationen von Dierer (2002) zeigen im Gegensatz dazu eine Erhöhung der Eisdrift beim Auftreten einer Zyklone im Eisrandbereich der Framstraße. Wie passen diese unterschiedlichen Ergebnisse zusammen?

Für diese Arbeit steht mit den im April 1999 und März 2002 durchgeführten Feldexperimenten in der Framstraße – FRAMZY 1999 (Brümmer, 2000) und FRAMZY 2002 (Brümmer et al., 2004) – ein umfangreicher Datensatz über sieben Framstraßenzyklonen und ihre Wirkung auf die Eisdrift zur Verfügung. Die Daten wurden mit Hilfe der Messplattformen Flugzeug, Schiff und Eisdriftbojen sowie der Satellitensensoren SSM/I, Radarsat und AVHRR gewonnen. Für die beiden Experimentmonate werden Simulationen mit einem auf Hibler (1979) zurückgehenden thermodynamisch-dynamischen Meereismodell (Timmermann et al., 2003) durchgeführt. Die Rahmenbedingungen der in dieser Arbeit durchgeführten Modellexperimente werden mit Modellsimulationen anderer Autoren in Tabelle 9.1 verglichen.



Autoren	Auflösung		Dauer	Gebiet	Typ	A	O
Birnbaum (98)	4 km	5 min	1 Woche	300 km × 4 km (FS)	1	gk	konst.
Dierer (02)	7 km	30 s	39 h	560 km × 400 km (FS)	1	gk	konst.
<b>diese Arbeit</b>	<b>9 km</b>	<b>10 min</b>	<b>1 Monat</b>	<b>2000 km × 1600 km (FS)</b>	<b>1</b>	<b>6-st.</b>	<b>6-st.</b>
Masloswki / Lipscomb (03)	9 km		20 Jahre	Arktis	1	täglich	gk
Zhang et al., (99)	18 km	4 h	5 Jahre	Arktis / Europ. Nordm.	1	3-tägl.	3-tägl.
Kauker et al., (03)	28 km		23 Jahre	Arktis / Europ. Nordm.	1	tägl.	konst.
Heil / Hibler (95)	55 km	1 h	3 Jahre	Arktis	1	tägl.	monatl.
Holland et al. (95)	55 km	12 h		Arktis / Europ. Nordm.	1	monatl.	gk
Tremblay / Mysak (97)	110 km	1 d	10 Jahre	Arktis / Europ. Nordm.	2	monatl.	monatl.
Harder et al. (98)	110 km	1 d	7 Jahre	Arktis / Europ. Nordm.	1	tägl.	konst.
Piaczek et al. (91)	125 km		5 Jahre	Arktis / Europ. Nordm.	1	12-st.	gk
Timmerm. et al. (02)	170 km	6 h	9 Jahre	Antarktis	1	6-st.	gk
Fischer / Lemke (94)	280 km	1 d	2 Jahre	Antarktissektor	1	tägl.	konst.
Marsland et al. (03)	<sup>a</sup>	36 min	450 Jahre	global	1	tägl.	gk
Bitz et al. (01)	300 km	12 h	720 Jahre	global	3	gk	gk

<sup>a</sup> variabler Gitterabstand: 30 km bis 300 km

Typ (bzgl. Rheologie): 1 nach Hibler (1979) 2 Meereis als granulares Material 3 Langrangesche Eisdickenverteilung

Tabelle 9.1: Die hier durchgeführten Modellexperimente im Vergleich zu ausgewählten Eismodellstudien anderer Autoren – sortiert nach der horizontalen Auflösung. Ferner sind der Modellzeitschritt, die Simulationsdauer, das Modellgebiet, der Eismodelltyp bzgl. der verwendeten Rheologie und die atmosphärische (A) und ozeanische (O) Randbehandlung aufgeführt. FS bezeichnet die Framstraße, gk steht für „gekoppelt“.

Der Vergleich verdeutlicht, dass Eismodellstudien ein breites Spektrum abdecken. Die horizontale Gitterauflösung der gezeigten Auswahl erstreckt sich von 4 km (Birnbaum, 1998) bis zu 300 km (Bitz et al., 2001), der Zeitschritt von 30 s (Dierer, 2002) bis zu einem Tag (z. B. Harder et al., 1998) und die Simulationsdauer von 39 Stunden (Dierer, 2002) bis zu 720 Jahren (Bitz et al., 2001). Dabei variiert das Modellgebiet von einem kleinen Ausschnitt der Arktis (300 km × 4 km bei Birnbaum, 1998), über Gebiete, die die gesamte Arktis und das Europäische Nordmeer umfassen (z. B. Kauker et al., 2003), bis zum Globalmodell (Bitz et al., 2001; Marsland et al., 2003). Fast alle Eismodelle verwenden eine auf Hibler (1979) zurückgehende Rheologie. Ausnahmen stellen die Rheologie von Tremblay und Mysak (1997) dar, bei der Meereis als granulares Material beschrieben wird, und die Verwendung einer Lagrangeschen Eisdickenverteilung zur Bestimmung der mechanischen Umverteilung des Eises von Bitz et al. (2001). In den aufgeführten Modellexperimenten wird das Meereismodell entweder mit einem Atmosphärenmodell und/oder Ozeanmodell gekoppelt oder mit atmosphärischen und ozeanischen Parametern angetrieben. Die Antriebsdaten haben eine zeitliche Auflösung von sechs Stunden bis zu einem Monat. In einigen ungekoppelten Modellrechnungen werden zeitlich konstante ozeanische Antriebsdaten verwendet.

In den Eismodellsimulationen dieser Arbeit wird mit einer vergleichsweise hohen horizontalen Auflösung von 9 km gerechnet, wobei das Gebiet größer als bei Birnbaum (1998) und Dierer (2002) ist, so dass der gesamte Eistransport durch die Framstraße bestimmt werden kann und der Einfluss der Landmassen berücksichtigt wird. Die in Abbildung 4.7 dargestellten horizontalen mittleren Verteilungen der Eisdrift und der internen Kräfte zeigen, dass die Orographie von entscheidender Bedeutung für die Eisdrift in der Framstraße ist.

Im Gegensatz zu anderen Modellstudien wird in dieser Arbeit das Meereismodell weder mit einem Ozeanmodell noch mit einem Atmosphärenmodell gekoppelt. Dies hat den

Nachteil, dass keine Wechselwirkungen zwischen Wind, Eisdrift und Ozeanströmung simuliert werden können. Dem stehen jedoch entscheidende Vorteile gegenüber. Durch den Antrieb mit 6-stündlichen EZMW-Analysen sind die Modellstudien näher an der Realität als die Studien eines gekoppelten Modellsystems mit vielen Freiheitsgraden. Auf die Realitätsnähe wird in dieser Arbeit großen Wert gelegt, da dies die Voraussetzung für den Vergleich mit zeitlich und räumlich hoch aufgelösten Beobachtungsdaten ist. Bzgl. des Antriebs mit der Ozeanströmung wird in dieser Arbeit ein neuer Weg bestritten. Es werden keine konstanten oder monatlichen Mittelwerte der geostrophischen Ozeanströmung verwendet, sondern die Ozeanströmung der obersten Modellschicht (6 m Tiefe) einer mit NCEP-Analysen angetriebenen MPI-OM-Simulation. Die oberflächennahe Ozeanströmung wird durch Wind und Eisdrift geprägt, so dass sie zeitlich und räumlich wesentlich variabler als die aus tieferen Schichten ist. Da ferner der vertikale Gradient der Driftgeschwindigkeit und -richtung in der oberflächennahen Schicht unter Meereis groß ist, ist die Simulation einer repräsentativen oberflächennahen Strömung im Ozeanmodell schwierig. Bei der oberflächennahen Strömung handelt es sich jedoch um die Strömung, mit der die Eisdrift in Wechselwirkung tritt, d. h. um den realen dynamischen Antriebsterm des Meereises. Durch die in dieser Arbeit gewählte Konfiguration können der atmosphärische und ozeanische Einfluss auf das Meereis unabhängig voneinander analysiert werden.

Die Modellexperimente werden in dieser Arbeit folgendermaßen realisiert (Kapitel 2):

1. Anfangsfelder:  
Eisbedeckungsgrad (SSM/I-Daten, 12.5 km Auflösung, von Kaleschke, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen zur Verfügung gestellt), Eisdicke sowie Schneehöhe (MPI-OM-Simulation, von Sein, MPI, Hamburg durchgeführt) und Eisdrift (ruhend).
2. Atmosphärischer Antrieb:  
6-stündliche(r) Lufttemperatur (2 m), Luftfeuchte (2 m), Wind (10 m) und Wolkenbedeckungsgrad (alle aus EZMW-Analysen, T213, von Ulbrich, Universität Köln zur Verfügung gestellt) sowie monatlicher Niederschlag (NCEP).
3. Ozeanischer Antrieb:  
6-stündliche Ozeanströmung (6 m-Tiefe) und Oberflächenauslenkung (MPI-OM) sowie zeitlich konstante Ozeantemperatur (6 m-Tiefe, MPI-OM, aber modifiziert).
4. Behandlung der seitlichen Ränder:  
Anpassung der äußeren sechs Gitterzellen nach jedem Zeitschritt bzgl. Eisbedeckungsgrad (SSM/I), Eisdicke und Schneehöhe (jeweils MPI-OM).

Die Modellphysik des verwendeten Meereismodells ist bereits in zahlreichen Arbeiten anhand von Driftmessungen durch Eisbojen, Dickenmessungen durch Sonargeräte, satellitengestützte Bedeckungsgradmessungen und frühere Eismodellsimulationen verifiziert worden (Fischer, 1995; Fischer und Lemke, 1994; Harder, 1996; Harder und Fischer, 1999; Harder, Lemke und Hilmer, 1998; Kauker et al., 2003; Timmermann et al., 2002). Trotzdem muss überprüft werden, ob die gewählte Konfiguration der Experimente für

die Fragestellung dieser Arbeit, welchen Einfluss Zyklonen auf das Meereis ausüben, geeignet ist. Der durchgeführte Vergleich der Ergebnisse der beiden Referenzexperimente mit den Beobachtungsdaten ergibt zwar Unterschiede, aber zwei entscheidende Gemeinsamkeiten, die zeigen, dass die gewählte Konfiguration geeignet ist. Erstens werden die mittlere Lage und die Variabilität des Eisrandes und zweitens die Variabilität der Eisdrift in der Framstraße auf einer Zeitskala von Tagen realitätsnah simuliert (Kapitel 4).

### **Was zeigen die Beobachtungsdaten bezüglich der Wirkung von Zyklonen auf das Meereis in der Framstraße?**

Die Beobachtungsdaten umfassen die in-situ-Messungen von den Plattformen Driftbojen, Flugzeug, Schiff und Doppler Current Meter, die Satellitendaten SSM/I, Radarsat und AVHRR sowie die EZMW-Analysen (Kapitel 3).

Die durch die Framstraße ziehenden Zyklonen bewirken große Änderungen der Lage des Eisrandes. Die maximalen Änderungsraten betragen  $100 \text{ km d}^{-1}$  bei der Rückverlagerung des Eisrandes in der nordöstlichen Framstraße und  $40 \text{ km d}^{-1}$  bei der Ausbreitung des Meereises in der südlichen Framstraße. Die SSM/I- und Radarsatdaten zeigen diese Änderungsraten gleichermaßen. Die Eisrandverschiebung wird dynamisch durch Eistransport und thermodynamisch durch Schmelzen bzw. Gefrieren verursacht. Eine Verschiebung von  $100 \text{ km d}^{-1}$  kann nur mithilfe einer starken Eisschmelze stattfinden, da ein Tagesmittel der Driftgeschwindigkeit von  $120 \text{ cm s}^{-1}$  äußerst unwahrscheinlich ist (Kapitel 6).

Die Meereisausdehnung auf der Rückseite der Zyklonen ist mit der Entstehung von Mäandern des Eisrandes verknüpft. Während der Bildung eines Mäanders wird die höchste Driftgeschwindigkeit von fast  $100 \text{ cm s}^{-1}$  (Mittelwert über eine Stunde) beobachtet. Es lässt sich nicht eindeutig feststellen, ob die in dieser Region beobachteten mesoskaligen Wirbel der Ozeanströmung (Johannessen et al., 1987) die Mäander verursachen oder die ozeanischen Wirbel durch die Mäander, also durch Framstraßenzyklonen, induziert werden. Auf der Rückseite der Zyklonen bildet sich aufgrund der niedrigen Lufttemperatur und recht hohen Windgeschwindigkeit verbreitet loses „Grease Ice“.

Die SSM/I-Daten lassen in allen vier Zyklonenepisoden eine verbreitete Abnahme des Eisbedeckungsgrades um 2% bis über 10% in der Framstraße erkennen. Eine durch Zyklonen verursachte Abnahme dieser Größenordnung wurde von Maslanik und Barry (1989), Maslanik et al. (1995) sowie Zwally und Walsh (1987) auch in anderen Regionen der Arktis beobachtet. Diese Abnahme beeinflusst die Energiebilanz und reduziert die internen Kräfte im Eis. Eine Reduktion der internen Kräfte führt zu einer Änderung der Driftrichtung und zu einer Erhöhung der Driftgeschwindigkeit des Meereises.

Drei weitere Aspekte werden festgestellt: (1) Eine Lag-Korrelation zwischen der beobachteten Eisdrift und dem Wind aus den EZMW-Analysen zeigt, dass die Eisdrift fast unmittelbar (mit 1 bis 2 Stunden Verzögerung) auf Änderungen des Windes reagiert und somit beim Durchzug der Zyklone die Richtungsänderungen des Windfeldes mitmacht.

(2) Ein Vergleich zwischen der Änderung des Eisbedeckungsgrades (SSM/I-Daten) und dem Wind (EZWM) ergibt einen signifikanten Zusammenhang: Der Eisbedeckungsgrad nimmt bei starkem Wind ab und bei schwachem zu. (3) Die Flugzeugmessungen dokumentieren horizontale Gradienten der Lufttemperatur von bis zu 25 K auf 100 km Distanz mit entsprechendem Einfluss auf die Energiebilanz des Meereises.

### **Inwieweit stimmen die Modellergebnisse mit den Beobachtungsdaten überein?**

Entscheidend für die Verwendbarkeit der Modellergebnisse ist die bereits oben erwähnte Tatsache, dass die mittlere Lage und Variabilität des Eisrandes sowie die Variabilität der Eisdrift in der Framstraße auf einer Zeitskala von Tagen realitätsnah simuliert werden. Ferner reagiert die Eisdrift in der Modellsimulation ähnlich schnell wie in den Beobachtungen auf Änderungen des Windes. Insgesamt wird ein realistischer Geschwindigkeitsgradient der Eisdrift vor der Küste Grönlands simuliert, wie ein Vergleich mit aus AVHRR-Daten bestimmter Eisdrift von Martin und Wadhams (1999) zeigt. Entsprechend zum beobachteten Auftreten von losem „Grease Ice“ im Eisrandbereich zeigen die Modellstudien bei Zyklonendurchgang größere Gebiete mit einem Eisbedeckungsgrad von 0 bis 20%. Eine Abnahme des Eisbedeckungsgrades beim Durchgang einer Zyklone wird in den Fällen simuliert, in denen die vorgegebene Ozeanströmung stark divergent ist (18. April 1999 und 6. März 2002).

### **Was zeigen die Modellexperimente über die Beobachtungsdaten hinaus?**

Aufgrund seiner Bedeutung für das globale Klima stellt der Eisexport aus der Arktis die wichtigste Untersuchungsgröße dieser Arbeit dar. Etwa 95% des arktischen Meereises werden durch die Framstraße exportiert (Vinje und Finnekåsa, 1986). Der Eistransport durch die Framstraße kann nicht vollständig durch Beobachtungen bestimmt werden. Die Zeitreihen des in den Modellexperimenten simulierten Eistransportes dokumentieren für beide Untersuchungsmonate eine hohe Variabilität auf einer Zeitskala von Stunden bis Tagen (Kapitel 8). Diese Variabilität des Eistransportes kann anhand der synoptischen Ereignisse interpretiert werden, wobei Episoden mit Framstraßenzyklonen Minima des Eistransportes darstellen. Der simulierte Eistransport weist eine auf dieser Zeitskala beachtliche signifikante Korrelation (1%-Signifikanzniveau) zu dem aus dem Druckgradienten über der Framstraße bestimmten Eistransport nach Vinje (2001) von  $r \approx 0.5$  auf. Dieser Zusammenhang legt nahe, dass diese Minima primär durch das großräumige Druckfeld, in das die Framstraßenzyklonen eingebettet sind, verursacht werden und nicht Folge des lokalen Windeffektes sind. Sensitivitätsexperimente machen deutlich, dass der Eistransport eine hohe Sensitivität zur mittleren Driftrichtung zeigt und damit auch zu den Größen, die sie beeinflussen (insbesondere die Richtung der Ozeanströmung). Ferner ergeben die Modellstudien, dass nach dem Auftreten von Framstraßenzyklonen eine erhöhte Eisschmelze in der Framstraße auftritt, so dass das Eisvolumen, das Richtung Süden transportiert werden kann, reduziert wird.

Fallstudien mit synthetischen Zyklonen (Kapitel 7), in denen nur das Windfeld, nicht jedoch die Ozeanströmung verändert wird, zeigen, dass die Eisrandverschiebung direkt durch die atmosphärische Schubspannung bewirkt wird. Die beobachtete Abnah-

me des Eisbedeckungsgrades beim Durchgang von Zyklonen kann hingegen nur in dem Fall simuliert werden, in dem die Ozeanströmung im Zyklonengebiet modifiziert wurde. Grundsätzlich nimmt der Eisbedeckungsgrad durch Divergenz und Scherung der Eisdrift, durch einen positiven horizontalen Gradienten des Eisbedeckungsgrades in Driftrichtung und durch Schmelzen ab. Im Kerngebiet einer Zyklone ist eine divergente Ozeanströmung Voraussetzung für eine divergente Eisdrift, da der Wind konvergent ist. Der Einfluss einer synthetischen Zyklone auf den Eistransport ist wie bei den statistischen Untersuchungen von Affeld (2003) stark abhängig von ihrer Zugbahn. Allerdings sind die hier simulierten Auswirkungen um eine Größenordnung geringer als die von Affeld (2003) ermittelten. Während der lokale Windeffekt im Mittel über die verschiedenen Zugbahnen tendenziell für eine Zunahme des Eistransportes sorgt, bewirkt die bei Durchzug von Framstraßenzyklonen vorherrschende großräumige Druckverteilung im Mittel eine leichte Abnahme. Insgesamt hat die großräumige Druckverteilung einen stärkeren Einfluss auf den simulierten Eistransport als der lokale Windeffekt im Kerngebiet einer Zyklone.

### **Welche Schwächen offenbaren die Modellexperimente?**

Die Modellexperimente haben neben den bereits genannten Übereinstimmungen mit den Beobachtungen auch einige Unterschiede offenbart. Hierzu zählen der systematische Fehler der Eisdriftrichtung, der im Referenzexperiment  $8^\circ$  bzw.  $14^\circ$  beträgt, die insgesamt zu schwache Eisdrift, die um eine Größenordnung zu geringen Beträge der Divergenz und der Scherdeformation der Eisdrift sowie die relativ geringen Trefferquoten beim Eisbedeckungsgrad.

### **Wo liegen die Ursachen für die Schwächen der Modellexperimente?**

Generell hängt die Güte einer Simulation stark von der Güte der Antriebsdaten ab (z. B. Fischer und Lemke, 1994). Die in dieser Arbeit durchgeführten Sensitivitätsexperimente ergeben, dass Wind und Ozeanströmung die beiden wichtigsten Antriebsgrößen auf der untersuchten Zeitskala von Stunden bis Wochen sind. Die gute Übereinstimmung des Windes der EZMW-Analysen mit zwei Beobachtungszeitreihen in der Framstraße ist ein Indiz dafür, dass der Wind aus den EZMW-Analysen realitätsnah ist. Der für die Fallstudien durchgeführte Vergleich zwischen den EZMW-Analysen und den Flugzeugmessungen ergibt, dass die analysierte Windgeschwindigkeiten im Kerngebiet der Zyklonen häufig weniger als 50% der beobachteten Werte betragen. Mit der zu geringen Windstärke der EZMW-Analysen sind zu schwache horizontale Gradienten der Lufttemperatur verknüpft. Allerdings kann der größte Anteil der oben genannten Schwächen der Eismodellexperimente hierdurch nicht verursacht worden sein.

Der Vergleich der Ozeanströmung aus der MPI-OM-Simulation mit einem Doppler Current Meter zeigt enorme Diskrepanzen bzgl. der mittleren Strömungsstärke und -richtung sowie der zeitlichen Variabilität (Kapitel 3). Eine zu dieser Beobachtung nur in Ansätzen passende Ozeanströmung wird auch in der Umgebung der Vergleichsposition in der MPI-OM-Simulation nicht gefunden. Dieser Vergleich schürt Zweifel an der Realitätsnähe der Ozeanströmung aus der verwendeten MPI-OM-Simulation für diese Region. Die in dieser Arbeit durchgeführten Sensitivitätsexperimente legen nahe, dass

die verwendete Ozeanströmung für die festgestellten Unterschiede zwischen Simulationsergebnissen und Beobachtungen hauptverantwortlich ist (Kapitel 5).

Ferner zeigen die zu niedrigen Beträge von Divergenz und Scherdeformation der Eisdrift, dass das Meereis in den Simulationen zu gleichmäßig driftet. Dieses Ergebnis ist eine Bestätigung der Studien von Heil und Hibler (2003), nach der die im Meereismodell nicht berücksichtigte, aber in den Beobachtungen enthaltene Trägheitsschwingung des Meereises einen wichtigen Prozess auf der Zeitskala von Stunden darstellt.

### Was lernen wir insgesamt?

Die Bedeutung, die die Ozeanströmung in den Modellexperimenten dieser Arbeit einnimmt, erscheint angesichts früherer Modellstudien überraschend. Harder et al. (1998) und Dierer (2002) z. B. zeigen, dass der Einfluss der Ozeanströmung auf das Meereis relativ gering ist. In diesen beiden Arbeiten wurde allerdings eine zeitlich konstante, geostrophische Ozeanströmung, die nicht von Wind und Eisdrift beeinflusst wird, verwendet. Hingegen wird in der vorliegenden Arbeit die oberflächennahe, zeitlich variable, stark von Wind und Eisdrift geprägte Ozeanströmung als Antrieb genommen. Eines der Sensitivitätsexperimente (O99-3 bzw. O02-3) zeigt, dass die simulierte Eisdrift beim Antrieb mit der Ozeanströmung der MPI-OM-Simulation aus 17 m anstelle von 6 m Tiefe realitätsnäher wird, wenn also eine Strömung verwendet wird, die der geostrophischen Ozeanströmung näher kommt. Dieses Ergebnis ist überraschend, da das Meereis in Realität mit der oberflächennahen Strömung in Wechselwirkung tritt. Es lässt sich auch nicht damit erklären, dass die Eismodellparameter an den Antrieb mit der geostrophischen Ozeanströmung angepasst sind, da zahlreiche durchgeführte Sensitivitätsexperimente mit Variationen der Eismodellparameter keine vergleichbaren Verbesserungen bzgl. der Simulation der Eisdrift ergeben. Folglich liegt das Problem bei der oberflächennahen Ozeanströmung. Es macht deutlich, dass weitere Messungen in verschiedenen Tiefen unter Meereis notwendig sind, um die simulierte Strömung in Ozeanmodellen zu verifizieren. Die in dieser Arbeit festgestellte Bedeutung der Ozeanströmung für die Divergenz der Eisdrift und die Änderung des Eisbedeckungsgrades zeigt, dass es wichtig ist, auch horizontale Verteilungen zu messen, d. h. die Doppler Current Meters und Sonargeräte sollten nicht wie bisher entlang einer Linie sondern in Arrays angeordnet werden. Zur Verifikation der oberflächennahen Ozeanströmung in einem gekoppelten Ozean-Meereismodell erscheinen außerdem weitere Modellstudien mit einem ungekoppelten Meereismodell, in denen die Ozeanströmung über Eisdriftmessungen indirekt verifiziert wird, hilfreich. Da komplexe Klimamodelle aufgrund ihrer vielen Freiheitsgrade nicht direkt mit räumlich und zeitlich hochaufgelösten Beobachtungsdaten verglichen werden können, ist es wichtig, Ergebnisse des Vergleichs von ungekoppelten Simulationen mit Beobachtungsdaten bei der Verbesserung von komplexen Modellen mit zu berücksichtigen.

Zur Weiterentwicklung von Meereismodellen dieser Kategorie ist eine Modifikation der Rheologie notwendig, um die durch die Rheologie verursachte, unrealistische Homogenisierung der Eisdrift abzuschwächen. Erste Ansätze in diese Richtung liefern

Heil und Hibler (2002) mit der Berücksichtigung der Trägheitsschwingung des Meereises im Modell.

Eines der Sensitivitätsexperimente (I99-10 bzw. I02-10) zeigt, dass die Anpassung des simulierten Eisbedeckungsgrades an die SSM/I-Daten nach jedem Zeitschritt zu unrealistischen Ergebnissen führt. Dies wird als Bestätigung der Untersuchungen von Comiso et al. (1997), Kaleschke (2003) und Kwok (2002) interpretiert, die andeuten, dass die SSM/I-Daten im Allgemeinen zu niedrige Eisbedeckungsgrade zeigen (Kapitel 5).

Deser et al. (2000) stellen einen statistischen Zusammenhang zwischen der Lage des Eisrandes und der Zyklonenaktivität im Winter fest. Danach ist eine Rückverlagerung des Eisrandes mit einem Anstieg von Zyklonen in der Eisrandzone verknüpft. Die von Affeld (2003) statistisch festgestellte hohe Sensitivität des Eistransportes zur Zyklonenposition wird durch die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit bestätigt. Eine Fortdauer der von Deser et al. (2000) und Zhang et al. (2004) festgestellten polwärtigen Verschiebung der Zyklonenaktivität im Europäischen Nordmeer zwischen den 1960er-Jahren und dem Ende des 20. Jahrhunderts würde demnach den Eistransport reduzieren und könnte so die thermohaline Zirkulation verstärken.

# Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. und E. C. Carmack, 1989:** The role of sea ice and other fresh water in the Arctic Circulation. *J. Geophys. Res.*, **94** (C10), 14485-14498.
- Aagaard, K. und E. C. Carmack, 1994:** The Arctic Ocean and climate: a perspective. *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment, Geophysical Monograph* **85**, 5-20.
- Affeld, B., 2003:** Zyklonen in der Arktis und ihre Bedeutung für den Eistransport durch die Framstraße. *Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Hamburg*, 130 pp.
- Arfeuille, G., L. A. Mysak und L.-B. Tremblay, 2000:** Simulation of the interannual variability of the wind-driven Arctic sea-ice cover during 1958-1998. *Clim. Dyn.*, **16**, 107-121.
- Bacon, S., 1998:** Decadal variability in the outflow from the Nordic seas to the deep Atlantic Ocean. *Nature*, **394**, 871-874.
- Barry, R. G., M. C. Serreze, J. A. Maslanik und R. H. Preller, 1993:** The Arctic sea ice-climate system: observations and modelling. *Rev. Geophys.*, **31** (4), 397-422.
- Birnbaum, G., 1998:** Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meeris in der arktischen Eisrandzone. *Berichte zur Polarforschung, AWI, Bremerhaven*, **268**, 160 pp.
- Bitz, C. M., M. M. Holland, A. J. Weaver und M. Eby, 2001:** Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model. *J. Geophys. Res.*, **106** (C2), 2441-2463.
- Bourke, R. H. und A. S. McLaren, 1992:** Contour mapping of Arctic Basin ice draft and roughness parameters. *J. Geophys. Res.*, **97** (C11), 17715-17728.
- Broecker, W. S., 1987:** The biggest chill. *Nat. Hist. Mag.*, **97**, 74-82.
- Broecker, W. S., 1991:** The great ocean conveyor. *Oceanography*, **4** (2), 79-89.
- Bromwich, D. H., 1997:** Introduction to special section: synoptic and mesoscale weather systems in the polar regions. *J. Geophys. Res.*, **102** (D12), 13727-13729.
- Brümmer, B., 1996:** Boundary-layer modification in wintertime cold-air outbreaks from the Arctic sea ice. *Boundary-Layer Meteorol.*, **80**, 109-125.
- Brümmer, B. (Ed.), 2000:** Field Experiment FRAMZY 1999 – Cyclones over the Fram Strait and their impact on sea ice, Field report with examples of measurements. *Ber. Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Univ. Hamburg, Met. Institut, Reihe A*, **33**, 178 pp.
- Brümmer, B. und H. Hoerber, 1999:** A mesoscale cyclone over the Fram Strait and its effects on sea ice. *J. Geophys. Res.*, **104** (D16), 19085-19098.
- Brümmer, B., G. Müller, B. Affeld, R. Gerdes, M. Karcher und F. Kauker, 2001:** Cyclones over Fram Strait: impact on sea ice and variability. *Polar Res.*, **20** (2), 147-152.



- Brümmer, B., G. Müller und H. Hoerber, 2003:** A Fram Strait cyclone: Properties and impact on ice drift as measured by aircraft and buoys. *J. Geophys. Res.*, **108** (D7), doi:10.1029/2002JD002638.
- Brümmer, B., G. Müller, D. Schröder und J. Launiainen, 2005:** Field Experiment FRAMZY 2002: Second experiment on cyclones over the Fram Strait and their impact on sea ice, Field report with examples of measurements. *Ber. Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Univ. Hamburg, Met. Institut, Reihe A*, in Vorbereitung.
- Brümmer, B., D. Schröder, J. Launiainen, T. Vihma, A.-S. Smedman und M. Magnusson, 2002:** Temporal and spatial variability of surface fluxes over the ice edge zone in the northern Baltic Sea. *J. Geophys. Res.*, **107** (C8), doi:10.1029/2001JC000884.
- Brümmer, B. und S. Thiemann, 1999:** Field Campaign ACSYS 1998 – Aircraft measurements in Arctic on-ice air flows. *Ber. Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Univ. Hamburg, Met. Institut, Reihe A*, **32**, 35 pp.
- Brümmer, B., S. Thiemann und A. Kirchgäßner, 2000:** A cyclone statistics for the Arctic based on European Centre re-analysis data. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **75**, 233-250.
- Bryan, F. O., 1986:** Maintenance and variability of the thermohaline circulation. *Thesis (Ph.D.)*, Princeton Univ., 254 pp.
- Bunker, A. F., H. Charnock und R. A. Goldsmith, 1982:** A note on the heat balance of the Mediterranean and Red seas. *J. Mar. Res.*, **40**, suppl., 73-84.
- Cavalieri, D. J., P. Gloersen, C. L. Parkinson, J. C. Comiso und H. J. Zwally, 1997:** Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes. *Science*, **278**, 1104-1106.
- Comiso, J. C., D. J. Cavalieri, C. L. Parkinson und P. Gloersen, 1997:** Passive Microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques. *Remote Sens. Environ.*, **60**, 357-384.
- Cressman, G. P., 1959:** An operational objective analysis system. *Mon. Weather Rev.*, **87** (10), 367-374.
- Curry, J. A., J. L. Schramm, A. Alam, R. Reeder, T. E. Arbetter und P. Guest, 2002:** Evaluation of data sets used to force sea ice models in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **107** (C10), doi:10.1029/2000JC000466.
- Deser, C., J. E. Walsh und M. S. Timlin, 2000:** Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *J. Climate*, **13**, 617-633.
- Dickson, R. R. und J. Brown, 1994:** The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways. *J. Geophys. Res.*, **99** (C6), 12319-12341.
- Dickson, R. R., J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines und J. Swift, 1996:** Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Prog. Oceanog.*, **38**, 241-295.
- Dickson, R. R., J. Meincke, S.-A. Malmberg und A. J. Lee, 1988:** The „Great Salinity Anomaly“ in the Northern North Atlantic 1968-1982. *Prog. Oceanog.*, **20**, 103-151.
- Dickson, R. R., T. J. Osborn, J. W. Hurrell, J. Meincke, J. Blindheim, B. Adlandsvik, T. Vinje, G. Alekseev und W. Maslowski, 2000:** The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **13**, 2671-2696.
- Dierer, S., 2002:** Untersuchung von groß- und mesoskaligen Einflüssen auf die Entwicklung polarer Mesozyklonen mit Hilfe des Modells METRAS. *Dissertation, Univ. Hamburg, FB Geowissenschaften, Hamburg*, 110 pp.

- Driscoll, N. W. und G. H. Haug, 1998:** A short circuit in thermohaline circulation: A cause for northern hemisphere glaciation. *Science*, **282**, 436-438.
- Ebert, E. E. und J. A. Curry, 1993:** An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions. *J. Geophys. Res.*, **98** (C6), 10085-10109.
- Fischer, H., 1995:** Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer. *Berichte zur Polarforschung, AWI, Bremerhaven*, **166**, 130 pp.
- Fischer, H. und P. Lemke, 1994:** On the required accuracy of atmospheric forcing fields for driving dynamic-thermodynamic sea ice models. *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment, Geophysical Monograph*, **85**, 373-381.
- Geiger, C. A., W. D. Hibler III und S. F. Ackley, 1998:** Large-scale sea ice drift and deformation: Comparison between models and observations in the western Weddell Sea during 1992. *J. Geophys. Res.*, **103** (C10), 21893-21913.
- Gray, W. M., J. D. Sheaffer und C. W. Landsea, 1997:** Climate trends associated with multidecadal variability of Atlantic hurricane activity. In: *Hurricanes: Climate and socioeconomic impacts. Diaz, H. F. und R. S. Pulwarty (Eds.)*, 15-53.
- Guest, P. S., K. L. Davidson, J. E. Overland und P. A. Frederickson, 1995:** Atmosphere-ocean interactions in the marginal ice zones of the Nordic Seas. *Arctic Oceanography: Marginal Ice Zones and Continental Shelves Coastal and Estuarine Studies, American Geophysical Union*, **49**, 51-95.
- Hagemann, S., M. Botzet, L. Dünemil und B. Machenhauer, 1999:** Derivation of global GCM boundary conditions from 1 km land use satellite data. *MPI-Report, Hamburg*, **289**.
- Häkkinen, S., 1993:** An Arctic source for the Great Salinity Anomaly: A simulation of the Arctic ice-ocean system for 1955-1975. *J. Geophys. Res.*, **98** (C9), 16397-16410.
- Häkkinen, S. und C. A. Geiger, 2000:** Simulated low-frequency modes of circulation in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **105** (C3), 6549-6564.
- Hansen, B. und S. Østerhus, 2000:** North Atlantic-Nordic seas exchanges. *Progress in Oceanography*, **45**, 109-208.
- Harder, M., 1996:** Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis – Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell. *Berichte zur Polarforschung, AWI, Bremerhaven*, **203**, 126 pp.
- Harder, M. und H. Fischer, 1999:** Sea ice dynamics in the Weddell Sea simulated with an optimized model. *J. Geophys. Res.*, **104** (C5), 11151-11162.
- Harder, M. und P. Lemke, 1994:** Modelling the extent of sea ice ridging in the Weddell Sea. *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment, Geophysical Monograph*, **85**, 187-197.
- Harder, M., P. Lemke und M. Hilmer, 1998:** Simulation of sea ice transport through Fram Strait: Natural variability and sensitivity to forcing. *J. Geophys. Res.*, **103** (C3), 5595-5606.
- Harvey, L. D. D., 1988:** Development of a sea ice model for use in zonally averaged energy balance climate models. *J. Climate*, **1**, 1221-1238.
- Heil, P. und W. D. Hibler III, 2002:** Modeling the high-frequency component of Arctic sea ice drift and deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 3039-3057.

- Heinemann, G., 1996:** On the development of wintertime meso-scale cyclones near the sea ice front in the Arctic and Antarctic. *Global Atm. and Ocean Syst.*, **4**, 89-123.
- Hibler III, W. D., 1979:** A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 815-845.
- Hibler III, W. D., 1984:** The role of sea ice dynamics in modeling CO<sub>2</sub> increases. *Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophysical Monograph*, **29**, 238-253.
- Hibler III, W. D. und J. Zhang, 1994:** On the effect of ocean circulation on Arctic ice-margin variations. *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment, Geophysical Monograph*, **85**, 383-397.
- Hilmer, M., M. Harder und P. Lemke, 1998:** Sea ice transport: a highly variable link between Arctic and North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **25** (17), 3359-3362.
- Hilmer, M. und T. Jung, 2000:** Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophys. Res. Lett.*, **27** (7), 989-992.
- Hoeber, H., 2000a:** Cyclones over the Fram Strait and their impact on sea ice, Data report: Drifting ice beacon array – 3 to 30 April 1999. *Meteorol. Inst., Univ. Hamburg*, 36 pp.
- Hoeber, H., 2000b:** Cyclones over the Fram Strait and their impact on sea ice, Mesoscale properties of sea ice drift in the Fram Strait. *Meteorol. Inst., Univ. Hamburg*, 44 pp.
- Holland, M. M., C. M. Bitz, M. Eby und A. J. Weaver, 2001:** The role of ice-ocean interactions in the variability of the North Atlantic thermohaline circulation. *J. Climate*, **14**, 656-675.
- Holland, D. M., R. G. Ingram, L. A. Mysak und J. M. Oberhuber, 1995:** A numerical simulation of the sea ice cover in the northern Greenland Sea. *J. Geophys. Res.*, **100** (C3), 4751-4760.
- Holt, B. und S. Martin, 2001:** The effect of a storm on the 1992 summer sea ice cover of the Beaufort, Chukchi, and East Siberian Seas. *J. Geophys. Res.*, **106** (C1), 1017-1032.
- Hurrell, J. W., 1995:** Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Johannessen, J. A., O. M. Johannessen, E. Svendsen, R. Shuchman, T. Manley, W. J. Campbell, E. G. Josberger, S. Sandven, J. C. Gascard, T. Olaussen, K. Davidson und J. Van Leer, 1987:** Mesoscale eddies in the Fram Strait marginal ice zone during the 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiments. *J. Geophys. Res.*, **92** (C7), 6754-6772.
- Källén (Ed.), 1996:** HIRLAM documentation manual 2.5. *Swedish Meteorol. and Hydrol. Inst., Stockholm, Schweden*.
- Kaleschke, L., 2003:** Fernerkundung des Meereises mit passiven und aktiven Mikrowellensensoren. *Dissertation, Fachbereich für Physik und Elektrotechnik, Univ. Bremen*, 192 pp.
- Kaleschke, L., C. Lüpkes, T. Vihma, J. Haarpaintner, A. Bochert, J. Hartmann und G. Heygster, 2001:** SSM/I sea ice remote sensing for mesoscale ocean-atmosphere interaction analysis. *Can. J. Rem. Sens.*, **27** (5), 526-537.
- Karcher, M. J., R. Gerdes, F. Kauker und C. Köberle, 2003:** Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **108** (C2), doi:10.1029/2001JC001265.
- Kauker, F., R. Gerdes, M. J. Karcher, C. Köberle und J. L. Lieser, 2003:** Variability of Arctic and North Atlantic sea ice: A combined analysis of model results and observations from 1978 to 2001. *J. Geophys. Res.*, **108** (C6), doi:10.1029/2002JC001573.

- Kirchgäßner, A., 1998:** Zyklonen über der Arktis. *Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Hamburg*, 102 pp.
- Köberle, C. und R. Gerdes, 2003:** Mechanisms determining the variability of Arctic sea ice conditions and export. *J. Climate*, **16**, 2843-2858.
- König-Langlo, G. und E. Augstein, 1994:** Parameterization of the downward longwave radiation at the Earth's surface in polar regions. *Meteorol. Zeitschrift*, N. F. 3, H. 6, 343-347.
- Kowalik, Z. und A. Y. Proshutinsky, 1993:** Diurnal tides in the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **98** (C9), 16449-16468.
- Kreyscher, M., M. Harder und P. Lemke, 1997:** First results of the Sea-Ice Model Intercomparison Project (SIMIP). *Ann. Glaciol.*, **25**, 8-11.
- Kreyscher, M., M. Harder, P. Lemke und G.M. Flato, 2000:** Results of the Sea-Ice Model Intercomparison Project: Evaluation of sea ice rheology schemes for use in climate simulations. *J. Geophys. Res.*, **105** (C5), 11299-11320.
- Kwok, R., 2002:** Sea ice concentration estimates from satellite passive microwave radiometry and openings from SAR ice motion. *Geophys. Res. Lett.*, **29** (9), doi:10.1029/2002GL014787.
- Kwok, R., G.F. Cunningham und W.D. Hibler III, 2003:** Sub-daily sea ice motion and deformation from RADARSAT observations. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (23), doi:10.1029/2003GL018723.
- Kwok, R., G.F. Cunningham und S.S. Pang, 2004:** Fram Strait sea ice outflow. *J. Geophys. Res.*, **109** (C01009), doi:10.1029/2003JC001785.
- Kwok, R. und D.A. Rothrock, 1999:** Variability of Fram Strait ice flux and North Atlantic Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **104** (C3), 5177-5189.
- Lemke, P., 1987:** A coupled one-dimensional sea ice-ocean model. *J. Geophys. Res.*, **92** (C12), 13164-13172.
- Lemke, P., W.D. Hibler III, G. Flato, M. Harder und M. Kreyscher, 1997:** On the improvement of sea-ice models for climate simulations: the Sea Ice Model Intercomparison Project. *Ann. Glaciol.*, **25**, 183-187.
- Lemke, P., W.B. Owens und W.D. Hibler III, 1990:** A coupled sea ice-mixed layer-pycnocline model for the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, **95** (C6), 9513-9525.
- Lohmann, G. und R. Gerdes, 1998:** Sea ice effects on the sensitivity of the thermoaline circulation. *J. Climate*, **11**, 2789-2803.
- Mai, S., C. Wamser und C. Kottmeier, 1996:** Geometric and aerodynamic roughness of sea ice. *Boundary-Layer Meteorol.*, **77**, 233-248.
- Majewski, D., G. Doms, W. Edelmann, M. Gertz, T. Hanisch, E. Heise, A. Link, P. Prohl, U. Schättler und B. Ritter, 1995:** Dokumentation des EM/DM-Systems. *Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Offenbach*.
- Marsland, S.J., H. Haak, J.H. Jungclaus, M. Latif und F. Röske, 2003:** The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modelling*, **5**, 91-127.
- Martin, T. und P. Wadhams, 1999:** Sea-ice flux in the East Greenland Current. *Deep-Sea Res. II*, **46**, 1063-1082.

- Maslanik, J. A. und R. G. Barry, 1989:** Short-term interactions between atmospheric synoptic conditions and sea-ice behaviour in the Arctic. *Ann. Glaciol.*, **12**, 113-117.
- Maslanik, J. A., C. Fowler, J. Heinrichs, R. G. Barry und W. J. Emery, 1995:** Remotely-sensed and simulated variability of Arctic sea-ice concentrations in response to atmospheric synoptic systems. *Int. J. Remote Sensing*, **16** (17), 3325-3342.
- Maslanik, J. A. und J. Stroeve, 1990 (updated 2003):** DMSP SSM/I daily polar gridded brightness temperatures. *National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. CD-ROM*.
- Mauritzen, C., 1996:** Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme. *Deep-Sea Res. I*, **43** (6), 769-806.
- Mauritzen, C. und S. Häkkinen, 1997:** Influence of sea ice on the thermohaline circulation in the Arctic-North Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **24** (24), 3257-3260.
- Mauritzen, C. und S. Häkkinen, 1999:** On the relationship between dense water formation and the „Meridional Overturning Cell“ in the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res. I*, **46**, 877-894.
- Maykut, G. A., 1978:** Energy exchange over young sea ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.*, **83** (C7), 3646-3658.
- Maykut, G. A. und Untersteiner, N., 1971:** Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **76** (6), 1550-1575.
- McPhee, M. G., 1998:** Parameterization of mixing in the ocean boundary layer. *J. Marine Systems*, **21**, 55-65.
- McPhee, M. G., C. Kottmeier und J. H. Morison, 1999:** Ocean heat flux in the central Weddell Sea during winter. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1166-1179.
- Meredith, M., K. Heywood, P. Dennis, L. Goldson, R. White, E. Fahrbach, U. Schauer und S. Østerhus, 2001:** Freshwater fluxes through the western Fram Strait. *Geophys. Res. Lett.*, **28** (8), 1615-1618.
- Mesinger, F. und A. Arakawa, 1976:** Numerical methods used in atmospheric models. *Global Atmospheric Research Program Publication Series, WMO, Genf*, **17**.
- Morison, J. H., M. G. McPhee und G. A. Maykut, 1987:** Boundary Layer, upper ocean, and ice observations in the Greenland Sea marginal ice zone. *J. Geophys. Res.*, **92** (C7), 6987-7011.
- Müller, G., B. Brümmer, B. Affeld, D. Schröder und J. Launiainen, 2004:** Fram Strait cyclones and their impact on sea ice. *ACSYS Final Conference Proceedings (WCRP-118)*.
- Murray, R. J. und Simmonds, I., 1995:** Responses of climate and cyclones to reductions in Arctic winter sea ice. *J. Geophys. Res.*, **100** (C3), 4791-4806.
- Mysak, L. A. und S. A. Venegas, 1998:** Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions. *Geophys. Res. Lett.*, **25** (19), 3607-3610.
- Nansen, F., 1902:** The oceanography of the North Polar Basin. *Norw. N. Polar Exped. 1893-1896. Sci. Res.*, **V** (IX).
- Nøst, E. und E. Dybesland, 1997:** Review of sea ice drift and distribution in the Fram Strait 1972-1994. *Norsk Polarinstitutt, Oslo, Norwegen*, **98**.

- Notz, D., M. G. McPhee, M. G. Worster, G. A. Maykut, K. H. Schlünzen und H. Eicken, **2003**: Impact of underwater-ice evolution on Arctic summer sea ice. *J. Geophys. Res.*, **108** (C7), doi:10.1029/2001JC001173.
- Owens, W. B. und P. Lemke, **1990**: Sensitivity studies with a sea ice-mixed layer-pycnocline model in the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, **95** (C6), 9527-9538.
- Parkinson, C. L., D. J. Cavalieri, P. Gloersen, H. J. Zwally und J. C. Comiso, **1999**: Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978-1996. *J. Geophys. Res.*, **104** (C9), 20837-20856.
- Parkinson, C. L., J. C. Comiso, H. J. Zwally, D. J. Cavalieri, P. Gloersen und W. J. Campbell, **1987**: Arctic sea ice, 1973-1976: Satellite passive microwave observations. *NASA Spec. Publication*, **489**.
- Parkinson, C. L. und W. M. Washington, **1979**: A large-scale numerical model of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **84** (C1), 311-337.
- Piacsek, S., R. Allard und A. Warn-Varnas, **1991**: Studies of the Arctic ice cover and upper ocean with a coupled ice-ocean model. *J. Geophys. Res.*, **96** (C3), 4631-4650.
- Pickard, G. L. und W. J. Emery, **1990**: Descriptive physical oceanography – An introduction. *Pergamon Press, Kronberg*, 320 pp.
- Polyakov, I. V. und M. A. Johnson, **2000**: Arctic decadal and interdecadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **27** (24), 4097-4100.
- Proshutinsky, A. Y. und M. A. Johnson, **1997**: Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **102** (C6), 12493-12514.
- Rahmstorf, S. und J. Willebrand, **1995**: The role of temperature feedback in stabilizing the thermohaline circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **25** (5), 787-805.
- Rasmussen, E. A., P. S. Guest und K. L. Davidson, **1997**: Synoptic and mesoscale atmospheric features over the ice-covered portion of the Fram Strait in spring. *J. Geophys. Res.*, **102** (D12), 13975-13986.
- Rigor, I. G., J. M. Wallace und R. L. Colony, **2002**: Response of sea ice to the Arctic Oscillation. *J. Climate*, **15**, 2648-2663.
- Rind, D., D. Peteet, W. Broecker, A. McIntyre und W. Ruddiman, **1986**: The impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate: implications for the Younger Dryas cooling (11-10k). *Climate Dynamics*, **1**, 3-33.
- Rothrock, D. A., **1975**: The energetics of the plastic deformation of pack ice by ridging. *J. Geophys. Res.*, **80** (30), 4514-4519.
- Rothrock, D. A., Y. Yu und G. A. Maykut, **1999**: Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophys. Res. Lett.*, **26** (23), 3469-3472.
- Rudels, B., E. Fahrbach, J. Meincke, G. Budéus und P. Eriksson, **2002**: The East Greenland Current and its contribution to the Denmark Strait overflow. *J. Marine Res.*, **59**, 1133-1154.
- Saenko, O. A., E. C. Wiebe und A. J. Weaver, **2003**: North Atlantic response to the above-normal export of sea ice from the Arctic. *J. Geophys. Res.*, **108** (C7), doi:10.1029/2001JC001166.
- Schlünzen, K. H. und J. J. Katzfey, **2003**: Relevance of sub-grid-scale land-use effects for mesoscale models. *Tellus A*, **55A** (3), 232-246.

- Schröder, D., T. Vihma, A. Kerber und B. Brümmer, 2003:** On the parameterization of turbulent surface fluxes over heterogeneous sea ice surfaces. *J. Geophys. Res.*, **108** (C6), doi:10.1029/2002JC001385.
- Semtner, A. J., 1976:** A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 379-389.
- Serreze, M. C., 1995:** Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic. *Atmos. Oceans*, **33** (1), 1-23.
- Serreze, M. C., J. E. Box, R. G. Barry und J. E. Walsh, 1993:** Characteristics of Arctic synoptic activity, 1952-1989. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **51**, 147-164.
- Serreze, M. C., F. Carse, R. G. Barry und J. C. Rogers, 1997:** Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the northern hemisphere circulation. *J. Climate*, **10**, 453-464.
- Serreze, M. C., A. S. McLaren und R. G. Barry, 1989:** Seasonal variations of sea ice motion in the transpolar drift stream. *Geophys. Res. Lett.*, **16** (8), 811-814.
- Simmonds, I. und X. Wu, 1993:** Cyclone behaviour response to changes in winter southern hemisphere sea-ice concentration. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 1121-1148.
- Smolarkiewicz, P. K., 1983:** A simple positive definite advection scheme with small implicit diffusion. *Mon. Weather Rev.*, **111**, 479-486.
- Stössel, A. und W. B. Owens, 1992:** The Hamburg sea ice model. *Technical report, DKRZ, Hamburg*, **3**, 61 pp.
- Svendsen, E., C. Mätzler und T. C. Grenfell, 1987:** A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz. *Int. J. Rem. Sens.*, **8**, 1479-1487.
- Thompson, D. W. J. und J. M. Wallace, 1998:** The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25** (9), 1297-1300.
- Thorndike, A. S., 1986:** Kinematics of sea ice. In: *The Geophysics of Sea Ice, NATO ASI Series, N. Untersteiner (Ed.), Plenum, New York*, 489-549.
- Thorndike, A. S. und R. Colony, 1982:** Sea ice motion in response to geostrophic winds. *J. Geophys. Res.*, **87** (C8), 5845-5852.
- Timmermann, R., 2000:** Wechselwirkung zwischen Eis und Ozean im Weddelmeer – Studien mit einem gekoppelten Eis-Ozean-Modell des Südpolarmeeres. *Dissertation, Fachbereich Physik, Univ. Bremen*, 130 pp.
- Timmermann, R., A. Beckmann und H. H. Hellmer, 2002:** Simulations of ice-ocean dynamics in the Weddel Sea – 1. Model configuration and validation. *J. Geophys. Res.*, **107** (C3), doi:10.1029/2000JC000741.
- Tremblay, L.-B. und L. A. Mysak, 1997:** Modeling sea ice as granular material, including the dilatancy effect. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 2342-2360.
- Uotila, J., 2001:** Observed and modelled sea-ice drift response to wind forcing in the northern Baltic Sea. *Tellus*, **53A**, 112-128.
- Venegas, S. A. und L. A. Mysak, 2000:** Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? *J. Climate*, **13**, 3412-3434.

- Vihma, T., J. Launiainen und J. Uotila, 1996:** Weddel Sea ice drift: Kinematics and wind forcing. *J. Geophys. Res.*, **101** (C8), 18279-18296.
- Vinje, T., 2001:** Fram Strait ice fluxes and atmospheric circulation: 1950-2000. *J. Climate*, **14**, 3508-3517.
- Vinje, T. und Ø. Finnekåsa, 1986:** The ice transport through Fram Strait. *Norsk Polarinstitutt, Oslo, Norwegen*, **186**, 39 pp.
- Vinje, T., N. Nordlund und Å. Kvambekk, 1998:** Monitoring ice thickness in Fram Strait. *J. Geophys. Res.*, **103** (C5), 10437-10449.
- Wadhams, P., J. C. Comiso, E. Prussen, S. Wells, M. Brandon, E. Aldworth, T. Viehoff, R. Allegrino und D. R. Crane, 1996:** The development of the Odden ice tongue in the Greenland Sea during winter 1993 from remote sensing and field observations. *J. Geophys. Res.*, **101** (C8), 18213-18235.
- Walsh, J. E. und W. L. Chapman, 1990:** Arctic contribution to upper-ocean variability in the North Atlantic. *J. Climate*, **3**, 1462-1473.
- Widell, K., S. Østerhus und T. Gammelsrød, 2003:** Sea ice velocity in the Fram Strait monitored by moored instruments. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (19), doi:10.1029/2003GL018119.
- Zhang, S., R. J. Greatbatch und C. A. Lin, 1993:** A reexamination of the polar halocline catastrophe and implications for coupled ocean atmosphere modeling. *J. Phys. Oceanogr.*, **23** (2), 287-299.
- Zhang, Y., W. Maslowski und A. J. Semtner, 1999:** Impact of mesoscale ocean currents on sea ice in high-resolution Arctic ice and ocean simulations. *J. Geophys. Res.*, **104** (C8), 18409-18429.
- Zhang, Y., J. E. Walsh, J. Zhang, U. S. Bhatt und M. Ikeda, 2004:** Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948-2002. *J. Climate*, **17**, 2300-2317.
- Zwally, H. J. und J. E. Walsh, 1987:** Comparison of observed and modeled ice motion in the Arctic Ocean. *Ann. Glaciol.*, **9**, 136-144.



# Danksagung

Ich danke allen, die mich durch anregende Diskussionen, hilfreiche Anmerkungen, aufmunternde Worte oder kritische Fragen bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben.

Mein besonderer Dank gilt:

- Burghard Brümmer: Betreuer und Erstgutachter
- Heinke Schlünzen: Zweitgutachterin
  
- Stefan Hagemann (MPI): Bereitstellung einer Land-See-Maske
- Edmond Hansen (NPI Tromsø): Bereitstellung der DCM-Messung
- Lars Kaleschke (Uni Bremen): Bereitstellung der SSM/I-Daten
- Christian Klepp: Beschaffung der AVHRR-Bilder
- Jouko Launiainen und Timo Vihma (FIMR Helsinki): Bereitstellung der Messungen an Bord des Forschungsschiffes „Aranda“ und der Radarsat-Bilder
- Gerd Müller: Aufbereitung der Flugzeug- und Eisbojenmessungen
- NCEP: Atmosphärische Analysedaten über Webseite <http://www.cdc.noaa.gov/>
- Dimitry Sein (MPI): Durchführung MPI-OM-Simulationen
- Ralph Timmermann (AWI Bremerhaven): Bereitstellung des Meereismodellcodes
- Uwe Ulbrich (Uni Köln, seit 2004 FU Berlin): Bereitstellung der EZMW-Analysen
  
- Björn Affeld
- Jürgen Bader (MPI)
- Silke Dierer (ISAC Rom)
- Thomas Ebeling
- Christian Franzke (NYU)
- Rüdiger Gerdes (AWI Bremerhaven)
- Amélie Kirchgäßner
- Ingo Lange
- Uwe Mikolajewicz (MPI)
- Tido Semmler (ME Dublin)
- Stefan Thiemann

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 512 „Tiefdruckgebiete und Klimasystem des Nordatlantik“ von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert.