

**Ventilation der Grönlandsee – Variabilität und ihre  
Ursachen 1994 - 2001**

**Ventilation of the Greenland Sea – Variability  
and its Causes in 1994 - 2001**

---

**Stephanie Ronski**

**Ber. Polarforsch. Meeresforsch. 444 (2003)  
ISSN 1618 - 3193**

**Stephanie Ronski**

Stiftung Alfred-Wegener-Institut  
für Polar- und Meeresforschung  
in der Helmholtz-Gemeinschaft  
Postfach 120161  
Columbusstraße  
D-27515 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die im August 2002 dem Fachbereich 1 Physik/Elektrotechnik der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Eine Farbversion dieser Veröffentlichung kann unter  
<http://elib.suub.uni-bremen.de/publications/dissertations/E-Diss458.Ronski.pdf>  
bezogen werden.

# Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung . . . . .	iii
Abstract . . . . .	iv
<b>1 Einleitung und Aufgabenstellung</b>	<b>1</b>
<b>2 Die Grönlandsee</b>	<b>3</b>
2.1 Geographische Lage und Bathymetrie . . . . .	3
2.2 Mittlere meteorologische Bedingungen . . . . .	5
2.3 Zirkulation . . . . .	7
2.4 Hydrographie . . . . .	9
2.5 Klimatologische Eisbedeckung . . . . .	13
<b>3 Konzepte zur Ventilation</b>	<b>15</b>
3.1 Beteiligte Prozesse . . . . .	16
3.2 Ventilationstiefen . . . . .	19
3.3 Aktuelle Situation . . . . .	21
<b>4 Meßmethoden und Datenquellen</b>	<b>25</b>
4.1 Hydrographische Messungen . . . . .	25
4.1.1 Schiffsgebundene CTD-Messungen . . . . .	26
4.1.2 Verankerte CTD-Messungen . . . . .	27
4.2 Eisfernerkundung . . . . .	30
4.3 Meteorologische Parameter . . . . .	31
4.3.1 Winddurchmischung . . . . .	32
4.3.2 Wolkenbedeckung . . . . .	32
4.3.3 Relative Feuchte . . . . .	32
4.3.4 Wasseroberflächentemperatur . . . . .	33
4.3.5 Wärmefluß . . . . .	33
<b>5 Datenmaterial</b>	<b>37</b>
5.1 Meteorologie . . . . .	37
5.1.1 Winddurchmischung . . . . .	37
5.1.2 Lufttemperatur . . . . .	41
5.1.3 Wärmefluß . . . . .	43
5.2 Eiskonzentrationen . . . . .	43
5.3 Hydrographische Entwicklung 1994 bis 2000 . . . . .	45
5.3.1 Hydrographie auf 75° N . . . . .	49
5.3.2 Interannuale Variabilität auf 75° N . . . . .	52

5.3.3	Eintrag kalten und salzarmen Wassers . . . . .	59
5.3.4	Stabilität . . . . .	62
5.3.5	Fortlaufende Profilmessungen im Winter 99/00* . . . . .	64
5.4	Diskussion . . . . .	71
<b>6</b>	<b>Modellbeschreibung</b>	<b>73</b>
6.1	Das Deckschichtmodell . . . . .	74
6.2	Das Eismodell . . . . .	76
6.3	<i>Wind efficiency</i> . . . . .	80
6.4	Diffusion . . . . .	82
<b>7</b>	<b>Modellstudien</b>	<b>83</b>
7.1	Basisexperiment . . . . .	84
7.1.1	Randbereiche . . . . .	84
7.1.2	Zentrum der Grönlandsee . . . . .	89
7.2	Sensitivitätsstudien . . . . .	94
7.2.1	Wärmefuß . . . . .	94
7.2.2	Windgetriebene Vermischung . . . . .	97
7.2.3	Wärmefußreduzierung durch die Eisbedeckung . . . . .	103
7.2.4	Advektion . . . . .	108
7.2.5	Kombination verschiedener Antriebe und Anfangsbedingungen . . . . .	111
7.2.6	Einfluß der Wassersäule . . . . .	116
7.3	Hauptresultate . . . . .	124
<b>8</b>	<b>Zusammenführung und Diskussion der Ergebnisse</b>	<b>127</b>
8.1	Einzelne Winter / Modellergebnisse und Messungen . . . . .	128
8.2	Gesamtbetrachtung . . . . .	142
8.3	Diskussion . . . . .	147
8.4	Anwendung der Erkenntnisse . . . . .	152
<b>9</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>157</b>
<b>A</b>	<b>Berechnung des Wärmefusses</b>	<b>161</b>
A.1	Bulkformeln . . . . .	161
A.2	Die Austauschkoefizienten . . . . .	163
<b>B</b>	<b>Meteorologische Daten</b>	<b>165</b>
B.1	Windgeschwindigkeit . . . . .	165
B.2	Lufttemperatur . . . . .	170
B.3	Wärmefuß . . . . .	175
B.4	Oberflächentemperaturen entlang 75°N . . . . .	180
<b>C</b>	<b>Hydrographische Daten</b>	<b>183</b>
C.1	Zonale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung . . . . .	183
C.2	Vertikale Dichteprofile . . . . .	191
	<b>Literaturliste</b>	<b>193</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>203</b>

# Zusammenfassung

Die Besonderheit der vorliegenden Arbeit, die die zeitliche Variabilität der Ventilations-tätigkeit und deren Antriebskomponenten in der Grönlandsee in den späten neunziger Jah-ren beschreibt und die bisher diskutierten Ventilationskonzepte und Bestimmungskriterien neu bewertet, liegt im verwendeten Datensatz begründet. Dieser zeichnet sich durch in der Ozeanographie nur selten erfüllte Qualitäten aus, wie z. B. daß die Zeitserie mehrere Jahre umfaßt und eine konsistente räumliche und zeitliche Abdeckung sowie eine gleichbleibend gute Qualität der Meßverfahren und -genauigkeiten aufweist. Erst hierdurch ergibt sich die Möglichkeit, das vielparametrische, durch Wechsel- und Rückwirkungen gekennzeich-nete Ventilationsgeschehen in der Grönlandsee durch mehr als Zweipunkt-Prüfungen zu untersuchen. Dabei stellt sich heraus, daß alle Konzepte, die aus Beobachtungen über nur einen Winter entstanden sind, unzulässig verallgemeinern und keine längerfristige Gültig-keit besitzen. Ebenso zeigt sich, daß keines der Einzelkriterien, die als Indikatoren für stattgefundene Konvektion angegeben werden, allgemein gültig ist. So diagnostizieren die Konzepte der frühen neunziger Jahre die zwingende Notwendigkeit von Eisbildung für das Auftreten von Ventilation in der Grönlandsee (*Rudels, 1990; Visbeck et al., 1995; Marshall und Schott, 1999*). Es tritt in den neunziger Jahren jedoch oftmals Ventilation bis in größere Tiefen auf, ohne daß eine Eisbildung stattgefunden hat. Als Kriterien für stattgefundene Ventilation in der Grönlandsee werden u. a. eine Vergrößerung der Fluk-tuationen im Temperatur- und Salzgehaltsfeld (*Wolf et al., 1997; Budéus et al., 1993*), der Eintrag kälteren, salzärmeren Wassers (*Visbeck et al., 1995; Verduin und Quadfasel, 1999, u. a.*) oder auch eine Homogenisierung der Wassersäule (*Rudels, 1990*) angeführt. Die Analyse des vorliegenden Datensatzes weist bezüglich jedes dieser Kriterien nach, daß die Grönlandsee ohne deren Erfüllung ventiliert werden kann und daß darüberhinaus zum Teil sogar ein gegenteiliger Effekt auftritt (z. B. Erwärmung und Salzanreicherung). Aussagen über Ventilationstiefen, die sich auf ein solches Kriterium stützen, müssen also zumindest teilweise falsch sein und bedürfen daher einer Korrektur. Die in der vorliegenden Arbeit entwickelte Analyse der hydrographischen Daten führt zu einer konsistenten Beschreibung der Ventilationsgeschichte im Zeitraum 1994 bis 2000 und damit zu einer entsprechenden Korrektur. Die Relevanz der verschiedenen Antriebsmechanismen wird damit nicht aus Einzelereignissen abgeleitet und als allgemeingültig postuliert, sondern es ergibt sich erst-mals ein Einblick in die Vielfalt der möglichen Ventilationsabläufe. Daß mit dieser Arbeit dann auch das notwendige Diagnoseinstrumentarium zur korrekten Bewertung stattgefunderer winterlicher Ventilation zur Verfügung steht, wird anhand des Winters 00/01 gezeigt. Wird eine Diagnose anhand von hydrographischen Daten angestrebt, ist die Betrachtung der Dichte- und Stabilitätsentwicklung neben der Temperatur- und Salzgehaltsentwicklung notwendig. Zudem muß bei jedem gewählten Parameter mindestens eine jährliche, detail-lierte Erfassung der großskaligen Verteilung erfolgen. Überdies sind Kenntnisse über den Austausch mit der Atmosphäre und die Auswirkungen der lateralen Advektion auf den je-weiligen Parameter notwendig, die zum Teil auch durch kontinuierliche Wintermessungen ersetzt werden können.

# Abstract

The noteworthiness of the presented work, which describes the ventilation activity in the Greenland Sea in the late nineties and reevaluates the various ventilation concepts and criteria for its identification, is based on the used data set. The data set features qualities, which are only rarely met in oceanography, like comprising more than one or two years, having a consistent spatial and timely resolution as well as a constant high quality of measuring processes and accuracies. Only this allows for an examination of the multi-parametric, through interaction and feedback mechanisms characterised ventilation process in the Greenland Sea by more than a two-point-evaluation. The results emphasize that all concepts based on only one year of observations generalize inadmissibly and are not valid on longer terms. It is also shown that none of the single criteria used as an indicator for convection is generally valid. The concepts of the early nineties emphasize for instance the necessity of ice production for the ventilation to occur in the Greenland Sea (*Rudels, 1990; Visbeck et al., 1995; Marshall und Schott, 1999*). However, ventilation to considerable depths occurs several times in the nineties without any ice production. Criteria used to identify ventilation in the Greenland Sea are for instance an increase of the smallscale fluctuations in the temperatur and salinity field (*Wolf et al., 1997; Budéus et al., 1993*), the input of colder and less saline water (*Visbeck et al., 1995; Verduin und Quadfasel, 1999*, and others) or an homogenization of the water column (*Rudels, 1990*). The analysis of the presented data set shows for each criteria that the Greenland Sea can be ventilated without their fulfillment and that even an opposite effect can occur (e.g. a temperature and salinity increase). Statements about ventilation depths based on such a criterion must at least be partly wrong and need therefore a correction. The analysis of hydrographic data developed during this work leads to a consistent description of the ventilation history in the period of 1994 to 2000 and hence to the needed correction of the ventilation depths. The relevance of the different forcing components is therefore not deduced from specific events with its general validity postulated. Instead, the variety of the occurring ventilation processes could be focused on for the first time. That the necessitated diagnostic instrument for a correct determination of the wintery ventilation is available with this work will be shown for the winter 00/01. If a diagnosis based on hydrographic data is aimed at, the inspection of the density and stability development is necessitated in addition to the temperature and salinity development. Any of the chosen parameters has to be monitored in detail at least once a year on basinscale. In addition, knowledge about the exchange with the atmosphere and the effect of lateral advection on the chosen parameter is needed, which can partly be substituted by a continous monitoring during winter.

# Kapitel 1

## Einleitung und Aufgabenstellung

Die Grönlandsee gehört weltweit zu den wenigen Seegebieten, in denen Oberflächenwasser in größere Tiefen absinken kann. Dabei gelangen Signale aus der Atmosphäre bis in tiefere Schichten des Ozeans, so daß von einer Belüftung oder Ventilation gesprochen wird. Dieser direkte Austausch zwischen der Atmosphäre und dem tiefen Ozean ist letztendlich dafür verantwortlich, daß das Weltmeer als *Gedächtnis der Atmosphäre* fungieren kann. Gleichzeitig ist der Transport des Oberflächenwassers in größere Tiefen ein wesentlicher und wahrscheinlich der sensibelste Prozeß zum Antrieb der globalen thermohalinen Zirkulation. Veränderungen in einem ihrer Zweige, insbesondere also eine Modifizierung des Absinkprozesses, können nicht nur lokal deutliche Klimaänderungen verursachen (z. B. *Rahmstorf und Ganapolski*, 1999). So haben verschiedene internationale Projekte, wie z. B. MEDOC, GSP und ESOP, in den vergangenen Dekaden schwerpunktartig den Eintrag oberflächennahen Wassers in die Tiefe, also die Ventilation des Tiefen- und Zwischenwassers, untersucht.

Diese Projekte beruhen meist auf kurzen Beobachtungszeiträumen von ein bis zwei Jahren, und anhand der jeweils untersuchten Einzelereignisse sind konkurrierende Vorstellungen zum Verlauf der Ventilation entstanden. So soll z. B. in der Grönlandsee die Eisbildung als Antrieb für die tiefreichende Ventilation oder aber nur zur Vorbereitung der Wassersäule im Vorfeld notwendig sein. Wie weit eine Verallgemeinerung der jeweiligen Beobachtungen zulässig ist und auch wie sehr sich der Ablauf der Ventilation sowie die Bedeutung der Antriebskomponenten von Jahr zu Jahr unterscheiden, kann nur durch langfristige Beobachtungen überprüft werden. Eine solche Überprüfung in der Grönlandsee wird in der vorliegenden Arbeit mit Daten aus den späten neunziger Jahren durchgeführt.

Hierbei wird sich zeigen, daß bereits die Identifikation der Tiefe, in welche Ventilationsprozesse vordringen, eine unerwartet schwierige Aufgabe darstellt. So zeigen Ventilationstiefen, die aufgrund von einzelnen Kriterien (wie z. B. eine Temperaturabnahme im ventilierten Bereich) bestimmt werden, längerfristig keinen Zusammenhang mit den als wesentlich angegebenen Antriebskomponenten wie Eisbildung oder Wärmefluß. Die hier entwickelte Methodik zur Bestimmung der Ventilationstiefen durch die gleichzeitige Auswertung von Beobachtungen und eindimensionalen Modellsimulationen ermöglicht zusammen mit dem verwendeten Datensatz eine konsistente Beschreibung der Ventilationstätigkeit in sechs aufeinander folgenden Wintern (94/95 bis 99/00) und damit die

Überprüfung und Richtigstellung der bisherigen Konzepte. Gleichzeitig wird die Existenz zweier verschiedener Ventilationsformen in der Grönlandsee deutlich, die die Interpretation sämtlicher Beobachtungen und die numerische Simulation der Ventilation erheblich kompliziert.

Die Untersuchung zeichnet sich vor allem durch den verwendeten hydrographischen Datensatz aus. Dieser besteht aus räumlich hochauflösenden, hydrographischen Messungen mit hoher Meßgenauigkeit, die seit dem Sommer 1994 jährlich entlang 75° N gewonnen werden und die die vertikale und horizontale Struktur der Wassersäule in der Grönlandsee in bisher sieben aufeinander folgenden Sommern zeigen. Zur Verbesserung der zeitlichen Auflösung dieser Zeitreihe wurde eine tiefseetaugliche, automatisch profilierende, verankerte CTD-Sonde in der zentralen Grönlandsee ersteingesetzt. Seit dem Sommer 1999 liefert sie jeden zweiten Tag ein vertikales Profil der hydrographischen Eigenschaften.

Die folgende Abhandlung stellt zunächst das Arbeitsgebiet vor und schildert die bisher vorliegenden Konzepte zur Ventilation der Grönlandsee sowie daraus resultierende Ventilationstiefen. Danach werden in Kapitel 4 die Methoden zur Erfassung der eigenen, hydrographischen Datensätze beschrieben und Details zu den zusätzlich verwendeten, weitverbreiteten Datensätzen (z. B. ECMWF-Daten) gegeben. In Kapitel 5 werden Zeitreihen der wesentlichen, die Ventilation beeinflussenden Faktoren aus dem Bereich der Atmosphäre, der Hydrographie und der Kryosphäre vorgestellt. Diese sollen für eine Überprüfung der in Kapitel 3 vorgestellten Ventilationskonzepte mit einer Zeitreihe der Ventilationstiefen verglichen werden. Für eine erste Analyse werden die Ventilationstiefen allein aus den Beobachtungsdaten gewonnen, indem die Ventilationstiefe der Eindringtiefe kalten und salzarmen Wassers gleichgesetzt wird. Die Resultate dieser ersten Analyse widersprechen den Ventilationskonzepten und zeigen den Bedarf an weiteren Informationen über die Auswirkungen der Ventilation auf die Wassersäule und über die Wechselwirkungen der Antriebskomponenten bei der gemessenen Struktur der Wassersäule und bei realen Antriebsbedingungen. Diese werden mit Hilfe eines eindimensionalen Modells gewonnen, dessen Beschreibung in Kapitel 6 zu finden ist. Die Ergebnisse dieses Modells, in dem die einzelnen Antriebskomponenten an- und abgeschaltet und auch einzeln variiert werden, werden in Kapitel 7 vorgestellt. Während solche Modellstudien bisher meist anhand einzelner Jahre durchgeführt wurden (z. B. *Visbeck et al.*, 1995), muß das Modell in der vorliegenden Studie mehrere aufeinander folgende Jahre sinnvoll simulieren. In Kapitel 8 werden die Erkenntnisse aus den Beobachtungen und den Modellsimulationen zu einer konsistenten Beschreibung der Ventilationstätigkeit, und damit auch der Ventilationstiefen, in den späten neunziger Jahren zusammengefügt. Das resultierende Ventilationskonzept wird in Kapitel 9 zusammengefaßt dargestellt.

## Kapitel 2

# Die Grönlandsee

Die Grönlandsee liegt in den hohen Breiten der Nordhalbkugel, zwischen dem ganzjährig eisbedeckten Arktischen Ozean und dem warmen Nordatlantik mittlerer Breiten. Sie bildet eine wichtige Verbindung zwischen diesen beiden unterschiedlichen Meeresgebieten, durch die große Wärme- und Wassermengen ausgetauscht werden. Obwohl dieser Austausch im wesentlichen entlang der Peripherie der Grönlandsee stattfindet, ist der sehr unterschiedliche Einfluß der atlantischen und arktischen Wassermassen in den hydrographischen Bedingungen der zentralen Grönlandsee deutlich zu erkennen.

Aufgrund der beckenweiten, zyklonalen Zirkulation werden die in die Grönlandsee fließenden Wassermassen kreisförmig um das Zentrum der Grönlandsee herum bewegt. Im Zentrum der Grönlandsee herrschen geringe mittlere Geschwindigkeiten. Lokal auftretende hohe Geschwindigkeiten sind im allgemeinen mit *Eddies* verbunden, die Wasser aus dem Randbereich in das Zentrum transportieren.

Aufgrund der Lage im hohen Norden und den entsprechend niedrigen Lufttemperaturen gibt die Grönlandsee große Wärmemengen an die Atmosphäre ab. Dies beeinflusst die hydrographischen Bedingungen insbesondere an der Wasseroberfläche und ermöglicht lokal Eisbildung.

Die klimatischen und die hydrographischen Bedingungen der Grönlandsee, ihre geographische Lage, die Bathymetrie und die großräumige Zirkulation werden in diesem Kapitel vorgestellt.

### 2.1 Geographische Lage und Bathymetrie

Die Grönlandsee liegt östlich von Grönland und erstreckt sich in Nord-Süd-Richtung zwischen  $78^\circ$  N und  $72^\circ$  N und in Ost-West-Richtung von  $15^\circ$  E bis zum grönländischen Schelf auf etwa  $20^\circ$  W. An ihrem Rand befinden sich mehrere Inseln; die Insel Jan Mayen im Süden, die Bäreninsel im Osten und die Inselgruppe Spitzbergen im Norden der Grönlandsee (siehe Abb. 2.1).

Geographisch gehört die Grönlandsee zum Arktischen Mittelmeer, welches auch die Islandsee, die Norwegensee und den Arktischen Ozean umfaßt. Von diesen angrenzenden Seegebieten wird die Grönlandsee durch natürliche Grenzen, durch unterseeische

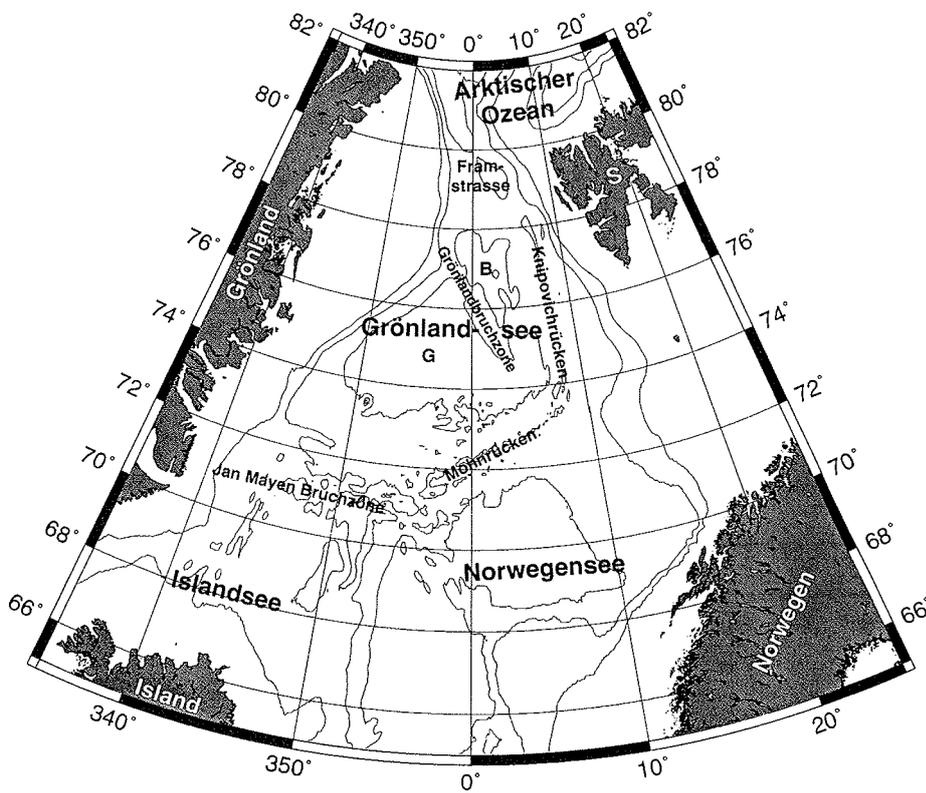


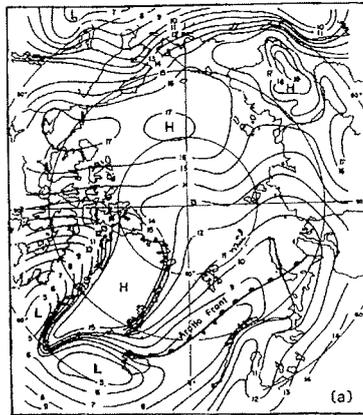
Abbildung 2.1: Geographische Lage und Bathymetrie der Grönlandsee, die 1000 m, 2000 m und 3000 m Isobathen sind eingezeichnet; S=Spitzbergen, G=Grönlandseebecken und B=Boreasbecken.

Rücken und Bruchzonen, getrennt (Abb. 2.1). Die Grenzen werden im folgenden, im Süden der Grönlandsee beginnend und gegen den Uhrzeigersinn fortfahrend, beschrieben: Die Grönlandsee und die südlich von ihr gelegene Islandsee werden durch die Jan Mayen Bruchzone getrennt. Diese verläuft zwischen der Insel Jan Mayen und Grönland entlang  $71^\circ \text{N}$  und besitzt eine mittlere Tiefe von ca. 2200 m (Perry, 1986). Südöstlich der Grönlandsee befindet sich der nördliche Ausläufer des Mittelatlantischen Rückens, der sie von der Norwegensee trennt. Dieser Abschnitt des Mittelatlantischen Rückens beinhaltet den Mohnrücken, der sich von der Insel Jan Mayen in nordöstlicher Richtung bis  $73^\circ 30' \text{N}$  erstreckt, und den Knipovichrücken, der von  $73^\circ 30' \text{N}$  nach Norden verläuft. Im Norden bildet die Grönland-Spitzbergen-Schwelle die Grenze zum Arktischen Ozean. Ihre tiefste Passage, die Framstraße, weist Maximaltiefen von 2600 m auf. Im Westen wird die Grönlandsee durch die Küste Grönlands begrenzt.

Die mittlere Tiefe der beiden Tiefseebecken in der Grönlandsee beträgt mehr als 3600 m im Grönlandbecken und 3200 m im nordöstlich gelegenen, kleineren Boreasbecken. Zwischen den beiden Becken befindet sich die Grönlandbruchzone. Sie verläuft vom ostgrönländischen Kontinentalabhang auf  $77^\circ \text{N}$  in südöstlicher Richtung bis zum Mohnrücken und besitzt eine durchschnittliche Schwellentiefe von 2000 m (Perry, 1986).

## 2.2 Mittlere meteorologische Bedingungen

Die Luftdruckverteilung im Bereich des Arktischen Mittelmeeres weist im Jahresmittel zwei Hochdruckgebiete, eines über dem Arktischen Ozean und eines über Grönland, sowie ein Tiefdruckgebiet südöstlich von Island auf (Abb. 2.2). Das Hoch über Grönland wird durch die dort vorherrschenden niedrigen Temperaturen verursacht, so daß der resultierende Druckgradient keinen entsprechenden geostrophischen Wind verursacht und die mittleren Winde über der Grönlandsee wenig beeinflußt (Hopkins, 1991). Das Islandtief und das polare Hoch über dem Arktischen Ozean bestimmen die mittleren Windverhältnisse über der Grönlandsee, so daß sich diese während des ganzen Jahres in der polaren Ostwindzone befindet. Die mittleren Winde über der Grönlandsee betragen etwa 5 m/s mit einem saisonalen Signal von +1 m/s im Winter und -1 m/s im Sommer (Hopkins, 1991).



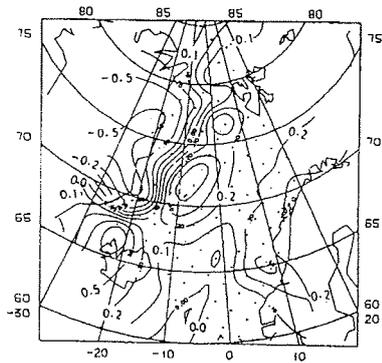


Abbildung 2.3: Mittlere Rotation des Windstresses, das Konturintervall beträgt 0.1 Pa pro 1000 km (aus Jónsson, 1991).

Die Lufttemperatur nimmt auf der Nordhalbkugel generell nach Norden hin ab. Neben diesem Nord-Süd Gradienten besitzt die Lufttemperatur im Bereich der Grönlandsee auch einen ausgeprägten Ost-West Gradienten: Im Westen dominieren die kalten Temperaturen, die insbesondere im Winter über dem Gletschereis Grönlands entstehen, während die Luftmassen im Osten durch das warme nordwärts strömende Atlantikwasser beeinflusst werden.

Die niedrigen atmosphärischen Temperaturen beeinflussen die Wassersäule der Grönlandsee in erster Linie durch den sich daraus ergebenden Wärmefluß zwischen Ozean und Atmosphäre. Vorliegende quantitative Aussagen über den vertikalen Wärmefluß an der Oberfläche der Grönlandsee sind jedoch mit beträchtlichen Unsicherheiten behaftet. Die wenigen vorhandenen meteorologischen Stationen liegen auf dem Festland oder auf den Inseln im Randbereich der Grönlandsee, so daß die Messungen oft nicht repräsentativ für die Bedingungen auf hoher See sind. Die Betrachtung ozeanischer Wärmetransporte zeigt jedoch, daß der Wärmefluß im Bereich der Grönlandsee im klimatologischen Mittel in die Atmosphäre gerichtet ist (Simonsen und Haugan, 1996). Gorshkov (1983) gibt beispielsweise einen mittleren Wärmefluß von  $30 \text{ W/m}^2$  in die Atmosphäre an, ein Jahresmittelwert, der durch ein ausgeprägtes saisonales Signal überlagert wird. Dieses wird im wesentlichen durch die kurzweilige Einstrahlung der Sonne verursacht, die im Sommer ständig über und im Winter unter dem Horizont steht. So geben Carmack und Aagaard (1973) einen Wert von über  $100 \text{ W/m}^2$  als mittleren Wärmefluß im Winter an. Aufgrund der hohen Oberflächentemperaturen und der fehlenden Eisbedeckung ist der Wärmeverlust im Osten der Grönlandsee, im Einflußbereich des nordwärts strömenden Atlantikwassers, trotz der dort häufig höheren Lufttemperaturen deutlich größer (siehe Abb. 2.4).

Die Lufttemperatur nimmt auf der Nordhalbkugel generell nach Norden hin ab. Neben diesem Nord-Süd Gradienten besitzt die Lufttemperatur im Bereich der Grönlandsee auch einen ausgeprägten Ost-West Gradienten: Im Westen dominieren die kalten Temperaturen, die insbesondere im Winter über dem Gletschereis Grönlands entstehen, während die Luftmassen im Osten durch das warme nordwärts strömende Atlantikwasser beeinflusst werden.

Die niedrigen atmosphärischen Temperaturen beeinflussen die Wassersäule der Grönlandsee in erster Linie durch den sich daraus ergebenden Wärmefluß zwischen Ozean und Atmosphäre. Vorliegende quantitative Aussagen über den vertikalen Wärmefluß an der Oberfläche der Grönlandsee sind jedoch mit beträchtlichen Unsicherheiten

behaftet. Die wenigen vorhandenen meteorologischen Stationen liegen auf dem Festland oder auf den Inseln im Randbereich der Grönlandsee, so daß die Messungen oft nicht repräsentativ für die Bedingungen auf hoher See sind. Die Betrachtung ozeanischer Wärmetransporte zeigt jedoch, daß der Wärmefluß im Bereich der Grönlandsee im klimatologischen Mittel in die Atmosphäre gerichtet ist (Simonsen und Haugan, 1996). Gorshkov (1983) gibt beispielsweise einen mittleren Wärmefluß von  $30 \text{ W/m}^2$  in die Atmosphäre an, ein Jahresmittelwert, der durch ein ausgeprägtes saisonales Signal überlagert wird. Dieses wird im wesentlichen durch die kurzweilige Einstrahlung der Sonne verursacht, die im Sommer ständig über und im Winter unter dem Horizont steht. So geben Carmack und Aagaard (1973) einen Wert von über  $100 \text{ W/m}^2$  als mittleren Wärmefluß im Winter an. Aufgrund der hohen Oberflächentemperaturen und der fehlenden Eisbedeckung ist der Wärmeverlust im Osten der Grönlandsee, im Einflußbereich des nordwärts strömenden Atlantikwassers, trotz der dort häufig höheren Lufttemperaturen deutlich größer (siehe Abb. 2.4).

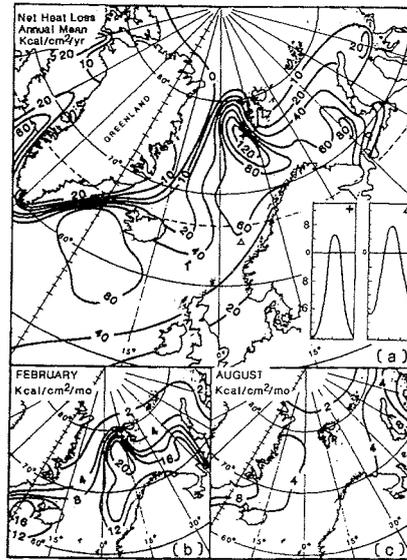


Abbildung 2.4: Wärmeverlust der Grönlandsee; a) Jahresmittelwert und Monatsmittelwerte b) im Februar und c) August, sowie die Jahresverläufe an zwei Positionen (+ und Δ) in  $\text{kcal/cm}^2$  (aus Gorshkov, 1983).

## 2.3 Zirkulation

Die Zirkulation der Grönlandsee bildet einen großen zyklonalen Wirbel (siehe Abb. 2.5), der eine starke barotrope Komponente besitzt, die durch den Wind angetrieben und durch die Topographie geführt wird (Carmack und Aagaard, 1973; Aagaard et al., 1973; Foldvik et al., 1988; Legutke, 1991; Jónsson, 1991; Cisewski, 2000). Die topographische Führung verhindert im allgemeinen eine Überquerung der Bodenerhebungen, so daß der Strom den Tiefenlinien zu folgen scheint und eine geschlossene, interne Zirkulation entsteht. Die barokline Strömungskomponente, die weniger stark durch die Topographie beeinflusst wird, verstärkt die Zirkulation der Grönlandsee insbesondere in den oberflächennahen Schichten und ermöglicht einen Austausch mit den angrenzenden Becken. Im Inneren der Grönlandsee, im Zentrum des Grönlandseewirbels, herrschen geringe mittlere Strömungsgeschwindigkeiten vor (z. B. Visbeck, 1993; Cisewski, 2000), die zum Rand hin zunehmen. In den Randströmen (Abb. 2.6), im Ostgrönlandstrom im Westen, in dessen ostwärtiger Verlängerung, dem Jan Mayen Strom, im Süden sowie dem Westspitzbergenstrom im Osten der Grönlandsee, findet der wesentliche Transport des Grönlandseewirbels statt. Im Norden, wo kein ausgeprägter Randstrom zu finden ist, wird der Wirbel durch verschiedene kleinere Stromfilamente geschlossen. In der Tiefe dominiert die barotrope Strömungskomponente in den Randströmen, und die unterseeischen Rücken erschweren einen Austausch mit den angrenzenden Becken. So zirkuliert das Tiefenwasser innerhalb des Arktischen Mittelmeeres, während die Randströme in Oberflächennähe Wasser aus den angrenzenden Seegebieten in die Grönlandsee transportieren.

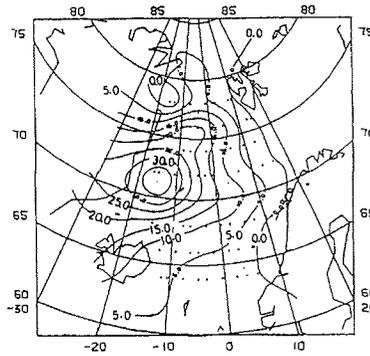


Abbildung 2.5: Integrierter Sverdrup Transport, der aus dem in Bild 2.3 dargestellten Windfeld entsteht; das Konturintervall beträgt 5 Sv (aus Jónsson, 1991).

**DER WESTSPITZBERGENSTROM:** Die Zirkulation im Osten der Grönlandsee wird durch die Verlängerung des Golfstroms geprägt. Diese transportiert an der Oberfläche zunächst als Nordatlantikstrom warmes und salzreiches Wasser aus dem Atlantik entlang der norwegischen Küste nach Norden. Nördlich von Norwegen teilt sich der Strom. Ein Teil des atlantischen Wassers gelangt in die Barentssee und von dort in den Arktischen Ozean. Das verbleibende Atlantikwasser wird im Westspitzbergenstrom, einem komplex verzweigten Strömungssystem, das an die Bodentopographie gekoppelt ist (Perkin und Lewis, 1984; Aagaard et al., 1987; Quadfasel et al., 1987; Bourke et al., 1988; Gascard et al., 1988, 1995), weiter nach Norden transportiert. Zum Teil fließt das im Westspitzbergenstrom transportierte Atlantikwasser durch die Framstraße bis in den Arktischen Ozean und umrundet diesen als Teil der dort vorherrschenden zyklonalen Zirkulation, bevor es sich am westlichen Rand der Framstraße dem Ostgrönlandstrom anschließt und wieder nach Süden fließt.

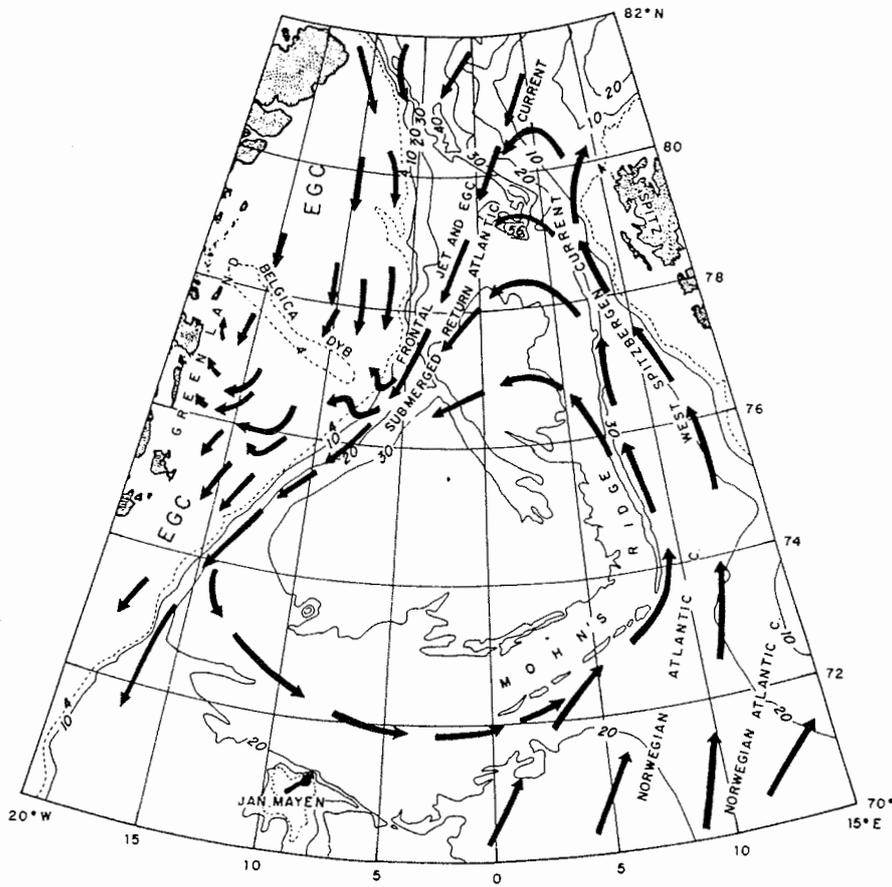


Abbildung 2.6: Zirkulationschema aus Paquette et al. (1985); EGC=Ostgrönlandstrom.

Die Atlantikwasseräste, die in der Framstraße auf dem direkten Weg vom Westspitzbergenstrom zum Ostgrönlandstrom pulsierend nach Westen fließen, bilden den nördlichen Teil des Grönlandseewirbels (für Details siehe *Quadfasel et al.*, 1987; *Gascard et al.*, 1988; *Bourke et al.*, 1988).

**DER OSTGRÖNLANDSTROM:** Der westliche Teil des Grönlandseewirbels wird durch den Ostgrönlandstrom gebildet, einem schmalen, topographisch geführten westlichen Randstrom. Der Ostgrönlandstrom transportiert an der Oberfläche relativ salzarmes Polarwasser und 5000 km<sup>3</sup> Eis im Jahr (*Vinje und Finnekasa*, 1986) durch die Framstraße nach Süden. Aber auch warmes und salziges zurückkehrendes Atlantikwasser wird im Ostgrönlandstrom nach Süden transportiert. Das rezirkulierende Atlantikwasser, das teils direkt vom Westspitzbergenstrom und teils aus der Arktis kommt, bildet einen warmen Kern in geringer Tiefe, der durch die Polarfront (*Kiilerich*, 1945; *Aagaard und Coachmann*, 1968a), die auch Ost-Grönland-Polarfront genannt wird (*Wadhams et al.*, 1979; *Paquette et al.*, 1985), vom Polarwasser getrennt ist.

**DER JAN MAYEN STROM:** Zwischen 72° N und 74° N löst sich der nach Osten fließende Jan Mayen Strom vom Ostgrönlandstrom. Die Abspaltung wird vermutlich durch den Wind und/oder die Topographie verursacht, die zwischen 72° N und 74° N durch unterseeische Rücken bestimmt wird (*Bourke et al.*, 1992; *Legutke*, 1991). Der Jan Mayen Strom ist nach *Bourke et al.* (1992) und nach *Legutke* (1991) sowohl Teil eines baroklinen Mäanders (siehe auch *Gladfelter*, 1964; *Dietrich*, 1969), der sich auf Höhe der Insel Jan Mayen wieder dem Ostgrönlandstrom anschließt, als auch Teil des barotropen Grönlandseewirbels (siehe auch *Koltermann und Lüthje*, 1989).

Das Oberflächenwasser des Jan Mayen Stroms ist kalt und salzarm, was die Eisbildung erleichtert, so daß die Position des Jan Mayen Stroms oft mit einer häufig auftretenden Eiszunge, der sogenannten ‚Is Odde‘ in Verbindung gebracht wird (*Wadhams*, 1986, siehe auch Abschnitt 2.5). Unterhalb der etwa 100 m mächtigen, kalten und salzarmen Oberflächenschicht und etwa 100 km nördlich dieser Schicht befindet sich ein warmer und salziger Zwischenwasserkern. Dieser Zwischenwasserkern besteht aus zurückkehrendem Atlantikwasser mit schon stark modifizierten  $\Theta$ -S Eigenschaften (*Bourke et al.*, 1992). Nach Ansicht von *Bourke et al.* (1992) bildet dieser warme und salzige Kern jenen Teil des Jan Mayen Stroms, der den Wirbel der Grönlandsee im Süden schließt.

Durch den variierenden atmosphärischen Antrieb kann sich die großräumige Zirkulation in der Grönlandsee verlagern oder verändern. So beschreiben z. B. *Quadfasel und Meincke* (1987) zwei Wirbel in der Grönlandsee, einen im Grönland- und einen im Boreasbecken, wodurch sich warmes Wasser atlantischen Ursprungs entlang der Grönlandbruchzone ausbreiten kann.

## 2.4 Hydrographie

Da die Grönlandsee den nördlichen Teil einer Verbindung zwischen dem subpolaren Nordatlantik und dem Arktischen Ozean bildet, ist sowohl Wasser aus dem Atlantischen Ozean

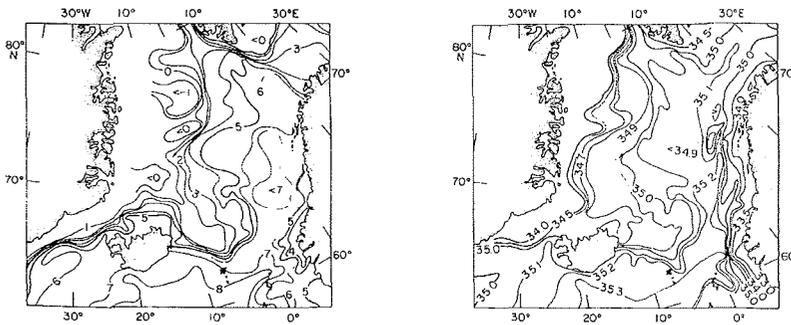


Abbildung 2.7: Oberflächentemperatur und Oberflächensalzgehalt im Winter (aus *Dietrich*, 1969).

(Atlantikwasser) als auch Wasser aus dem Arktischen Ozean (Polarwasser) an der Oberfläche der Grönlandsee vorhanden. Diese oberflächennah einströmenden Wassermassen werden in der Grönlandsee modifiziert, wodurch zum Teil neue, die sogenannten Arktischen Wassermassen (*Swift und Aagaard*, 1981), entstehen. Diese drei Wassermassengruppen, die Polaren, die Arktischen und die Atlantischen, besitzen an der Oberfläche jeweils eine bestimmte Signatur im  $\Theta$ -S Diagramm (*Swift und Aagaard*, 1981): Das im Osten der Grönlandsee an der Oberfläche vorhandene Atlantikwasser wird durch hohe Temperaturen ( $T > 3^{\circ}\text{C}$ ) und hohe Salzgehalte ( $S > 34,9$ ) charakterisiert. Im Westen der Grönlandsee befindet sich Polarwasser an der Oberfläche, das niedrige Temperaturen ( $T < 0^{\circ}\text{C}$ ) und niedrige Salzgehalte ( $S < 34,4$ ) besitzt. Zwischen diesen beiden Wassermassen, sowohl regional als auch im  $\Theta$ -S Diagramm, befindet sich das Arktische Oberflächenwasser, das nach *Swift und Aagaard* (1981) Temperaturen zwischen  $0^{\circ}\text{C}$  und  $4^{\circ}\text{C}$  und Salzgehalte zwischen 34,4 und 34,9 besitzt (siehe auch Abb. 5.16). Insbesondere die extrem unterschiedlichen Eigenschaften des Atlantikwassers und des Polarwassers sind in der Oberflächentemperatur und im Oberflächensalzgehalt zu erkennen (Abb. 2.7).

Zwischen dem Polarwasser auf dem Ostgrönländischen Schelf und der arktischen Domäne befindet sich das zurückkehrende Atlantikwasser, das im Ostgrönlandstrom nach Süden transportiert wird (siehe Abb. 2.8 a). Die warme und salzreiche Signatur dieser Wassermasse atlantischen Ursprungs ist an der Oberfläche nicht zu erkennen, da sie von einer Schmelzwasserschicht überdeckt wird. So wird die östliche Grenze des Polarwassers, die Polarfront, durch den Salzgehaltsgradienten in 50 m Wassertiefe definiert (z. B. *Aagaard und Coachmann*, 1968b). Die Polarfront ist nicht die westliche Grenze der arktischen Domäne, da diese erst östlich des zurückkehrenden Atlantikwassers beginnt (z. B. *Paquette et al.*, 1985).

Das Atlantikwasser im Osten der Grönlandsee wird im Westen ebenfalls durch einen Bereich mit starkem Salzgehalts- und Temperaturgradienten begrenzt. Diese sogenannte Arktische Front (*Swift*, 1986) trennt die arktische und die atlantische Domäne (z. B. *van Aken et al.*, 1995).

Im Bereich des Tiefen- und Bodenwassers ist der Einfluß der Wassermassen aus dem Arktischen und dem Atlantischen Ozean weniger direkt. Die Schwelltiefe der Framstraße von 2600 m verhindert den Austausch von Bodenwasser zwischen dem Arktischen Ozean und der Grönlandsee. Arktisches Tiefenwasser oberhalb von 2600 m gelangt durch die Framstraße in den Bereich der Grönlandsee und bildet ein Salzgehaltsmaximum am grönländischen Schelfabhang (z.B. *Aagaard et al.*, 1991). Durch die Vermischung des am Schelfabhang nach Süden fließenden Tiefenwassers aus dem Arktischen Ozean mit dem aus der Grönlandsee entsteht das sogenannte Norwegensee Tiefenwasser (*Aagaard et al.*, 1985; *Smethie et al.*, 1986; *Swift und Koltermann*, 1988). Dieses zirkuliert im Arktischen Mittelmeer, da die geringe Schwelltiefe der Grönland-Schottland-Schwelle einen Austausch von Tiefenwasser aus dem Nordatlantik und dem Arktischen Mittelmeer verhindert. So strömt das Norwegensee Tiefenwasser am östlichen Rand der Grönlandsee nach Norden (Abb. 2.8 a) wo es als tiefes Salzgehaltsmaximum zu erkennen ist.

Der tiefste Teil des Tiefenwassers der Grönlandsee, das Bodenwasser, ist salzärmer und kälter als das darüberliegende Wasser und auch salzärmer und kälter als das Boden- und Tiefenwasser in den angrenzenden Becken, und kann daher nicht durch Vermischungsprozesse der angrenzenden Wassermassen gebildet werden. Vielmehr muß seiner Bildung ein oberflächennaher Prozeß im Bereich der Grönlandsee zugrunde liegen.

Der dreidimensionale Aufbau der Wassermassen in der Grönlandsee wird häufig vereinfacht als eine aufwärtsgewölbte Kaltwasserkuppel beschrieben. Die Aufwärtswölbung der Isothermen verursacht eine sehr dünne Oberflächenschicht im Zentrum der Kuppel und bringt die kalten Temperaturen des Tiefenwassers bis dicht an die Oberfläche (*Helland-Hansen und Nansen*, 1909; *Külerich*, 1945; *Dietrich*, 1969; *Koltermann und Lüthje*, 1989). Die Wassersäule unterhalb der dünnen Oberflächenschicht ist in dieser schematischen Vorstellung nahezu homogen, was zu einem senkrechten Verlauf der Isolinien führt. Während diese Struktur im allgemeinen in den klassischen Datensätzen zu finden ist, weicht der vertikale Aufbau der Grönlandsee in den neunziger Jahren hiervon ab. Im Sommer 1990 befindet sich beispielsweise eine warme Schicht in etwa 500 m Tiefe, welche die Kaltwasserkuppel überdeckt, so daß das Tiefenwasser nicht bis dicht an die Oberfläche reicht (*Budéus et al.*, 1993). Mitte der neunziger Jahre befindet sich im Zentrum der Grönlandsee ein Temperaturmaximum in mittlerer Tiefe, unter dem die Isothermen nahezu horizontal verlaufen. Eine Kaltwasserkuppel ist lediglich oberhalb des Temperaturmaximums zu finden und wird häufig von einer warmen Schicht unterhalb der Oberflächenschicht überdeckt (*Budéus et al.*, 1998).

So unterscheidet sich der hydrographische Aufbau der Wassersäule in der zentralen Grönlandsee in den neunziger Jahren, dem Betrachtungszeitraum dieser Arbeit, deutlich von der klassischen Vorstellung. Da der hydrographische Aufbau für die Analyse der Ventilationsgeschichte von herausragender Bedeutung ist, wird er in Abschnitt 5.3 detailliert behandelt und hier nur kurz schematisch zusammengefaßt: In den neunziger Jahren besitzt ein vertikales Profil unter der Oberflächenschicht zwei große Hauptbereiche, die durch das Temperaturmaximum getrennt werden. Dieses ist mit einem Salzgehaltsgradienten verbunden, so daß die Wassersäule trotz der mit der Tiefe auf über  $-0.85^{\circ}\text{C}$  steigenden Temperaturen stabil geschichtet ist. Der Bereich darüber weist nahezu konstante hydrographische

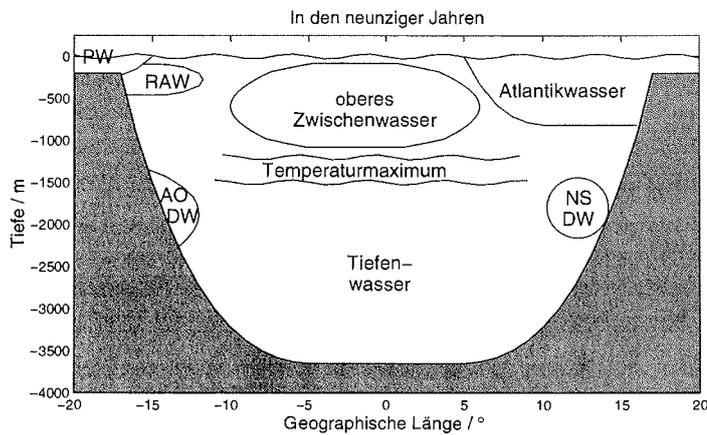
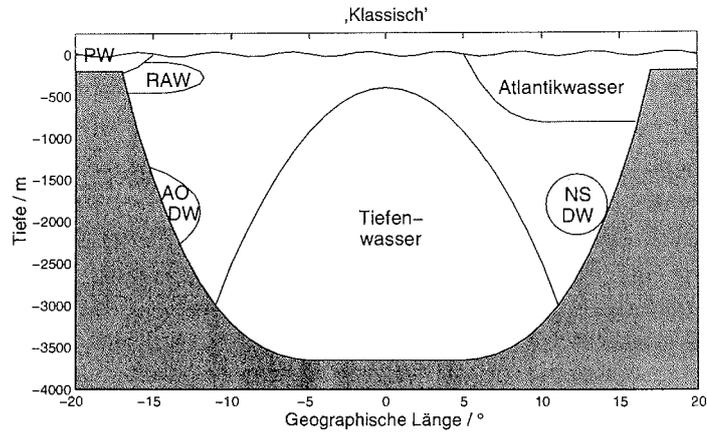


Abbildung 2.8: Schematische Wassermassenverteilung auf 75° N a) in den klassischen Datensätzen und b) in den neunziger Jahren; PW = Polarwasser, RAW = zurückkehrendes Atlantikwasser (*Return Atlantic Water*), AODW = Tiefenwasser aus dem Arktischen Ozean (*Arctic Ocean Deep Water*) und NSDW = Norwegenseetiefenwasser (*Norwegian Sea Deep Water*).

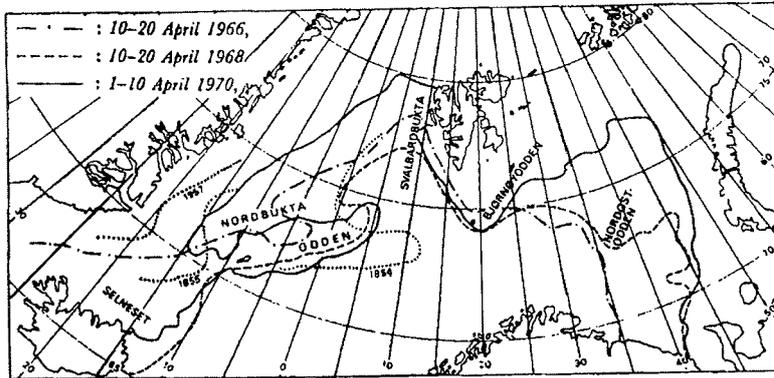


Abbildung 2.9: Eisbedeckung der Grönlandsee in verschiedenen Jahren im April (aus Vinje, 1977).

Eigenschaften auf. Unterhalb des Temperaturmaximums befindet sich ein zweiter Bereich mit fast konstantem Salzgehalt, aber mit der Tiefe abnehmenden Temperaturen. Dieses tiefe Salzgehaltsmaximum, das durch den Einstrom von Eurasischem und Kanadischem Tiefenwasser aus dem Arktischen Ozean am Rand der Grönlandsee entsteht, hat sich in den neunziger Jahren langsam aber stetig in das Zentrum der Grönlandsee ausgebreitet und führt so zu einer Salzgehaltszunahme unter dem Temperaturmaximum (z. B. *Budéus et al.*, 1998). Unterhalb des Ausbreitungsbereichs des Tiefenwassers aus dem Arktischen Ozean nehmen Temperatur und Salzgehalt mit der Tiefe ab.

## 2.5 Klimatologische Eisbedeckung

Das Meereis kann bei der Stabilisierung oder Destabilisierung der Wassersäule eine bedeutende Rolle spielen. Die Eisbildung, und damit das Binden von Süßwasser bzw. dessen Freigabe, sowie der Im- und Export von Eis und damit von Süßwasser haben einen großen Einfluß auf die haline Schichtung der Grönlandsee. Die Reduzierung des Wärmeflusses zwischen Atmosphäre und Ozean durch das Meereis beeinflusst zusätzlich den thermischen Austausch.

Die großskalige Eisbedeckung in der Grönlandsee besitzt im wesentlichen zwei unterschiedliche Regime (Abb. 2.9). Im Westen, im Einflußbereich des kalten Polarwassers, ist die Grönlandsee ganzjährig mit Eis bedeckt. Der eisbedeckte Bereich ist jedoch im Sommer deutlich kleiner und weist geringere Eiskonzentrationen als im Winter auf. Im Osten, im Einflußbereich des warmen Atlantikwassers, ist die Grönlandsee durchgängig eisfrei. Zwischen diesen beiden Regimen befindet sich ein Übergangsbereich, in dem die Eisbedeckung sehr variabel ist und im wesentlichen einen Ost-West Gradienten aufweist. Bei einer genaueren Betrachtung der Eischarakteristika können fünf Hauptbereiche identifiziert werden.

Im Norden, insbesondere im Bereich der Framstraße, wird die Grönlandsee von sehr dichtem und stark aufgeschobenem Eis (Packedeis) bedeckt (Wadhams, 1986). Dieses Eis reicht unterschiedlich weit nach Süden, wobei die Unterschiede zwischen den Jahren größer als die saisonalen Unterschiede sind (Hopkins, 1991). Das Eis dringt an der Ostküste Spitzbergens oder der Ostküste Grönlands mit der dort vorherrschenden Südströmung generell weiter nach Süden vor als beispielsweise an der Westküste Spitzbergens, so daß sich in der Framstraße ein Ost-West Unterschied ausbildet.

Im Westen der Grönlandsee wird das ganze Jahr über Eis mit dem Ostgrönlandstrom nach Süden transportiert. Ein Großteil davon ist mehrjähriges Eis aus dem Arktischen Ozean (Packedeis). Im offenen Wasser zwischen den Schollen, z. B. in windbedingten Leads, wird in den Wintermonaten immer wieder neues Eis gebildet (Vinje und Finnekasa, 1986; Hopkins, 1991).

Im Süden, nördlich von Jan Mayen, bildet sich im Winter häufig eine Eiszunge aus, die sich nach Nordosten bis in die zentrale Grönlandsee ausbreitet. Diese Eiszunge, der sogenannte *Is Odden*, besteht hauptsächlich aus lokal gebildetem *frazil* und Pfannkucheneis und wird nur wenig durch mehrjähriges Eis aus dem Ostgrönlandstrom beeinflusst (Toudal, 1999; Wadhams und Wilkinson, 1999). So ist die Eisbedeckung in der zentralen Grönlandsee sehr dünn und nur selten sind dort Preßeisrücken vorhanden. Nach Norden wird der *Is Odden* durch ein häufig eisfreies Gebiet, durch die *Nordbukta*, begrenzt (Vinje, 1977; Hopkins, 1991).

Die *Nordbukta* befindet sich in etwa im Zentrum des Grönlandseebeckens. Dort ist die Eisbedeckung sehr variabel und weist sowohl einen starken saisonalen Gang als auch große interannuale Unterschiede auf. Im allgemeinen nimmt die Eiskonzentration, großskalig gesehen, von Westen nach Osten ab (Hopkins, 1991). In Wintern mit weitreichendem *Is Odden* nimmt die Eiskonzentration im Osten der zentralen Grönlandsee jedoch wieder zu.

Der östliche Rand der Grönlandsee ist auch im Winter aufgrund des warmen, atlantischen Wassers eisfrei. Erst dicht bei Spitzbergen findet man im kalten Oberflächenwasser der Schelfgebiete wieder eine nennenswerte Eisbedeckung (Hopkins, 1991).

## Kapitel 3

# Konzepte zur Ventilation

In diesem Kapitel geht es um die Frage, in welcher Weise oberflächennahes Wasser in die Tiefe gelangen kann, und wie dieser Prozeß oder dessen Ausbleiben die Wassersäule der Grönlandsee beeinflusst. Dabei wird der Begriff Ventilation verwendet, der neben der dichtegetriebenen Konvektion z. B. auch die windgetriebene Vermischung und die vertikale Advektion beinhaltet.

Generell wird zwischen zwei Arten der Tiefenwasserbildung im Ozean, nämlich zwischen der Schelfkonvektion und der Konvektion im offenen Ozean, unterschieden (z. B. *Killworth*, 1983). Bei der Schelfkonvektion sammelt sich neu gebildetes, spezifisch schwereres Wasser auf dem Schelf, bevor es, von der Corioliskraft beeinflusst, den Schelfabhang hinunter in den tiefen Ozean fließt. Bei der Konvektion im offenen Ozean sinkt das in geringer Tiefe neu gebildete Wasser direkt bis in große Tiefen. Da extreme Wärmeflüsse für die Bildung spezifisch schwereren Wassers an der Oberfläche notwendig sind, liegen Gebiete, in denen Schelfkonvektion oder Konvektion im offenen Ozean stattfindet, häufig nicht weit voneinander entfernt: Während auf dem Schelf im westlichen Weddellmeer (Antarktis) Tiefenwasser durch Schelfkonvektion gebildet wird (z. B. *Foster und Carmack*, 1976), wurde im Zentrum des Weddellmeers Konvektion im offenen Ozean beobachtet (z. B. *Gordon*, 1978). Im Mittelmeer werden ebenfalls beide Konvektionsarten gefunden, Schelfkonvektion findet z. B. in der nördlichen Adria statt (z. B. *Malanotte-Rizzoli*, 1991), während Konvektion im offenen Ozean im Golf von Lion beobachtet wurde (z. B. *MEDOC Group*, 1970). Auch im polaren Nordatlantik finden beide Konvektionsarten statt, dort liegen die Gebiete der Schelfkonvektion und der Konvektion im offenen Ozean zum Teil jedoch weiter auseinander: In der Labradorsee wurde Konvektion im offenen Ozean beobachtet (z. B. *Lazier*, 1973; *Clarke und Gascard*, 1983), während das Tiefenwasser im Arktischen Ozean durch Schelfkonvektion gebildet wird (*Nansen*, 1906; *Midtun*, 1985; *Rudels*, 1990; *Rudels und Quadfasel*, 1991). Im Zentrum der Grönlandsee wird Tiefenwasserbildung durch Konvektion im offenen Ozean vermutet (*Mohn*, 1987; *Nansen*, 1902, 1906; *Helland-Hansen und Nansen*, 1909), und Schelfkonvektion wurde am nordöstlichen Rand der Grönlandsee, auf dem Schelfabhang von Spitzbergen, beobachtet (*Quadfasel et al.*, 1988; *Schauer*, 1995; *Jungclaus et al.*, 1995; *Backhaus*, 2001). Das spezifische Gewicht der oberflächennahen Wassermassen kann dabei durch unterschiedliche Prozesse erhöht werden. Ein quantitativer Vergleich der verschiedenen in der Literatur diskutierten Prozesse zeigt deutliche Unterschiede zwischen den Konvektionsgebieten (z. B. *Visbeck*, 1993). Eine

solche Abschätzung ist jedoch zu ungenau, um zwischenjährliche Unterschiede in einem Gebiet zu erfassen. Deshalb erfolgt hier keine derartige Abschätzung anhand neuerer Daten, sondern es werden die Prozesse zunächst qualitativ beschrieben und erst später, im Modell (siehe Kap. 6), quantitativ berücksichtigt.

### 3.1 Beteiligte Prozesse

Schon am Anfang des 19. Jahrhunderts wurde bei Messungen in der Grönlandsee im Winter und im frühen Frühling festgestellt, daß die Salzgehalte und Temperaturen an der Oberfläche ähnliche Werte wie die des Tiefenwassers aufweisen, und daß das Tiefenwasser kälter und salzärmer als das Umgebungswasser ist. Diese Beobachtungen legten nahe, die Bildung des Grönlandseetiefenwassers an der Oberfläche zu vermuten. Daraufhin wurde das klassische Konzept der tiefreichenden Konvektion entwickelt, welches die oberflächennahe Abkühlung und die darauf folgende vollständige Vermischung der Wassersäule bis zum Boden beinhaltet (Mohn, 1987; Nansen, 1902; Helland-Hansen und Nansen, 1909). Da mit modernen Meßgenauigkeiten auch im Winter eine bis zum Boden reichende vertikal homogene Wassersäule in der Grönlandsee nicht gefunden wurde (Johannessen und Lyg-re, 1996), wurden weitere Konzepte zur Bildung des Tiefenwassers entwickelt. Die aktuelle Diskussion wird stark durch den im Winter 88/89 gemessenen Verlauf der Ventilation beeinflusst, da dieser Winter die größten beobachteten Ventilationstiefen im Zeitraum der verstärkten Feldarbeiten zeigt.

*CABBELING*<sup>1</sup>: Aufgrund der nichtlinearen Zustandsgleichung des Meerwassers ist das Mischprodukt zweier Wassermassen mit unterschiedlicher Temperatur und unterschiedlichem Salzgehalt, aber gleicher Dichte, spezifisch schwerer als die ursprünglichen Wassermassen. Dies kann eine Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee unterhalb der Wasseroberfläche ermöglichen. Aus einer isopyknischen Vermischung von abgekühltem Grönlandseeoberflächenwasser mit in die zentrale Grönlandsee transportiertem Atlantikwasser resultiert eine neue, dichtere Wassermasse, die weiter absinken kann (Carmack und Aagaard, 1973; McDougall, 1983). Ein ähnlicher Effekt wurde bei der Bildung von Antarktischem Bodenwasser als wichtig angesehen (Brennecke, 1921; Mosby, 1934, 1966; Fofonoff, 1956; Foster, 1972).

*DOPPELDIFFUSION*: Mit dem Begriff Doppeldiffusion bezeichnet man den gleichzeitigen molekularen Austausch von Wärme und Salz zwischen zwei Wassermassen im Meer. Der immaterielle Austausch von Wärme geht schneller als der Salzaustausch vonstatten, so daß der molekulare Austauschkoefizient für die Temperatur größer als der für das Salz ist. So führt eine Schichtung mit kälterem und weniger salzigem Wasser über wärmerem und salzhaltigerem Wasser zu einer Erhöhung der Stabilität, da in der oberen Schicht die Dichte aufgrund der Zunahme der Temperatur schneller abnimmt als sie durch die Zunahme des Salzgehaltes erhöht wird. Die Dichte der unteren Schicht nimmt hingegen durch den Verlust von Wärme schneller zu als sie durch die Abnahme des Salzgehaltes abnimmt.

<sup>1</sup>Der Begriff *Cabbeling* geht auf einen Übersetzungsfehler zurück. Kalle schrieb in einer Arbeit über Fronten über (Strom-) Kabbelungen, d. h. *unruhiges* Wasser in der Nähe einer Front (G. Krause, pers. Mitteilung 2001).

Eine solche Schichtung befindet sich auch in der Grönlandsee, da im Winter verstärkt kaltes und salzarmes Polarwasser durch den Jan Mayen Strom in den nordöstlichen Teil der zentralen Grönlandsee gebracht und darunter warmes und salziges Atlantikwasser in das Zentrum der Grönlandsee gebracht wird (*Carmack und Aagaard, 1973*). Auf dem Weg des Atlantikwassers in das Zentrum des Wirbels verliert dieses mehr Wärme als Salz an das darüber liegende Polarwasser. Dabei wird die Dichte des unteren, an das Atlantikwasser grenzenden Teils des Polarwassers geringer, das Wasser steigt auf und gibt die Wärme an die Atmosphäre ab. Die Dichte des oberen Teils des Atlantikwassers wird hingegen größer, und das Wasser sinkt im Laufe der Zeit innerhalb der Atlantikwasserschicht tiefer. Von unten kommt warmes Atlantikwasser nach, das wiederum abgekühlt wird. So werden zwei Konvektionsbereiche aufrechterhalten, und die Atlantikwasserschicht wird abgekühlt, ohne sich an der Oberfläche zu befinden. In diesem Konzept werden die Eigenschaften des Atlantikwassers auf dem Weg ins Zentrum der Grönlandsee in Richtung der des Tiefenwassers modifiziert, bis es dort aufgrund der vorherrschenden geringen Stabilität der Wassersäule bis in große Tiefen sinken kann (*Carmack und Aagaard, 1973; McDougall, 1983*).

**CHIMNEY FORMATION:** Vertikal homogene Wassersäulen mit geringem horizontalen Ausmaß (*Gordon, 1978*) weisen darauf hin, daß die Ventilation im offenen Ozean möglicherweise ein lokaler Prozeß ist. Untersuchungen des Umfeldes mit einem eindimensionalen Modell zeigen, daß auch an den benachbarten Stationen eine vertikale Vermischung bei realistischen winterlichen Bedingungen möglich war. Da nach dem Winter nur lokal eine vertikal homogene Wassersäule existierte, müssen dort zu Beginn des Winters Bedingungen geherrscht haben, die die Vermischung lokal begünstigten (*Killworth, 1979*). Eine solche Vorbedingung kann im Fall der Grönlandsee durch barokline Instabilitäten verursacht werden. Ein aus baroklinen Instabilitäten entstehender zyklonaler Wirbel verursacht eine lokale Aufwärtswölbung der Isopyknen, wodurch das Wasser aus der Tiefe dichter an die Oberfläche gelangt. Dies erleichtert die Ventilation und kann Teil einer entsprechenden Vorkonditionierung sein (*Killworth, 1979*). Unabhängig von den Entstehungsmechanismen ist die Existenz solcher Wirbel in der Grönlandsee mehrfach belegt, und ihre Bedeutung für die Belüftung des Tiefenwassers wird zur Zeit wieder verstärkt diskutiert (*Gascard et al., 2002*).

**ICE-EDGE UPWELLING:** Ein Aufwölben der Isopyknen entlang der Eiskante (*Häkkinen, 1987; Häkkinen et al., 1992*) kann ebenfalls lokal günstige Bedingungen für die Ventilation schaffen, indem das salzhaltigere und auch dichtere Wasser unterhalb des Oberflächenwassers näher an die Oberfläche gebracht wird. Der *drag coefficient*, der in die Berechnung des Windstresses eingeht, ist über mehrjährigem Eis zwei bis drei mal größer als über dem offenen Ozean (*Macklin, 1983*). So wird in eisbedeckten Gebieten durch den Wind ein größerer Ekmantransport verursacht als im angrenzenden eisfreien Bereich. Befindet sich das Eis in Windrichtung rechts, entsteht ein divergenter Ekmantransport, der zu einer sehr dünnen Oberflächenschicht führt, so daß der winterliche Wärmeverlust eher in der Lage ist, eine tiefreichende Ventilation auszulösen.

**MULTISTEP HALINE CONVECTION:** Das Konzept der halinen Konvektion, wie es beispielsweise von *Rudels (1990)* beschrieben wird, hat eine Deckschicht mit Gefrierpunkts-temperatur, auf der Eis gebildet wird, als Voraussetzung. Die Eisbildung setzt Salzlake

frei, die an das darunter liegende Wasser abgegeben wird. Aufgrund der kleinen räumlichen Skalen beruht die Verteilung des Salzes in der unter dem Eis liegenden Schicht auf molekularen Prozessen. Der im Vergleich zu turbulenten Prozessen langsame molekulare Austausch ermöglicht den Erhalt einer Dichteanomalie in einem finiten Volumen, welches laminar absinkt, bis der Dichtekontrast aufgrund des diffusiven Austausches und durch die mit der Tiefe steigenden Umgebungsdichte verschwindet. Das Salz wird so laminar durch eine diskrete Schicht transportiert. Wird am Boden dieser Schicht genügend Salz angereichert, erfolgt eine Entleerung dieser Schicht in Form von turbulenten Plumes. Das absinkende Wasser wird durch wärmeres Wasser aus der darunter liegenden Schicht ersetzt. Das Eis schmilzt durch den nach oben gerichteten Wärmefluß, so daß eine salzarme Deckschicht entsteht. Auf dieser kann wieder Eis gebildet werden und der Zyklus beginnt erneut. Die nächste Entleerung der Oberflächenschicht dringt tiefer in die Wassersäule ein. Charakteristische Merkmale der halinen Konvektion sind eine sehr variable Eisbedeckung, eine auch noch nach der Konvektion vorhandene salzarme Deckschicht sowie stufenförmige Vertikalprofile (*Rudels, 1990*). Die Stufen im Vertikalprofil kennzeichnen dabei die maximale Eindringtiefe verschiedener Plumes.

Die oben genannten Konzepte zur Ventilation der Grönlandsee basieren auf der Annahme, daß das Oberflächenwasser in der Grönlandsee zu salzarm sei, als daß es allein durch Abkühlung spezifisch schwerer werden kann als das tiefere Wasser (*Schott et al., 1993*). Damit sei eine rein thermische Ventilation der tieferen Schichten nicht möglich (*Rudels, 1990; Pawlowicz, 1995; Morawitz et al., 1996; Sutton et al., 1997*). Die starke Beachtung der Eisbildung und der damit bedingten Salzausfällung beruht auf der Ansicht, daß die ergiebigen Salzquellen innerhalb der Wassersäule auf den Randbereich beschränkt seien, wo sich die Atlantikwassertypen befänden (*Rudels, 1990*). Hinzu kommt, daß Eisbildung mit anschließender Salzanreicherung im darunter liegenden Wasser zu einer größeren Dichteerhöhung führt als eine durch denselben Energiebetrag verursachte Temperatursenkung. Bildet sich eine solide Eisdecke, wird der Ozean jedoch thermisch isoliert, so daß weniger Wärmeenergie aus dem Ozean in die Atmosphäre gelangt und so die Dichte nicht mehr effektiv durch weitere Eisbildung oder Senkung der Temperatur erhöht werden kann. Dieser Effekt wird bei manchen Autoren durch die Einführung eines Eisexportes verhindert. Die zeitliche Entwicklung der thermischen Deckschicht, wie sie im Winter 88/89 gemessen wurde, führte in Verbindung mit diesen Überlegungen zu der folgenden Vorstellung von der Vorkonditionierung der Wassersäule für tiefreichende Ventilation und der Ventilation selbst (*Roach et al., 1993; Schott et al., 1993, 1994; Visbeck et al., 1995; Pawlowicz et al., 1995; Morawitz et al., 1996; Sutton et al., 1997*).

- Im Herbst wird eine 50-100 m tiefe durchmischte Schicht bis zum Gefrierpunkt abgekühlt.
- Die darauf folgende Eisbildung erhöht durch Salzausfällung die Dichte der durchmischten Schicht und die durchmischte Schicht vertieft sich (haline Konvektion).
- Das Einmischen von tieferem Wasser mit höherem Salzgehalt und weitere Eisbildung erhöhen den Salzgehalt der durchmischten Schicht weiter, was zu einer kontinuierlichen Vertiefung derselben führt.

- Wird durch die Vertiefung mehr Wärme von unten eingemischt, als an die Atmosphäre abgegeben werden kann, stoppt die Eisbildung.
- Durch Eisschmelze oder Eistransport wird das zuvor gebildete Eis entfernt. Die Grönlandsee ist nun nicht mehr thermisch isoliert.
- Weiterer Wärmeverlust und möglicherweise der Eintrag von Windenergie führen zu einer schnellen Vertiefung der durchmischten Schicht und energetische Plumes bilden sich (thermische Ventilation).
- Im späten Winter, zwischen Februar und April, ist die maximale Eindringtiefe der Ventilation erreicht.

Die im Winter 88/89 beobachtete zeitliche Abfolge führt zu der Vorstellung, daß die eigentliche Ventilation der tieferen Wassersäule durch thermische Ventilation erfolgt. Die haline Konvektion ist während der Vorkonditionierung der Wassersäule, insbesondere für eine Reduzierung der an der Oberfläche vorhandenen salzarmen Deckschicht, wesentlich.

Die große Bedeutung des Wärmeflusses und der Eisbildung, die in diesem anhand eines einzelnen Winters erarbeiteten Konzept zur Ventilation enthalten ist, wird in der vorliegenden Arbeit überprüft. Hierfür ist eine konsistente Zeitreihe der Ventilationstiefen notwendig.

## 3.2 Ventilationstiefen

Für die Bestimmung der Ventilationstiefen in der Grönlandsee existieren keine allgemein anerkannten Kriterien. Sowohl die Art und der Zeitpunkt der von verschiedenen Autoren durchgeführten Messungen als auch die vorhandene Vorstellung des eigentlichen Ventilationsvorganges haben Einfluß auf die Wahl des Kriteriums. Dabei ist zu beachten, daß Messungen während des Ventilationsvorganges möglicherweise nicht die maximalen Ventilationstiefen erfassen, da die Ventilation nach der Meßkampagne tiefer eindringen kann. Werden die Messungen nach dem eigentlichen Ventilationsprozeß, z. B. im folgenden Sommer, durchgeführt, können sowohl die Advektion als auch die Vermischung die Auswirkungen der Ventilation überdecken.

Durch die durch Abkühlung verursachte vollständige Vermischung der Wassersäule im klassischen Konzept wird am Ende des Winters ein vertikal homogener Wasserkörper erwartet (Mohn, 1987; Nansen, 1902; Helland-Hansen und Nansen, 1909). Der Eintrag salzarmen und kalten Wassers ist aufgrund der Vorstellung, daß Konvektion einen nach oben gerichteten Salz- und Wärmefluß verursacht, ein weitverbreitetes Kriterium zur Bestimmung der Eindringtiefe (Budéus et al., 1993; Wolf et al., 1997; Backhaus und Kämpf, 1999, u.a.). Eine Erhöhung der kleinskaligen Fluktuationen z. B. im Temperaturprofil kann durch die Vermischung des neu eingetragenen Wassers mit dem Umgebungswasser verursacht und so ebenfalls als Zeichen von vorangegangener Ventilation gedeutet werden (Budéus et al., 1993; Wolf et al., 1997; Marshall und Schott, 1999). Neben den Veränderungen der hydrographischen Parameter Temperatur und Salzgehalt werden auch Änderungen im vertikalen Profil der Freone (Rhein, 1991), des Heliums/Tritiums (z. B. Heinze et al., 1990) oder des

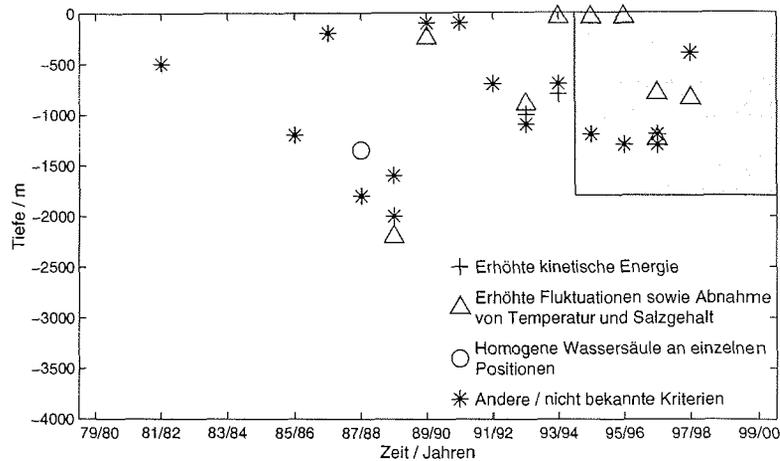


Abbildung 3.1: Dokumentierte Ventilations Tiefen in der Grönlandsee zwischen 1980 und 2000; der in dieser Arbeit betrachtete Zeitraum ist grau unterlegt.

SF6 (Watson *et al.*, 1999a) zur Bestimmung der Eindringtiefe verwendet. Auch Änderungen des lokalen Geschwindigkeitsfeldes werden benutzt, um laufende Ventilationsereignisse zu identifizieren. Beinhaltet das Konzept zur Ventilation einen expliziten vertikalen Massentransport, wird eine erhöhte vertikale Bewegungskomponente erwartet (Voorhis und Webb, 1970; Schott und Leaman, 1991). Besteht die Vorstellung, daß die Ventilation eher ein Vermischungsvorgang ist, wird eine Erhöhung der turbulenten kinetischen Energie zur Identifikation der Ventilation verwendet (Schott *et al.*, 1993).

Die genannten Kriterien beziehen sich größtenteils auf die Veränderung der Wassersäule, so daß immer ein Vergleich mit einer Messung vor dem Ventilationsereignis benötigt wird. Gleichzeitig ermöglicht die zweite Messung die Datierung der Ventilation, sofern beide Messungen den generellen Zustand der Grönlandsee ausreichend detailliert erfaßt haben. Wird eine vertikal homogene Schicht als Indikator für die Ventilation verwendet, wird keine zweite Messung benötigt. Dieses Kriterium zur Bestimmung der Eindringtiefe beruht nicht auf einer erwarteten Änderung der Wassersäule, sondern es wird angenommen, daß nach der Ventilation ein wohldefinierter Zustand existiert. Werden auch lokale Phänomene, wie z. B. eine vertikal homogene Verteilung der physikalischen Parameter an einzelnen Stationen als Indikator für Ventilation verwendet, kann die Ventilation nicht datiert werden, da keine Messung mit bisherigen Methoden in der Lage ist, die Grönlandsee so detailliert zu vermessen, daß jedes lokale Phänomen erfaßt wird. Gleichzeitig ermöglichen diese lokalen Phänomene keine Aussage über die Ventilation in der Umgebung.

Die verschiedenen Konzepte zur Ventilation liefern kein einheitliches Kriterium, das zur Bestimmung der Eindringtiefe der Ventilation verwendet werden kann. Vielmehr werden sowohl vertikal sehr homogene Wassersäulen als auch Wassersäulen mit erhöhten Fluktua-

tionen als Endprodukt der Ventilation interpretiert. Die mit diesen sehr unterschiedlichen Kriterien abgeschätzten Ventilationstiefen verschiedener Jahre und verschiedener Autoren lassen sich nicht zu einer konsistenten Zeitreihe zusammenführen, so daß auch keine Vergleiche mit Zeitreihen der verschiedenen Antriebskomponenten erstellt werden können. Werden Tracer zur Bestimmung der Ventilationstiefe verwendet, werden im allgemeinen längere Zeitintervalle und nicht einzelne Winter untersucht. Viele Autoren weisen aufgrund ihrer Traceruntersuchungen darauf hin, daß nach den siebziger Jahren mit einer sehr regen Ventilationstätigkeit in der Grönlandsee eine deutliche Reduktion der erreichten Ventilationstiefen zu Beginn der achtziger Jahre stattfand (z. B. *Rhein*, 1991; *Schlosser et al.*, 1991). Die verstärkten Untersuchungen verschiedener Parameter in den letzten zwei Dekaden (Abb. 3.1 und Tabelle 3.1) zeigen eine starke zeitliche Variabilität der Ventilationstiefe in dieser Phase reduzierter Ventilationstätigkeit. Wird die Ventilationstiefe eines einzelnen Winters von verschiedenen Autoren bestimmt, entsprechen sich die Ergebnisse nicht immer. Während alle Autoren eine Ventilation bis in mittlere Tiefen für den Winter 92/93 angeben, sind die Angaben für die Winter 93/94 bis 95/96 sehr unterschiedlich, sowohl nur oberflächennahe Ventilation als auch Ventilation bis in mittlere Tiefe wurde diagnostiziert. Zwei dieser Winter (94/95 und 95/96) liegen in dem in dieser Arbeit betrachteten Zeitraum, für den am Ende der Untersuchung verlässliche Ventilationstiefen bestimmt werden.

### 3.3 Aktuelle Situation

Obwohl in der Grönlandsee aufgrund der Struktur der Wassersäule bis zum Boden reichende Konvektion im offenen Ozean erwartet wird, konnte diese in den letzten zwei Dekaden nicht beobachtet werden (vergl. auch Abb. 3.1). So findet der Anstieg der Bodenwassertemperatur in der Grönlandsee besondere Beachtung, da er als Zeichen ausbleibender Bodenwassererneuerung gewertet wird. Gleichzeitig mehren sich die Konzepte der Bodenwassererneuerung in der Grönlandsee ohne bis zum Boden reichende Ventilation. Ein weiteres Anliegen ist die Erfassung des Ventilationsstatus anhand fernerkundbarer Parameter, wie z. B. anhand der Eisbedeckung. Aber auch der Beitrag des in der Grönlandsee gebildeten Wassers zur globalen Zirkulation wird immer wieder neu beleuchtet. Diese Aspekte der Tiefenwasserproduktion in der Grönlandsee, die im folgenden kurz erläutert werden, werden diskutiert, ohne daß die für eine Ventilation des Bodenwassers notwendigen Bedingungen und damit die Ursache der zeitlichen Variabilität der Ventilationstätigkeit eindeutig identifiziert wurden. Die zeitliche Variabilität der Ventilationstiefen in der Grönlandsee und ihre Ursachen sind Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit.

Ein Vergleich jährlicher Messungen der Bodenwassertemperatur in der Grönlandsee zeigt einen Anstieg um 10 mK pro Jahr in den neunziger Jahren (*Budéus et al.*, 1998). Ein Vergleich der Messungen in den letzten fünf Dekaden zeigt Schwankungen der Bodenwassertemperatur mit einem anhaltenden Aufwärtstrend der bereits 1980 begann (*Clarke et al.*, 1990; *Meincke et al.*, 1992; *Bönisch et al.*, 1997; *Budéus et al.*, 1998, und andere). Da die niedrigen Temperaturen des Bodenwassers in der Grönlandsee nur durch einen Eintrag oberflächennahen Wassers erklärt werden können, werden sinkende Bodenwassertemperaturen als Anzeichen einer intensiven Bodenwassererneuerung und der beobachtete Anstieg als Zeichen dessen Ausbleibens gewertet. Dieses zeigt auch die weitverbreitete Verwendung einer Temperaturabnahme als Bestimmung zur Ventilationstätigkeit. Der Temperaturan-

Tabelle 3.1: Dokumentierte Ventilationstiefen in der Grönlandsee

Winter	Autor	Tiefe	Kriterium
81/82	<i>Clarke et al. (1990)</i>	500 m	Diskontinuität in der Sauerstoffverteilung
85/86	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	1200 m	
86/87	<i>GSP Group (1990)</i>	200 m	
	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	200 m	
87/88	<i>Rudels et al. (1989)</i>	1350 m	homogene Wassersäule an einer einzelnen Position
	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	1800 m	
88/89	<i>Budéus et al. (1993)</i>	2200 m	Abnahme von Temperatur und Salzgehalt sowie erhöhte Fluktuationen
	<i>GSP Group (1990)</i>	1600 m	Temperaturabnahme
	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	2000 m	
89/90	<i>Budéus et al. (1993)</i>	250 m	Abnahme von Temperatur und Salzgehalt sowie erhöhte Fluktuationen
	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	100 m	
90/91	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	100 m	
91/92	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	700 m	
92/93	<i>Budéus et al. (1998)</i>	800-1000 m	Abnahme von Temperatur und Salzgehalt sowie erhöhte Fluktuationen
	<i>Lherminier et al. (1999)</i>	1000 m	Erhöhung der hochfrequenten Varianz der vertikalen Geschwindigkeit
	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	1100 m	
93/94	<i>Budéus et al. (1998)</i>	nur in Oberflächennähe	Abnahme von Temperatur und Salzgehalt sowie erhöhte Fluktuationen
	<i>Lherminier et al. (1999)</i>	800 m	Erhöhung der hochfrequenten Varianz der vertikalen Geschwindigkeit
	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	700 m	

Winter	Autor	Tiefe	Kriterium
94/95	<i>Budéus et al. (1998)</i>	nur in Oberflächennähe	Abnahme von Temperatur und Salzgehalt sowie erhöhte Fluktuationen
	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	1200 m	
95/96	<i>Budéus et al. (1998)</i>	nur in Oberflächennähe	Abnahme von Temperatur und Salzgehalt sowie erhöhte Fluktuationen
	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	1300 m	
96/97	<i>Budéus et al. (1999)</i>	800-1000 m	Abnahme von Temperatur und Salzgehalt sowie erhöhte Fluktuationen
	<i>Wolf et al. (1997)</i>	800 m	Abnahme von Temperatur und Salzgehalt sowie erhöhte Fluktuationen
	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	1200 m	
	<i>Watson et al. (1999a)</i>	1300 m	Eintrag des ausgebrachten SF6
97/98	<i>Budéus et al. (1999)</i>	700 m	Abnahme von Temperatur und Salzgehalt sowie erhöhte Fluktuationen
	<i>Verduin und Quadfasel (1999)</i>	400 m	

stieg kann durch einen dann dominierenden Einfluß des Tiefenwassers aus dem Arktischen Ozean verursacht werden (*Aagaard et al., 1991; Meincke und Rudels, 1995*). Die Stärke der Advektion und auch der Ventilationstätigkeit in der Grönlandsee wird durch großskalige atmosphärische Veränderungen im Bereich des nördlichen Nordatlantiks beeinflusst, die häufig mit dem Nord-Atlantischen-Oszillations Index (NAO-Index, *Hurrell, 1996*) in Verbindung gebracht werden (z. B. *Dickson et al., 1996*).

Neben dem Einfluß des Tiefenwassers aus dem Arktischen Ozean kann auch eine vertikale Advektion die beobachtete Temperaturerhöhung im Bodenwasser der Grönlandsee verursachen (*Budéus et al., 1998*). Ein solcher Prozeß kann weitere Änderungen in der Wassermassenverteilung, wie z. B. die geänderte Position des Temperaturmaximums, erklären. Gleichzeitig würde dieser Prozeß den Vergleich von Daten verschiedener Jahre im selben Tiefenniveau erschweren. Wäre die vertikale Advektion ein kontinuierlicher Prozeß, ermöglichte sie den Transport oberflächennahen Wassers in die Tiefe und wäre damit eine Form der Ventilation des tiefen Ozeans. Gleichzeitig führt dieser Prozeß zu einem großen Bedarf an Oberflächenwasser (etwa 0.4 Sv), da das absinkende Wasser ersetzt werden muß.

Neben dem Anstieg der Temperatur treten weitere Änderungen im Bodenwasser der Grönlandsee auf, die nicht durch den Einfluß des Tiefenwassers aus dem Arktischen Ozean

erklärt werden können (z. B. der Anstieg der Freone, siehe *Rhein, 1996; Bönisch et al., 1997*). Grönlandseewasser aus geringerer Tiefe kann diese Änderungen jedoch verursachen. Ein Einfluß dieser Wassermassen ohne tiefreichende Ventilation kann z. B. durch eine erhöhte vertikale Vermischung begünstigt werden (*Visbeck und Rhein, 1999*). Im Zusammenhang mit einer Zwischenwasserproduktion an der Oberfläche ermöglicht dieser Prozeß den Eintrag atmosphärischer Signale in den tiefen Ozean ohne daß Tiefenwasser in Oberflächennähe gebildet werden muß.

Kürzlich ventiliertes Wasser verläßt den polaren Nordatlantik, zu dem auch die Grönlandsee gehört, und transportiert die aus der Atmosphäre eingetragenen Signale über die Grönland-Schottland Schwelle nach Süden. Dieses *Overflow*-Wasser bildet einen wichtigen Bestandteil des Nordatlantischen Tiefenwassers (*Warren, 1981, z. B.*). Der Ursprung des *Overflow*-Wassers wird in vielen Arbeiten in der Grönlandsee und/oder in der Islandsee vermutet (z. B. *Swift et al., 1980; Gordon, 1986; Smethie und Swift, 1989*), während andere Untersuchungen auf eine untergeordnete Rolle des Grönlandseewassers hinweisen (*Mauritzen, 1994, 1996; Rudels et al., 1999*). Die verschiedenen Exportraten des Grönlandseewassers führen zu deutlich unterschiedlichen Bildungsraten, denn um den für die Grönlandsee charakteristischen Wassermassenaufbau aufrecht zu erhalten, müßte das exportierte Wasser durch Wasser mit ähnlichen hydrographischen Eigenschaften ersetzt werden.

Da die Stärke der Ventilation oder auch ihr Ausbleiben ein wesentlicher Aspekt des globalen Klimageschehens ist, ist eine operationelle Erfassung der Ventilationstätigkeit z. B. durch die Fernerkundung wünschenswert. Ein fernerkundbarer Parameter, dessen Änderung möglicherweise als oberflächennahe Auswirkung der Ventilation gedeutet werden kann, ist die Eisbedeckung (z. B. *Carsey und Roach, 1994*). Der Zusammenhang zwischen der Eisbedeckung und deren zeitliche Variabilität mit der Ventilationstätigkeit konnte bisher jedoch nur an Einzelereignissen untersucht werden, da zwar Eisbeobachtungen von Satelliten aus seit 1978 operationell durchgeführt werden, der Ozean jedoch nur in einzelnen Jahren im benötigten Maß beobachtet wurde.

Bis Anfang der neunziger Jahre wurde vermutet, daß die detaillierte Vermessung der Prozesse in der Grönlandsee in einem einzigen Winter ausreicht, um die wesentlichen Fragen zur Ventilation zu beantworten. Wiederholte Messungen zeigen jedoch, daß die Bedingungen in der Grönlandsee zeitlich und räumlich sehr variabel sind und eine Ventilation der tiefen Wassermassen nicht jeden Winter stattfindet. Die Wahrscheinlichkeit eines Ventilationsereignisses wird von vielen Faktoren beeinflusst, und die Wechselwirkungen zwischen den beteiligten Prozessen sind komplex. Dennoch wird seit langem angenommen, daß die wesentlichen Faktoren die Oberflächenflüsse, die vertikale Struktur der Wassersäule zu Beginn des Winters, die laterale Advektion und, im Falle der Grönlandsee, die Eisbildung sind (z. B. *Helland-Hansen und Nansen, 1909; Mosby, 1959; Metcalf, 1960; Aagaard, 1968; Carmack und Aagaard, 1973; Rudels, 1990; Visbeck et al., 1995; Marshall und Schott, 1999*). Langfristige und konsistente Zeitreihen der atmosphärischen, hydrographischen und kryosphärischen Parameter zur Überprüfung und Präzisierung dieser These entstehen jedoch erst durch moderne Datenerfassungs- und -verarbeitungstechniken. So ermöglicht vor allem der vorliegende hydrographische Datensatz die in dieser Arbeit geleistete Neubewertung der bisherigen Ventilationskonzepte und der Bestimmungskriterien.

## Kapitel 4

# Meßmethoden und Datenquellen

Auch neuere Untersuchungen der winterlichen Ventilationsereignisse und deren Auswirkungen beruhen im wesentlichen auf den Daten kurzer Phasen intensivierter Feldmessungen, wie z. B. im Winter 88/89 (GSP), 93/94 (ESOP-1) und 96/97 (ESOP-2) (vgl. *Verduin und Quadfasel*, 1999), sowie auf meist unregelmäßigen Messungen zur Untersuchung der zwischenjährlichen Variabilität. So sind die regelmäßigen Sommerbeobachtungen entlang eines konstanten Stationsnetzes, die in gleichbleibend guter Qualität seit 1994 lückenlos im Institut vorliegen, eine bisher einmalige Datengrundlage für eine konsistente Beschreibung der Veränderungen in mehreren aufeinanderfolgenden Wintern. Für eine kontinuierliche Beobachtung der winterlichen Prozesse wurde zudem eine JoJo-Sonde entwickelt, die seit 1999 erstmals alle zwei Tage ein vertikales Profil der hydrographischen Eigenschaften über den Winter hinweg liefert. Die benutzte Meßstrategie, die eingesetzten Geräte, die gewonnenen Datensätze sowie die für die Deutung der Beobachtungen notwendigen Daten aus dem Bereich der Meteorologie werden in diesem Kapitel vorgestellt.

### 4.1 Hydrographische Messungen

Verschiedene Untersuchungen der Prozesse in der Grönlandsee führen häufig zu der Erkenntnis, daß die bisherige Dichte der hydrographischen Daten für viele Fragestellungen unzureichend ist. Dies führte zu der Entwicklung einer langfristigen Beobachtungsstrategie, die mit geringem personellen Einsatz und geringem Zeitaufwand verbunden ist. Da aufgrund der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität der hydrographischen Bedingungen in der Grönlandsee ein zeitlich und räumlich hochauflösender Datensatz wünschenswert, der entstehende Aufwand jedoch zu groß für eine langfristige Fortsetzung eines solchen Programms ist, wurde eine zum Teil räumlich und zum Teil zeitlich hochauflösende Meßstrategie entwickelt. Seit 1994 wird jeden Sommer ein räumlich hochauflösender hydrographischer Schnitt mit einem maximalen Abstand von 10 Nautischen Meilen zwischen den Stationen und mit gleichbleibend hoher Meßgenauigkeit entlang 75° N vermessen. Dieser erfaßt die von Jahr zu Jahr variierende Verteilung der Temperatur und des Salzgehaltes und ermöglicht aufgrund der großen Stationszahl die zeitliche Variabilität von der räumlichen zu unterscheiden. Um die in den Schnitten deutlich werdenden Veränderungen besser zeitlich auflösen zu können, wird die Wassersäule seit dem Sommer 1999 auch während des Winters regelmäßig von verankerten, profilierenden CTD Systemen vermessen, die eigens für diese Aufgabe entwickelt wurden.

Tabelle 4.1: Die Fahrten

Fahrtname	Jahr	Zeitraum	75° N Schnitt
ar10	1994	6.7. bis 15.8.	13° 7' W bis 8° 10' E
ar11	1995	22.9. bis 29.10.	13° 38' W bis 17° 4' E
ar12	1996	14.9. bis 7.10.	3° 10' W bis 11° 20' E
ar13	1997	13.8. bis 29.9.	15° 55' W bis 17° 59' E
ar14	1998	27.8. bis 15.10	16° 56' W bis 18° 0' E
ar15	1999	23.6. bis 19.7.	15° 56' W bis 16° 27' E
ar16	2000	1.7. bis 29.8.	14° 37' W bis 17° 06' E

Die verwendeten hydrographischen Datensätze beinhalten den Druck, die Temperatur und den Salzgehalt über 1 dbar vertikal gemittelt. Details zur Aufbereitung der Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen werden bei *Schneider* (1997) gegeben. Im allgemeinen werden in dieser Arbeit die potentiellen Temperaturen relativ zur Oberfläche verwendet und dargestellt, Abweichungen hiervon werden explizit gekennzeichnet. Die Salzgehalte wurden nach der Practical Salinity Scale 1978 (*UNESCO*, 1983) berechnet und werden demnach ohne Einheiten angegeben.

#### 4.1.1 Schiffsgebundene CTD-Messungen

Die hydrographischen Messungen von Bord der Polarstern wurden mit einem Seabird 911 *plus* System ausgeführt. Das Seabird System ermöglicht die Verwendung von zwei unabhängigen Sensorengruppen, die jeweils Temperatur und Leitfähigkeit mit einer Abtastrate von 24 Hz parallel messen. Jede Sensorengruppe ist mit einer Pumpe ausgestattet, die das Meerwasser mit konstanter Geschwindigkeit erst am Temperatursensor (SBE 3) vorbei und dann durch die Leitfähigkeitszelle (SBE 4) pumpt. (Die Spezifikationen der verwendeten Sensoren werden in Tabelle 4.2 angegeben.) Dadurch wird die Temperatur und die Leitfähigkeit desselben Wasservolumens mit einem konstanten Zeitversatz zwischen den beiden Messungen erfaßt, und die Zeitkonstanten der Sensoren werden unabhängig von der Fiergeschwindigkeit. Die exakte Zuordnung der Temperaturmessungen zu den Leitfähigkeitsmessungen führt zusammen mit den genauen Druckmessungen zu einer Minimierung von Spikes in den aus den Messungen berechneten Salzgehalts- und Dichteprofilen.

Der Zeitpunkt der verschiedenen Fahrten und die Abmaße des Schnittes entlang 75° N sind in Tabelle 4.1 angegeben. Zusätzlich ist zu beachten, daß aufgrund von Problemen mit der Winde die Profile im Sommer 1996 nur bis in 3350 m Tiefe reichen.

Zur Gewährleistung der hohen Meßgenauigkeiten, die insbesondere in der Ozeanographie der polaren Gebiete benötigt werden, werden die Leitfähigkeits- und Temperatursensoren vor und nach jeder Meßkampagne vom Hersteller im Labor kalibriert. Zusätzlich werden die Messungen der Sensoren während des Feldeinsatzes überprüft. Neben der Verwendung des jeweils anderen Sensoren-Sets zur Driftkontrolle, werden auch zusätzliche

Messungen in ausgewählten, räumlich sehr homogenen Gebieten ausgeführt. Die Referenzmessungen des Salzgehaltes werden mit einem Guildline Autosal ausgeführt. In den Jahren 1994 bis 1996 wurden die Referenzmessungen der Temperatur mit Quecksilber-Kippthermometern der Firma Gohla und mit elektrischen SIS-Kippthermometern ausgeführt. Seit 1997 wird das Präzisionsthermometer SBE 35 für die Referenzmessungen der Temperatur verwendet. Die abgeschätzten Genauigkeiten betragen 0.003 im Salzgehalt und 0.002 K in der Temperatur (*Budéus et al.*, 1998).

#### 4.1.2 Verankerte CTD-Messungen

Zur Erfassung sporadischer Konvektionsereignisse in der Grönlandsee wurde eine automatisch arbeitende Meßsonde (EP/CC-JoJo, *Externally Powered and Compressibility Compensated*) entwickelt, die an einem Verankerungsseil auf- und ableitend über ein Jahr hinweg jeden 2. Tag ein CTD-Profil zwischen 100 m und 4000 m registriert und speichert.

Die Verankerung (siehe Abb. 4.1) besteht im wesentlichen aus einer Steuereinheit mit einem Vorratspeicher der Antriebsenergie gleich unter den Auftriebskugeln, der Meßsonde, die sich entlang des etwa 4 km langen Seiles bewegen kann, sowie einem Auffangkorb direkt über dem Meeresboden. Die Meßsonde beinhaltet das Meßinstrument und ein Auftriebsmodul. Das Meßinstrument ist ein modifizierter Seacat (SBE16) von Seabird Electronics mit einer internen Energieversorgung für die Datenerfassung und einem internen Datenspeicher. Der Seacat mißt Temperatur und Leitfähigkeit jeden oder jeden zweiten Tag 1.5 Stunden lang mit einer Abtastrate von 1 Hz und einer Genauigkeit von 0.01 °C und 0.001 S/m respektive. Der Druck wird aufgrund der geringen Speicherkapazität nur alle 120 Sekunden gespeichert und muß für die zwischenliegenden Meßpunkte interpoliert werden. Im Auftriebsmodul befinden sich Glaskugeln, die den Hauptauftrieb liefern, und Hexan. Das Hexan besitzt eine höhere Kompressibilität als Wasser und wird verwendet, um die Kompressibilität des Meerwassers zu kompensieren und so einen kleinen (ca. 1 N) und nahezu konstanten Auftrieb der Meßsonde in jeder Tiefe der Grönlandsee zu ermöglichen. Dennoch ist die für mehrere Profile benötigte Energiemenge zu groß, als daß sie elektronisch, etwa in Form einer Batterie, sinnvoll gespeichert werden kann. Sinnvoll ist die Nutzung von potentieller Energie: Pro Profil wird eine Bleikugel mit einem Gewicht von 700 g aus dem Vorratsgefäß

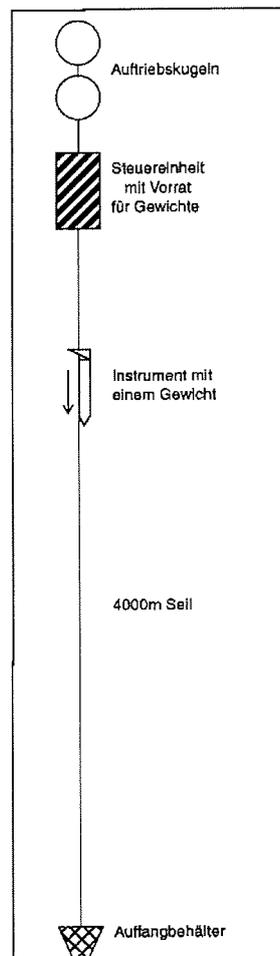


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung der JoJo-Verankerung.

Tabelle 4.2: Die Sensorspezifikationen der SBE911plus CTD (*Sea-Bird*, 1992), der Seacats (SBE16, *Sea-Bird*, 1998) und der Microcats (SBE37, *Sea-Bird*, 1999).

SBE911plus	Leitfähigkeit	Temperatur	Druck
Bereich	0 – 7 S/m	-5 – 35°C	0 – 6800 dbar
Auflösung	0.00004 S/m	0.0003°C	0.001 % full scale
Genauigkeit	0.0003 S/m	0.002°C	0.015 % full scale
Stabilität pro Monat	0.0002 S/m	0.0003°C	0.0015 % full scale
Zeitkonstante	0.040 s	0.060 s	0.001 s

SBE16	Leitfähigkeit	Temperatur	Druck
Bereich	0 – 7 S/m	-5 – 35°C	0 – 6800 dbar
Auflösung	0.0001 S/m	0.001°C	0.01 ppm
Genauigkeit	0.001 S/m	0.01°C	0.015 % full scale

SBE37	Leitfähigkeit	Temperatur	Druck
Bereich	0 – 7 S/m	-5 – 35°C	0 – 680 dbar
Auflösung	0.0001 S/m	0.0001°C	0.002 % full scale
Genauigkeit	0.0003 S/m	0.002°C	0.15 % full scale
Stabilität pro Monat	0.0003 S/m	0.0002°C	0.0015 % full scale

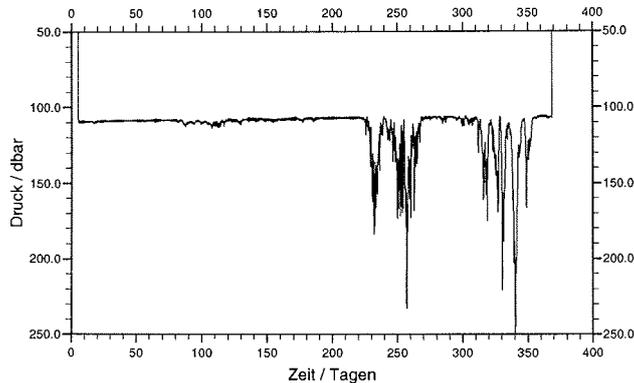


Abbildung 4.2: Druckmessungen in der Steuereinheit am oberen Ende der Verankerung.

abgegeben und sinkt zusammen mit der Sonde mit einer Geschwindigkeit von etwa 1 m/s zum Meeresboden. Dort fällt die Kugel in einen Korb, und die Sonde steigt ohne Ballast wieder auf.

Seit dem Sommer 1996 werden jedes Jahr zwei dieser profilierenden CTD-Systeme für ein Jahr in der zentralen Grönlandsee verankert. Vor 1999 traten jedoch verschiedene technische Probleme auf, die die vertikale Bewegung der Meßsonde verhinderten. In diesen Wintern entstanden Zeitreihen in einzelnen Tiefen, z. B. direkt unter der Steuereinheit. Zur Fortsetzung dieser Zeitreihen werden seit 1998 zusätzlich zu den profilierenden Meßgeräten kleinere CTD-Systeme, sogenannte Microcats (SBE 37) von Seabird Electronics, in der Steuereinheit am oberen Ende der Verankerung ausgebracht. Da die Microcats keine relative Geschwindigkeit zum Wasser besitzen, kommt es zu sehr geringen Durchflußgeschwindigkeiten der Leitfähigkeitszelle, was zu Ungenauigkeiten des berechneten Salzgehaltes führt. Eine Erhöhung der Durchflußgeschwindigkeit kann z. B. durch eine Pumpe, mechanisch oder elektrisch angetrieben, erreicht werden. Beide Versionen, mechanisch und elektrisch angetrieben, werden seit dem Sommer 2000 in der Grönlandsee getestet.

Im Winter 99/00 hat das Verankerungssystem erstmals über einen längeren Zeitraum die vertikale Wassermassenverteilung erfaßt. Auf  $3^{\circ} 20' W$  und  $75^{\circ} 05' N$  wurden zwischen Juli 1999 und Dezember 1999 63 Temperatur- und Salzgehaltsprofile gemessen. Durch technische Probleme bei der Weiterleitung der Fallgewichte endet die Zeitserie im Dezember 1999. Auf  $4^{\circ} 20' W$  und  $74^{\circ} 55' N$  wurden zwischen Juli 1999 und Juli 2000 156 Profile gemessen. Ab Ende April treten auch an dieser Verankerung technische Probleme bei der Weiterleitung der Fallgewichte auf, so daß nur alle vier Tage ein Profil vermessen wurde. Die größeren Profillücken in der Zeitserie zwischen dem 232. und dem 268. Tag sowie dem 318. und dem 354. Tag (siehe Abb. 5.31) werden durch erhöhte horizontale Strömungsgeschwindigkeiten verursacht. Das System wurde für die zentrale Grönlandsee entwickelt, in der generell geringe horizontale Strömungsgeschwindigkeiten auftreten. Die Druckaufzeichnungen der Microcats in der Steuereinheit (siehe Abb. 4.2) zeigen jedoch Druckunterschiede von bis zu 150 dbar, die durch eine horizontale Verlagerung und einem

daraus resultierenden Absinken des Top-Auftriebs durch erhöhte Anströmgeschwindigkeiten verursacht werden. Läßt die horizontale Strömung nach, richtet sich die Verankerung wieder auf und die Meßsonde beginnt erneut zu profilieren.

Allerdings driftet der Temperatursensor im westlichen Gerät und es treten dort Zählerprobleme im Seacat auf, so daß keine Salzgehalte aus den Messungen des westlichen Gerätes bestimmt werden können. Die vertikale Struktur der Temperaturverteilung wird jedoch korrekt wiedergegeben.

## 4.2 Eisfernerkundung

Eiskonzentrationen über einem Seegebiet lassen sich nur durch Satellitenaufnahmen flächendeckend bestimmen. Die in dieser Arbeit verwendeten Eiskonzentrationen wurden von *Toudal* (1999) veröffentlicht. Die Ausgangsdaten stammen in den Jahren 1978 bis 1987 von einem passiven Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) an Bord des NIMBUS-7 Satelliten, das die Intensität des horizontal und vertikal polarisierten Signals in fünf Wellenlängenbereichen mißt. Ab Mitte 1987 stammen die Bilder von einem Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) an Bord der Defence Meteorological Satellite Program (DMSP) Serie, der mit sieben Kanälen in vier Wellenlängen Bereichen mißt. Die verwendeten Mikrowellen-Radiometer überqueren die Grönlandsee täglich, und auch bei Wolkenbedeckung und in der Polarnacht sind die Eisbedingungen mit ihrer Hilfe abschätzbar.

Zur Berechnung der Eiskonzentration wurde von *Toudal* (1999) ein Algorithmus verwendet, in den die Signalstärken direkt einfließen. Der Vorläufer dieses Algorithmus, der nur einen Kanal verwendet, wurde schon von *Parkinson et al.* (1987) in der Arktis angewendet und von *Comiso* (1986) für zwei Kanäle erweitert. Die verwendeten Konzentrationen wurden aus den vertikal polarisierten Signalen bei 37 GHz und 19 GHz berechnet. Die aus diesen Kanälen berechneten Konzentrationen werden weniger von atmosphärischen Störungen beeinflusst, als dies bei der Verwendung des 37 GHz vertikal und des 37 GHz horizontal polarisierten Signals der Fall sein würde (*Pedersen*, 1991). Die Auflösung beträgt jedoch nur  $55 \times 55 \text{ km}^2$  (SMMR) bis Mitte 1987 und  $69 \times 43 \text{ km}^2$  (SSM/I) ab Mitte 1987.

Um die gemessenen Werte einer Eiskonzentration zuzuordnen, benötigt der Algorithmus die Signatur von offenem Wasser, sowie die von einjährigem und mehrjährigem Eis, die sich in Abhängigkeit von den aktuellen Wetterbedingungen verändern können. Diese Signaturen, die sogenannten *tie-points*, wurden von *Toudal* (1999) speziell für das betrachtete Gebiet bestimmt. Sie werden jedoch über die Zeit konstant gehalten, was zu etwas zu hohen Eiskonzentrationen (0%-5%) im Sommer führt, wenn die Atmosphäre mehr Wasserdampf beinhaltet als im Winter und mehr flüssiges Wasser in den Wolken enthalten ist.

Zudem gibt es Hinweise, daß der SSM/I nicht nur auf die Konzentration sondern auch auf die Dicke von dünnem, neugebildetem Eis reagiert (*Grenfell et al.*, 1992). Eine in den Satelliten Daten gering erscheinende Eiskonzentration kann in Wirklichkeit auch eine höhere Konzentration dünneren Eises bedeuten, was zu entsprechenden Fehlern insbesondere in der Zeit der Neueisbildung führen kann (*Sutton et al.*, 1997).

### 4.3 Meteorologische Parameter

Aufgrund der geringen Anzahl meteorologischer Beobachtungen im Bereich der Grönlandsee werden die Daten eines Wettervorhersagemodells für die Untersuchungen der atmosphärischen Bedingungen verwendet. Die verwendeten meteorologischen Daten vom europäischen Zentrum der mittelfristigen Wettervorhersage, dem European Center of Medium Weather Forecast (ECMWF) in Reading, England, liegen auf einem  $1.125^\circ \times 1.125^\circ$  Gitter alle sechs Stunden vor. Es werden Daten im Zeitraum von 1985 bis 2000 verwendet, d.h. aus einem Zeitraum, in dem das ECMWF-Vorhersagemodell umgestellt wurde. Um dennoch konsistente Zeitreihen zu erhalten, wurde der mit der alten Version des Modells gerechnete Zeitraum vom ECMWF nachbearbeitet, wodurch die sogenannten Reanalyse-daten entstanden sind. Obwohl die Reanalysedaten für diese Arbeit nicht zur Verfügung stehen, wurden im genannten Zeitraum im Untersuchungsgebiet keine Unstimmigkeiten in den Zeitreihen festgestellt.

In der vorliegenden Arbeit werden die Lufttemperatur und die Taupunkttemperatur in 2 m Höhe, der Luftdruck an der Meeresoberfläche und die beiden Komponenten der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe des ECMWF-Datensatzes verwendet. Aus diesen Parametern werden weitere Größen wie z. B. der Wärmefluß berechnet. Die zur Berechnung des Wärmeflusses zusätzlich benötigten Informationen über die Wolkenbedeckung und die Oberflächentemperaturen wurden Datensätzen des National Snow and Ice Data Center (NSIDC) an der University of Colorado in Boulder, USA, und des Integrated Global Ocean Services System (IGOSS) entnommen.

Der Wärmefluß wird nicht direkt aus dem ECMWF Datensatz entnommen, um zum einen die aktuell berechneten Oberflächentemperaturen zur Bestimmung des Wärmeflusses in den Modellsimulationen berücksichtigen zu können und um zum anderen den Einfluß der jeweils simulierten Eisbedeckung auf den Wärmefluß simulieren zu können. Für eine Untersuchung der Sensibilität des berechneten Wärmeflusses gegenüber den eingehenden Größen, werden am Ende des Abschnitts die verschiedenen in die Berechnung eingehenden Größen variiert. Eine Überprüfung der einzelnen Parameter Wind, Temperatur etc. an gemessenen Werten ist aufgrund der geringen Datendichte vor allem in den relevanten Wintermonaten nicht möglich. Erst eine längere Zeitreihe von Daten der in der zentralen Grönlandsee ausgesetzten MET-Bojen, die im Frühjahr 2002 im Rahmen des EU-Projekts CONVECTION ausgesetzt wurde, wird eine systematische Überprüfung ermöglichen. Eine ähnliche Überprüfung wird beispielsweise auch im Rahmen von WOCE angestrebt.

Es werden zudem keine Niederschlagsdaten verwendet, da der Süßwasserinhalt der Wassersäule im Untersuchungsgebiet durch die Advektion dominiert wird. So kann die von *Gorshkov* (1983) angegebene Niederschlagsmenge von etwa 500 mm im Jahr auf  $75^\circ$  N und  $2^\circ$  W den Salzgehalt der oberen 200 m um ein Zehntel reduzieren, was den beobachteten zwischenjährlichen Schwankungen im Salzgehalt in den oberen 200 m entspricht (Abb. 5.25). Allerdings wird ein ähnlich großes Volumen verdunstet wie abregnet, so daß Niederschlag (P) minus Verdunstung (E) etwa 100 mm/Jahr beträgt (*Gorshkov*, 1983). Die zwischenjährliche Variabilität des Niederschlags und der Verdunstung haben demnach vermutlich nur einen geringen Einfluß auf die Struktur der Wassersäule und damit auf die Wahrscheinlichkeit und das Ausmaß der Ventilation. So wird die zeitliche Variabilität des Niederschlags und der Verdunstung im folgenden nicht betrachtet und in den vorgestellten Modellsimulationen ein ausgeglichener Wasseraustausch mit der Atmosphäre ( $P - E = 0$ )

angenommen. Als Nebeneffekt wird durch die Vernachlässigung des Niederschlags z. B. dessen Auswirkung auf die Eisbildung nicht simuliert. Dies ist allerdings auch ein sehr wenig untersuchter Prozeß, der in numerischen Modellen nur dann zum Tragen kommen kann, wenn minimale Deckschichttiefen in der Größenordnung von Centimetern möglich sind.

Testläufe mit dem in dieser Arbeit verwendeten Modell mit einem Süßwassereintrag von 100 mm bis 200 mm in die Deckschicht zu Beginn der Simulation haben gezeigt, daß die Ventilationstätigkeit durch das zusätzliche Süßwasser nur wenig beeinflusst wird. Die Ventilationstiefen werden 5 bis 15 % geringer, insbesondere in den Wintern, vor denen bereits die Sommermessungen eine ausgeprägte salzarme Deckschicht zeigen. Der Ablauf der Ventilation ändert sich in den einzelnen Jahren jedoch nicht. In den Wintern, in denen auch im Basisexperiment Eis gebildet wird (96/97\* und 97/98\*), nehmen die simulierten Eisdicken um 10 bis 20 cm zu. Die maximalen Eiskonzentrationen nehmen in diesen zwei Wintern 20 bis 40 % zu, so daß die Eiskonzentration zeitweise 80 % erreicht. In den Wintern, in denen im Basisexperiment kein Eis gebildet wurde, findet trotz des zusätzlichen Süßwassereintrags weiterhin keine Eisbildung statt.

#### 4.3.1 Winddurchmischung

Der Wind beeinflusst die vertikale Verteilung der Wassermassen durch die windgetriebene Turbulenz, die den oberflächennahen Bereich der Wassersäule durchmischt. Die durch den Wind verursachte Vermischung der Wassersäule führt zu einer Änderung der potentiellen Energie der Wassersäule ( $\frac{dV}{dt}$ ), die in Abhängigkeit vom *drag coefficient* ( $C_D = 6.4 \times 10^{-5}$ ) und der Vermischungseffektivität ( $\delta = 0.023$ ) in der Form  $\frac{dV}{dt} = \delta C_D \rho_a |\vec{W}|^3$  berechnet werden kann (Simpson et al., 1978; Simpson und Bowers, 1981). Dabei ist  $\rho_a$  die Dichte der Luft und  $|\vec{W}|$  der Betrag der Windgeschwindigkeit.

#### 4.3.2 Wolkenbedeckung

Zur Berechnung des Wärmeflusses sind Informationen über die Wolkenbedeckung notwendig, da diese die Durchlässigkeit der Atmosphäre gegenüber Strahlung beeinflusst. Die großskalige Beobachtung der Wolkenbedeckung ist nur durch den Einsatz von Satelliten möglich. Die vom National Snow and Ice Data Center (NISDC) zur Verfügung gestellten Satellitendaten wurden von verschiedenen NOA Satelliten aus mit dem TIROS-N Operational Vertical Sounder (TOVS) gemessen. Der Datensatz beinhaltet neben der Wolkenbedeckung verschiedene weitere Parameter, wie z. B. die Temperatur und den Wasserdampfgehalt, in bis zu zehn Höhengniveaus. Dabei wird das gesamte Gebiet nördlich von 60° N vermessen. Aus den gewonnenen Daten werden vom NSIDC tägliche Werte mit einer Auflösung von etwa 100 km berechnet. Die täglichen Werte liegen zum Zeitpunkt der Erstellung dieser Arbeit von Mitte 1979 bis Ende 1996 vor. Die Genauigkeit der Wolkenbedeckung wird in der Datenbeschreibung mit 20% angegeben.

#### 4.3.3 Relative Feuchte

Die relative Feuchte ( $r$ ), die als Verhältnis des aktuell herrschenden Dampfdruckes ( $E(T_a)$ ) zum Sättigungsdampfdruck bei der aktuellen Temperatur ( $E_S(T_a)$ ) definiert ist, geht in die Berechnung des latenten Wärmeflusses ein. Sie ist im verwendeten ECMWF-Datensatz

nicht direkt angegeben und muß aus der Taupunkttemperatur ( $T_d$ ) berechnet werden. Da der herrschende Dampfdruck eines Luftpaketes gleich dem Sättigungsdampfdruck desselben Luftpaketes an der Taupunkttemperatur ist ( $E(T_a) = E_S(T_d)$ ), kann die relative Feuchte, die gewöhnlich in Prozent angegeben wird, wie folgt berechnet werden:

$$r = 100 \frac{E_S(T_d)}{E_S(T_a)} = 100 \left( \frac{10^{\left(9.4051 - \frac{2353.0}{T_d}\right)}}{10^{\left(9.4051 - \frac{2353.0}{T_a}\right)}} \right) = 100 \times 10^{\left(-\frac{2353.0}{T_d} + \frac{2353.0}{T_a}\right)} \quad (4.1)$$

#### 4.3.4 Wasseroberflächentemperatur

Die zur Berechnung des Wärmeflusses benötigten Oberflächentemperaturen wurden dem Products Bulletin des Integrated Global Ocean Services System (IGOSS) entnommen (<http://ioc.unesco.org/igossweb/igoshome.htm>). Die monatlichen Oberflächentemperaturen (siehe Abb. B.17) werden aus Schiffs-, Bojen- und Satellitendaten gewonnen und werden mit der *optimalen Interpolationsmethode* (Reynolds und Smith, 1994) auf ein  $1^\circ \times 1^\circ$  Gitter interpoliert. Die Daten stehen ab November 1981 bis zum aktuellen Datum im Internet zur Verfügung.

#### 4.3.5 Wärmefluß

Der Wärmehaushalt des Ozeans wird im wesentlichen durch den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre bestimmt. Der Wärmefluß durch die Meeresoberfläche, der diesen Austausch verursacht, setzt sich aus den Strahlungsflüssen und den turbulenten Wärmeflüssen zusammen. Man unterscheidet insgesamt vier Komponenten: Die langwellige ( $Q_B$ ) und kurzwellige Strahlung ( $H_S$ ) sowie den latenten ( $Q_E$ ) und sensiblen Wärmefluß ( $Q_H$ ).

$$Q = H_S - Q_B - Q_E - Q_H. \quad (4.2)$$

Da Messungen des Gesamtwärmeflusses oder der einzelnen Komponenten nur in Ausnahmefällen vorhanden sind, muß der Wärmefluß in Abhängigkeit von meteorologischen Größen parametrisiert werden, die bei meteorologischen Standardbeobachtungen erfaßt werden. (Die verwendeten Gleichungen zur Berechnung der verschiedenen Komponenten werden im Anhang A beschrieben.) Für die vorliegende Arbeit ist die Stationsdichte der Wetterstationen, die Standardbeobachtungen durchführen, jedoch ungenügend. Sie liegen zudem im Bereich des Festlandes (Grönland, Norwegen) oder auf den Inseln im Randbereich des Untersuchungsgebietes (Svalbard, Jan Mayen, Bäreninsel), so daß die Werte nicht repräsentativ für die Beobachtungen auf See sind. Deshalb werden für die benötigten Standardgrößen im Untersuchungsgebiet zum Teil Modelldaten und zum Teil klimatologische Werte verwendet. Lufttemperatur, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und relative Feuchte werden den ECMWF-Analysedaten entnommen. Die Oberflächentemperatur wird den IGOS-Daten entnommen, während für die Wolkenbedeckung und die Albedo des Ozeans folgende Annahmen gemacht werden:

**WOLKENBEDECKUNG:** Da die Satellitendaten nur einen Teil des betrachteten Zeitraums abdecken, wird ein mittlerer Wert für die Wolkenbedeckung verwendet. In Abb.



Tabelle 4.3: Der Einfluß veränderter meteorologischer Parameter auf den berechneten Wärmefluß.

Parameter	Standard	Wolken		Rel. Feuchte		Lufttemp.		Wind	
Wolkenbedeckung	7/8	8/8	6/8						
relative Feuchte	0.9			0.8	1.0				
Lufttemperatur	+/- 0.°C					+2°C	-2°C		
Wind	100 %							125 %	75 %
$\Delta$ Strahlung/ $Wm^{-2}$	0	+10	-10	-10	+10	+50	-50	-10	+10

4.3 sind sowohl die täglichen Werte der Wolkenbedeckung als auch das monatlich und das jährlich gleitende Mittel an vier Positionen entlang 75° N dargestellt. Die Wolkenbedeckung entlang 75° N nimmt nach Osten hin zu, und auf 3.3° E liegen alle Jahresmittelwerte im betrachteten Zeitraum über 90 %. Auch die Monatsmittelwerte sinken selten unter 90 %, obwohl die Tageswerte zeigen, daß es im betrachteten Zeitraum immer wieder Tage mit einer geringen Wolkenbedeckung gibt. Das Fehlen von vollständig wolkenlosen Tagen wird vermutlich durch den langen Zeitraum (24 Stunden) und durch die große Fläche ( $100 \times 100 \text{ km}^2$ ), über die pro Wert gemittelt wird, verursacht.

Obwohl die Wolkenbedeckung nach Westen langsam abnimmt, ist der Jahresmittelwert auch auf 0° im wesentlichen größer als 90 %. Nur in der zweiten Hälfte der achtziger Jahre sind die Jahresmittelwerte geringer und weisen Werte zwischen 85 % und 90 % auf. Gleichzeitig tritt eine verstärkte Variabilität der Monatsmittelwerte mit einer Periodizität von etwa einem Jahr auf. Ein ähnlicher Verlauf mit einer insgesamt niedrigeren Wolkenbedeckung und höherer Variabilität ist auch auf 3° W zu erkennen. Die Zunahme der Variabilität über der westlichen Grönlandsee wird vermutlich durch den starken Kontrast der meteorologischen Bedingungen über Grönland und über dem offenen Wasser verursacht. Über Grönland befindet sich im allgemeinen ein wolkenloser oder ein gering bewölkter Himmel. Auffällig ist, daß im Westen auch die Variabilität der Jahresmittel zunimmt. Die zweite Hälfte der achtziger Jahre ist dort nicht der einzige Zeitraum mit niedriger Wolkenbedeckung.

Zur Berechnung des Wärmeflusses wird die Wolkenbedeckung in Achteln benötigt. Aufgrund der gezeigten Daten wird für die Grönlandsee entlang 75° N ein fester Wert von 7/8, also 87.5 %, gewählt. Dieser Wert ist östlich von 3° W geringer und westlich von 3° W größer als der Mittelwert der Satellitendaten. Der Wert liegt auch etwas über dem Jahresmittelwert auf der Insel Jan Mayen, der von *Hovmöller* (1947) mit 82 % angegeben wird, entspricht aber der eher hohen Wolkenbedeckung der neunziger Jahre.

ALBEDO: Die Albedo der Meeresoberfläche ist eine Funktion der Sonnenhöhe und des Durchlaßvermögens der Atmosphäre und variiert zwischen 0.5 bei niedrigem ( $< 10^\circ$ ) und 0.03 bei hohem ( $> 50^\circ$ ) Sonnenstand (*Dietrich et al.*, 1975). Bei ausschließlich diffuser Einstrahlung kann jedoch ein konstanter Wert von 0.06 für die Albedo des Ozeans ange-

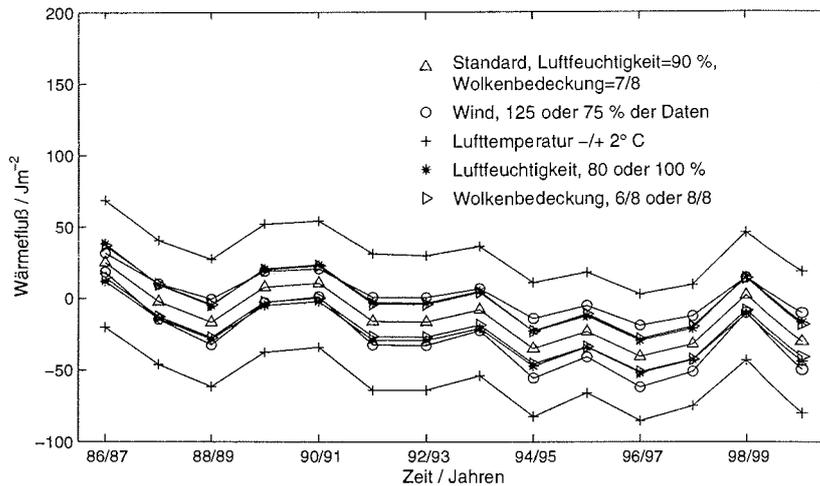


Abbildung 4.4: Winterzentrierter Jahresmittelwert des Wärmeflusses ( $\Delta$ ) und dessen Variationen.

nommen werden (z. B. *Burt*, 1953). Da die starke Wolkenbedeckung über der Grönlandsee einen hohen Anteil diffuser Strahlung erwarten läßt, wird trotz des häufig niedrigen Sonnenstandes ein konstanter Wert von 0.1 verwendet. Die deutlich größere Albedo über Meereis wird bei der Berechnung des Wärmeflusses nicht berücksichtigt, da aufgrund der großen Unsicherheiten über die wahre Eisgrenze die Bedingungen über offenem Wasser betrachtet werden.

Ungenauigkeiten in den verwendeten meteorologischen Parametern führen zu Fehlern in den berechneten Wärmeflüssen. In Tabelle 4.3 ist der Einfluß eines systematischen Fehlers in einer der Größen, eine Über- oder Unterschätzung der Wolkenbedeckung um ein Achtel, eine Über- oder Unterschätzung der relativen Feuchte um 10 %, der Lufttemperatur um  $2^\circ\text{C}$  und des Windes um 25 %, dargestellt. Höhere Lufttemperaturen, eine größere Wolkenbedeckung, eine größere Luftfeuchtigkeit oder geringere Windgeschwindigkeiten führen zu geringeren Wärmeverlusten des Ozeans. Insbesondere haben die Änderungen der Lufttemperatur einen großen Einfluß auf den berechneten Wärmefuß. Obwohl die wahren Fehler in den einzelnen Komponenten im Mittel deutlich niedriger sein sollten als die angenommenen, sind generell Abweichungen des berechneten Wärmeflusses vom wahren Wert von mindestens  $10\text{ Wm}^{-2}$  zu erwarten, so daß die Unterschiede der jährlichen Wärmeverluste nicht viel größer sind, als die Unsicherheiten (siehe Abb. 4.4).

## Kapitel 5

# Datenmaterial

In diesem Kapitel werden zunächst die atmosphärischen, kryosphärischen und hydrographischen Verhältnisse im Hinblick auf mögliche Ursachen für Ventilationsereignisse dargestellt. Es wird z. B. in Wintern mit hohem Wärmefluß oder aber mit starken Windereignissen ein verstärkter Eintrag von oberflächennahem Wasser erwartet. Zur Überprüfung dieser Thesen ist ein Vergleich der die Ventilation beeinflussenden Faktoren mit den tatsächlich erreichten Ventilationstiefen notwendig. Anhand einer ersten Abschätzung der Ventilationstiefe aufgrund der hydrographischen Beobachtungen und herkömmlicher Identifikationsmethoden wird die Schwierigkeit bei der Validierung der Ventilationskonzepte aufgezeigt. Diese liefern die Motivation für eine genauere Betrachtung der Wechselwirkungen zwischen Antrieb und Wassersäule und für die Entwicklung einer systematischen Bestimmungsmethode der Ventilationstätigkeit.

Zu den Abbildungen in diesem Kapitel sei noch bemerkt, daß sie meist den Zeitraum vom 1. Juli bis zum 30. Juni des folgenden Jahres zeigen, da in dieser Arbeit hauptsächlich die Veränderungen der Wassersäule von Sommer zu Sommer untersucht werden. Jahresmittel werden ebenfalls über diesen Zeitraum, also winterzentriert, berechnet.

### 5.1 Meteorologie

Die Beschreibung der atmosphärischen Bedingungen, die durch Impuls- und Wärmeflüsse auf die Wassersäule übertragen werden, beruht im wesentlichen auf den ECMWF-Daten (siehe Abschnitt 4.3) zwischen  $74^{\circ}$  N und  $76^{\circ}$  N und zwischen  $8^{\circ}$  W und  $4^{\circ}$  E in den Jahren 1986 bis 2000. Es wird ein ausgeglichener Süßwasserfluß zwischen der Wassersäule und der Atmosphäre angenommen (siehe Abschnitt 4.3).

#### 5.1.1 Winddurchmischung

Durch den Einfluß des Windes entsteht Turbulenz, die auch in einer zunächst stabil geschichteten Wassersäule die Wasserpakete räumlich neu verteilen kann, so daß dichtere

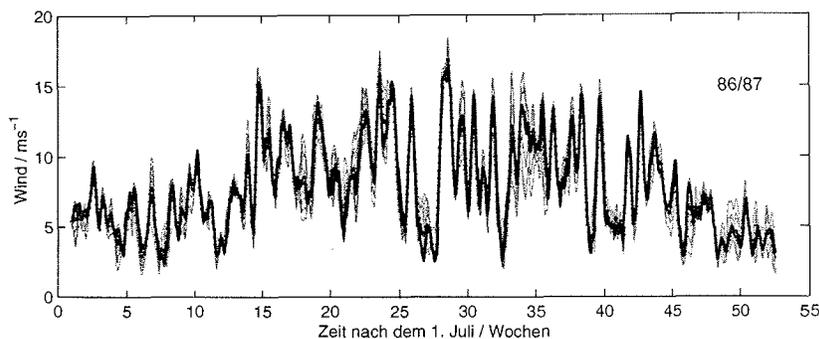


Abbildung 5.1: Betrag der Windgeschwindigkeit über der Grönlandsee im Winter 86/87 über drei Tage gemittelt, von  $74^\circ$  N bis  $76^\circ$  N und von  $8^\circ$  W bis  $4^\circ$  E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von  $75^\circ$  N und  $2^\circ$  W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist; weitere Winter siehe Anhang B.1.

Wasserpakete näher an die Oberfläche und weniger dichte Wasserpakete weiter in die Tiefe gelangen. Das Dichteprofil wird homogenisiert, die Stabilität der Wassersäule verringert und ihre potentielle Energie erhöht. Das Ausmaß der Vermischung kann anhand der hierfür benötigten und der durch den Wind in die Wassersäule eingetragenen Energie abgeschätzt werden.

Der Betrag der Windgeschwindigkeit ist über der Grönlandsee zeitlich sehr variabel (Abb. 5.1 und weitere Abb. im Anhang B.1). Längerfristige Schwankungen der Windgeschwindigkeit, z. B. noch im gleitenden Mittel über drei Tage erkennbare Schwankungen, treten über weite Bereiche der Grönlandsee gleichzeitig auf, wenn auch mit regional unterschiedlichen Amplituden. Der Betrag der Windgeschwindigkeit im Zentrum, auf  $75^\circ$  N und  $2^\circ$  W, entspricht etwa dem regionalen Mittelwert des betrachteten Gebietes. Der mittlere Betrag der Windgeschwindigkeit beträgt im Sommer etwa  $5$  m/s und im Winter etwa  $10$  m/s. Da die durch den Wind in die Wassersäule eingetragene Energie proportional zur dritten Potenz der Windgeschwindigkeit ist, weist diese ein sehr starkes saisonales Signal auf (nicht abgebildet). Während im Sommer, etwa von Mai bis September, nur geringe Energiemengen in die Wassersäule eingetragen werden, findet der wesentliche Energieeintrag zwischen Oktober und März statt. Der über ein Jahr integrierte Energieeintrag ist an den verschiedenen Positionen oder gemittelt über das betrachtete Gebiet in jedem Winter sehr ähnlich (Abb. 5.2). Die winterzentrierten Werte betragen im betrachteten Zeitraum zwischen  $4 \times 10^4$  J/m<sup>2</sup> und  $6 \times 10^4$  J/m<sup>2</sup>, wobei die extremen Werte verstärkt am Ende der Zeitreihe, in der zweiten Hälfte der neunziger Jahre, auftreten.

Wird durch den Wind genügend Energie in die Wassersäule eingetragen, um eine durchmischte Schicht zu erzeugen, wird die Tiefe dieser Schicht nicht nur durch die mittlere, sondern auch durch die maximale Windgeschwindigkeit beeinflusst. Betrachtet man die An-

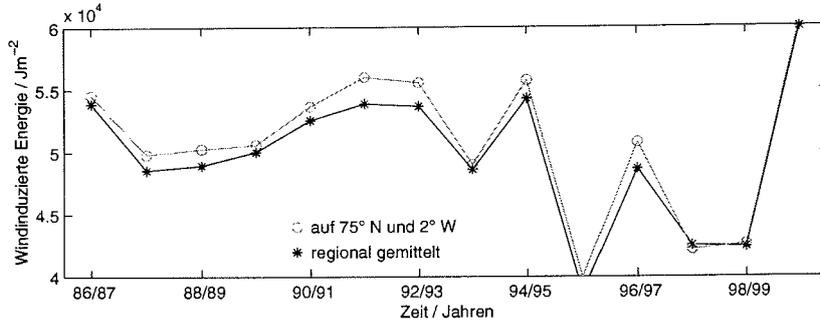


Abbildung 5.2: Über den Winter integrierte Energie, die durch den Wind in die Grönlandsee eingetragen wird; gemittelt über das Gebiet von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E sowie auf 75° N und 2° W.

zahl der in den sechsstündigen Daten erfaßten Starkwindereignisse in dem Gebiet zwischen 74° N und 76° N sowie 8° W und 4° E (Abb. 5.3 und 5.4), so zeigt sich, daß insbesondere im Winter 90/91 häufig Windgeschwindigkeiten von 25 m/s auftreten, gefolgt von den Wintern 87/88 und 97/98. In anderen Wintern, im Winter 93/94, 94/95, 95/96, 98/99 oder im Winter 99/00, treten solche Windgeschwindigkeiten nicht auf.

Die Anzahl der Starkwindereignisse korreliert nicht mit der durch den Wind eingebrachten Energiemenge. Lediglich im Winter 95/96 und 98/99 fällt eine geringe Anzahl Starkwindereignisse mit einer geringen Menge durch den Wind eingetragener Energie zusammen. Im Winter 97/98 fällt eine große Anzahl Starkwindereignisse mit einer geringen Menge eingetragener Energie zusammen, während im Winter 99/00 eine große Menge winderzeugter Energie trotz fehlender Starkwindereignisse zur Verfügung steht.

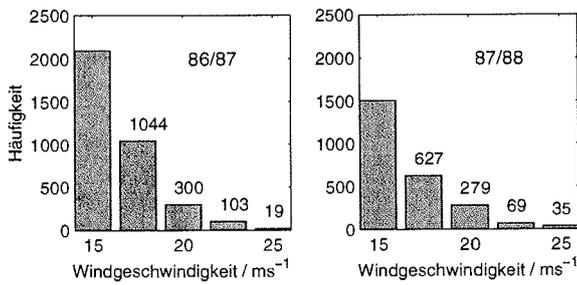


Abbildung 5.3: Häufigkeit der Starkwindereignisse in den sechsstündigen Daten über der Grönlandsee in den Wintern 86/87 und 87/88, Fortführung in Abb. 5.4.

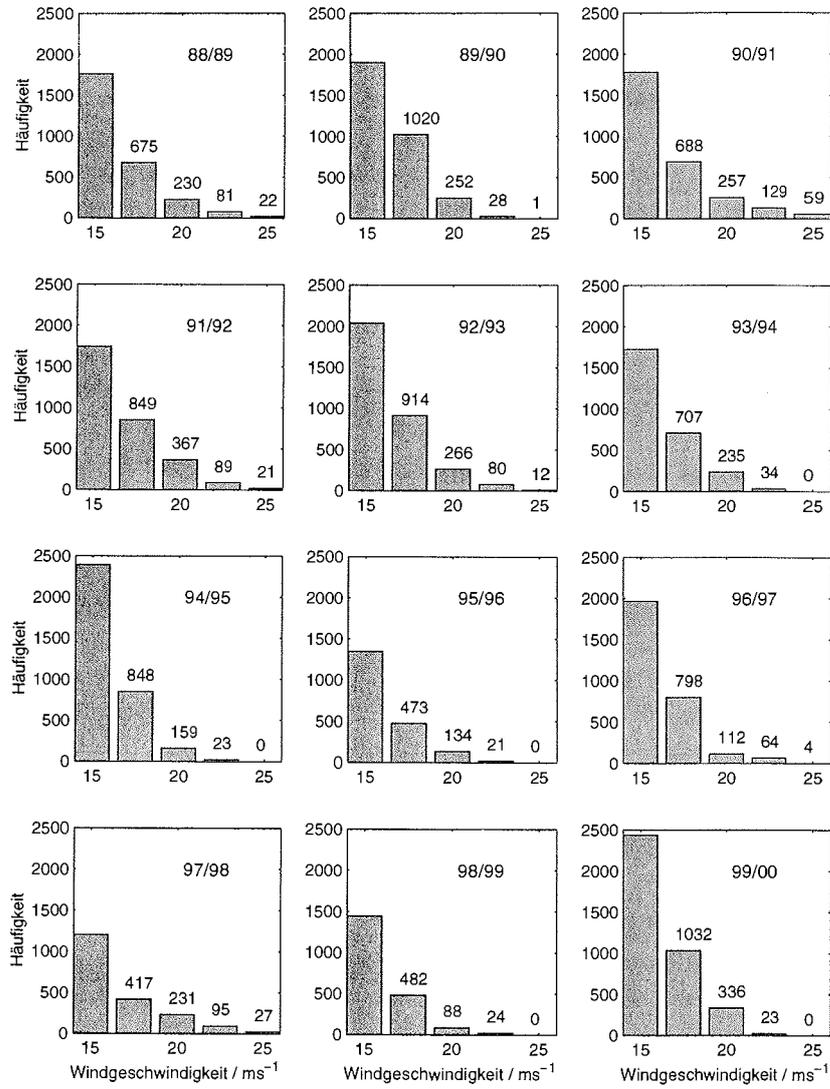


Abbildung 5.4: Häufigkeit der Starkwindereignisse über der Grönlandsee in den Wintern 88/89 bis 99/00.

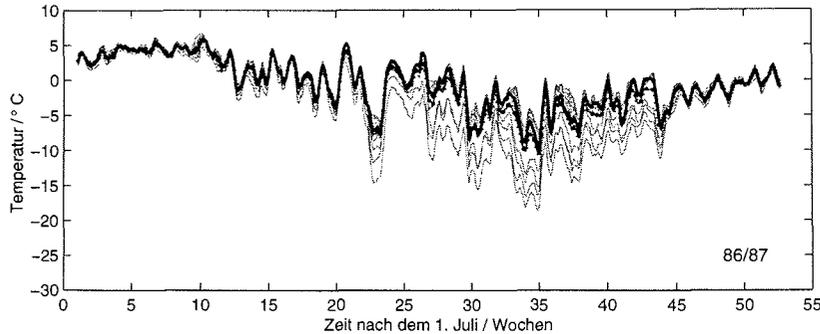


Abbildung 5.5: Lufttemperatur über der Grönlandsee im Winter 86/87 über drei Tage gleitend gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist; weitere Winter siehe Anhang B.2.

### 5.1.2 Lufttemperatur

Die Lufttemperatur soll z. B. in Form eines *surface cooling index* (Summe der Monatsmittelwerte  $T_n$  unter  $-1^\circ\text{C}$ ,  $\sum_n |T_n + 1^\circ\text{C}|$ ) ein Maß für die Wahrscheinlichkeit eines Ventilationsereignisses bzw. dessen Stärke sein (Aagaard, 1968).

Die über drei Tage gleitend gemittelten Lufttemperaturen über der zentralen Grönlandsee (Abb. 5.5 und weitere Abb. im Anhang B.2) zeigen den schon in Abschnitt 2.2 beschriebenen Ost-West Gradienten, mit höheren Werten im Osten und niedrigeren Werten im Westen der Grönlandsee. Der zonale Temperaturgradient ist im Winter ausgeprägter als im Sommer und in vielen Wintern im Westen, im Bereich der kalten Temperaturen, größer als im Osten. Während die Amplituden der in der gesamten Grönlandsee nahezu zeitgleich auftretenden Temperaturschwankungen im Sommer im gesamten Gebiet sehr ähnlich sind, weisen sie im Winter zum Teil große regionale Unterschiede auf.

Die Werte auf 75° N und 2° W verlaufen sehr ähnlich wie das regionale Mittel im Gebiet 74° N bis 76° N und 8° W bis 4° E (siehe Abb. 5.5 und weitere Abb. im Anhang B.2). Die winterzentrierten Jahresmittel sind in den neunziger Jahren jedoch auf 75° N und 2° W etwa ein halbes Grad niedriger als der regionale Durchschnitt (Abb. 5.6). Dennoch ist der Verlauf beider Kurven sehr ähnlich. Ein winterzentriertes Jahresmittel der Lufttemperatur von  $-1^\circ\text{C}$  kennzeichnet im betrachteten Zeitraum einen sehr warmen Winter, während ein Jahresmittelwert von  $-4^\circ\text{C}$  einen sehr kalten Winter kennzeichnet. Zu Beginn der Zeitreihe folgen also dem warmen Winter 86/87 zwei durchschnittliche bis kalte Winter (87/88 und 88/89). Anfang der neunziger Jahre (89/90 bis 93/94) folgen fünf recht warme Winter mit Jahresmittelwerten von  $-1^\circ\text{C}$  bis  $-2^\circ\text{C}$ , bevor Mitte der neunziger Jahre die Temperatur fällt, und sich vier relativ kalte Winter (94/95 bis 97/98) mit Jahresmittelwerten von  $-2.5^\circ\text{C}$  bis  $-4^\circ\text{C}$  anschließen. Am Ende der Zeitreihe folgen zwei wärmere Winter (98/99 und 99/00) mit  $-1^\circ\text{C}$  bis  $-2^\circ\text{C}$  als Jahresmittelwert der Lufttemperatur. Die Betrachtung des *surface cooling index* (Abb. 5.7) führt zu einer ähnlichen Einteilung der Winter.

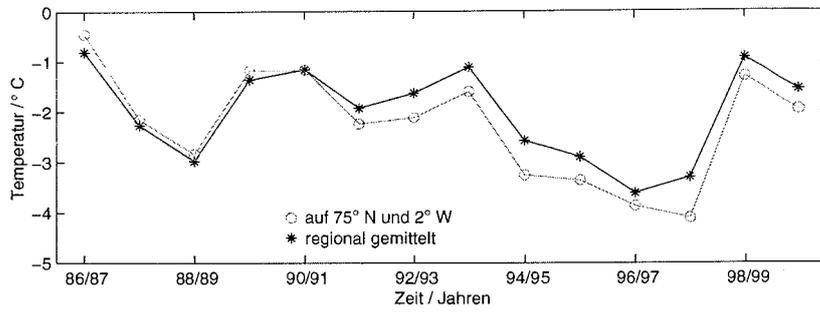


Abbildung 5.6: Winterzentrierte Jahresmittelwerte der Lufttemperatur über der Grönlandsee, auf 75° N und 2° W sowie über das Gebiet von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E gemittelt.

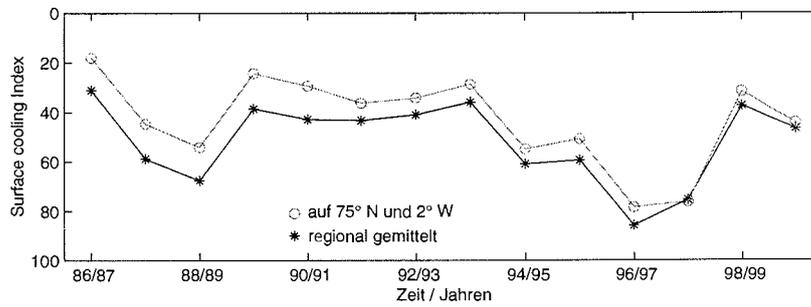


Abbildung 5.7: Surface cooling index (Aagaard, 1968) der Grönlandsee, auf 75° N und 2° W sowie über das Gebiet von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E gemittelt.

### 5.1.3 Wärmefluß

Der Wärmefluß, der die Stabilität der Wassersäule je nach Vorzeichen erhöhen oder verringern kann, wird sowohl von der Lufttemperatur als auch vom Wind beeinflusst und weist so ein deutliches saisonales Signal auf. Dominiert durch die kurzwellige Einstrahlung gewinnt die Grönlandsee um  $200 \text{ W/m}^2$  im Sommer (siehe Abb. 5.8 und weitere Abb. im Anhang B.3). Im Winter schwankt der Wärmeverlust der Grönlandsee stark und wird im wesentlichen von der Temperatur der Atmosphäre bestimmt. Wie der Wind und die Temperatur zeigt auch der Wärmefluß einen Ost-West Gradienten, und der Wert auf  $75^\circ \text{ N}$  und  $2^\circ \text{ W}$  entspricht etwa dem regionalen Mittelwert.

In Abbildung 5.9 ist das von Juli bis Juni des folgenden Jahres gemittelte regionale Mittel und der zeitlich gemittelte Wärmefluß auf  $75^\circ \text{ N}$  und  $2^\circ \text{ W}$  dargestellt. Auffällig ist der Wärmegewinn der Grönlandsee am Anfang der Zeitreihe, sowohl auf  $75^\circ \text{ N}$  und  $2^\circ \text{ W}$  als auch im regionalen Mittel.

Die Zeit zwischen dem Sommer 1994 und dem Sommer 2000, die in dieser Arbeit hauptsächlich betrachtet wird, ist eine Phase mit relativ großen Wärmeverlusten. Die mit der Zeit steigenden Wärmeverluste werden im wesentlichen durch die Kombination von steigenden Oberflächentemperaturen (siehe Abb. B.16) mit sinkenden Lufttemperaturen (siehe Abb. 5.6) verursacht. Im Winter 99/00 hat jedoch auch der Wind einen großen Einfluß auf den Wärmefluß.

## 5.2 Eiskonzentrationen

Das Eis beeinflusst die Stabilität der Wassersäule durch zwei unterschiedliche Effekte. Zum einen behindert eine Eisdecke den Wärmefluß zwischen Ozean und Atmosphäre und zum anderen ist die Eisbildung immer mit einem Süßwasserfluß an der Oberfläche verbunden. Da die Wärmeleitfähigkeit des Eises durch dessen genaue Struktur und der Süßwasserfluß durch die Menge des neu gebildeten Eises bestimmt wird, kann die üblicherweise gemeldete Eiskonzentration nur Hinweise auf die Beeinflussung der Wassersäule liefern. Gleichzeitig beeinflussen auch die Prozesse in der Wassersäule die Eisbedeckung, so daß Änderungen der Eiskonzentration auch Hinweise auf die Prozesse in der Wassersäule sein können.

Die Eiskonzentration ist in der zentralen Grönlandsee, insbesondere in der nördlich der Is Odden gelegenen Nordbukta, sehr variabel (siehe Abb. 5.10). Auffällig ist die hohe Eisbedeckung in der 2. Hälfte der achtziger Jahre. Anfang der neunziger Jahre ist die Eisbedeckung in der Grönlandsee sehr gering, nimmt aber in der zweiten Hälfte der neunziger Jahre zunächst zu und am Ende der neunziger Jahre wieder ab.

Neben dem Ausmaß der Eisbedeckung ist auch der Zeitpunkt der maximalen Ausdehnung in den verschiedenen Konzepten zur Ventilation wesentlich. Die Beobachtungen im Winter 88/89 (*GSP Group*, 1990) zeigten z. B., daß eine frühe Eisbedeckung mit anschließenden Zeiträumen mit einer geringen Bedeckung ein typischer Verlauf der Eiskonzentration während der Ventilation sein könnte. Ein ähnlicher Verlauf der Eiskonzentration wurde auch im Winter 96/97 beobachtet. In beiden Wintern ist die Grönlandsee bis Mitte November weitestgehend eisfrei. Mitte bzw. Ende November nimmt die Eisbedeckung deutlich zu und erreicht Mitte bzw. Ende Dezember ein Ausmaß von mehr als  $250000 \text{ km}^2$ . Danach

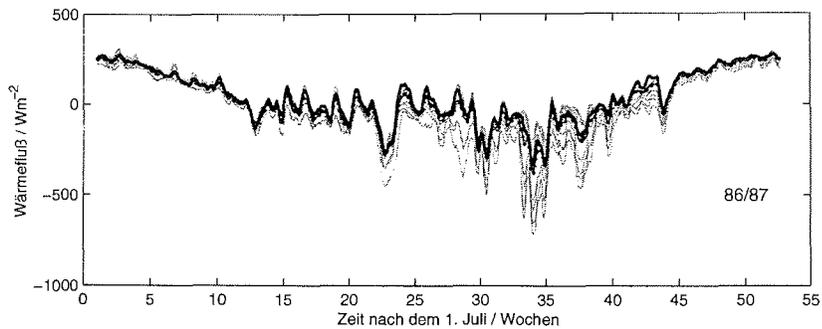


Abbildung 5.8: Wärmefluß in die Grönlandsee im Winter 86/87 bei offenem Wasser über drei Tage gleitend gemittelt, von  $74^{\circ}$  N bis  $76^{\circ}$  N und von  $8^{\circ}$  W bis  $4^{\circ}$  E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von  $75^{\circ}$  N und  $2^{\circ}$  W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist; weitere Winter siehe Anhang B.3.

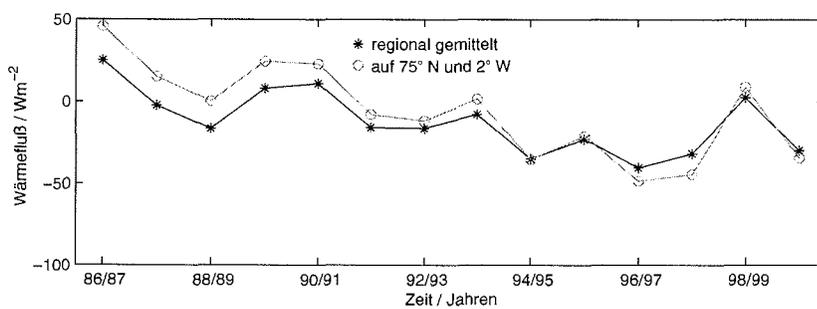


Abbildung 5.9: Winterzentrierter Jahresmittelwert des Wärmeflusses bei offenem Wasser auf  $75^{\circ}$  N und  $2^{\circ}$  W sowie über das Gebiet von  $74^{\circ}$  N bis  $76^{\circ}$  N und von  $8^{\circ}$  W bis  $4^{\circ}$  E gemittelt.

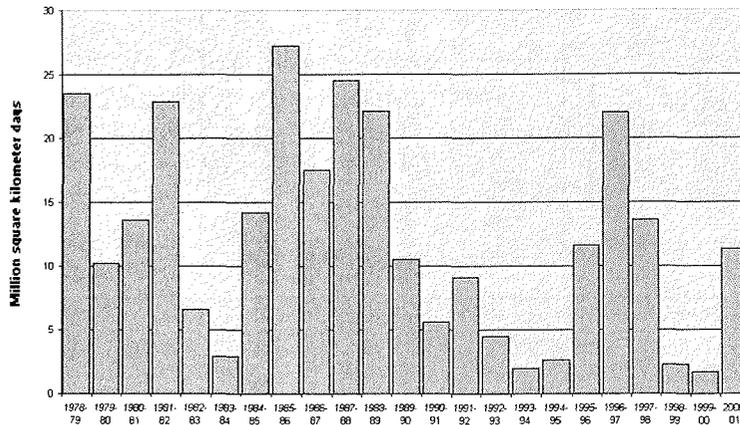


Abbildung 5.10: Über den Winter integrierte Eisbedeckung der zentralen Grönlandsee in einer Box mit den Eckpunkten 70° N 21° W, 78° N 1° W, 74° N 12° E und 68° N 8° W (L. Toudal, pers. Mitteilung 2001).

nimmt sie langsam ab und erreicht Ende Februar kurzzeitig eine Bedeckung von nur ca. 50000 km<sup>2</sup>. Im weiteren Verlauf der Winter gibt es noch zwei bis drei kurze Zeiträume, in denen mehr als 150000 km<sup>2</sup> von Eis bedeckt sind. Ab Mitte April sind kaum noch 50000 km<sup>2</sup> der zentralen Grönlandsee von Eis bedeckt.

Einen ähnlichen zeitlichen Verlauf der Eisbedeckung findet man in den Wintern 78/79, 81/82, 87/88 (ein Zeitraum mit einer Datenlücke von Anfang Dezember bis Mitte Januar), 89/90 mit einer geringeren Amplitude und 97/98. Die Winter 79/80, 84/85, 85/86, 86/87 und 95/96 weisen eine hohe Eisbedeckung auf, die ihr Maximum jedoch erst im Frühjahr, im März oder später, erreicht. Die in diesen Jahren gemessene maximale Eisbedeckung ist mit den maximalen Werten der Jahre 88/89 und 96/97 vergleichbar, der Zeitpunkt ihres Auftretens ist aber sehr verschieden. Die Winter 80/81, 82/83, 90/91 bis 92/93 und 00/01 weisen durchgängig eine geringe bis mittlere Eisbedeckung auf. Die Winter 83/84, 93/94, 94/95, 98/99 und 99/00 weisen eine sehr geringe Eisbedeckung auf.

### 5.3 Hydrographische Entwicklung 1994 bis 2000

Jedes Ventilationsereignis wird neben der Atmosphäre auch durch die Schichtung der Wassersäule beeinflusst. Hohe Temperaturen an der Wasseroberfläche führen zu hohen Wärmeverlusten, während starke Dichtegradienten das Absinken von oberflächennahem Wasser und die Vermischung durch den Wind behindern können. Gleichzeitig geben die hydrographischen Profile Aufschluß über die vorangegangene Ventilation.

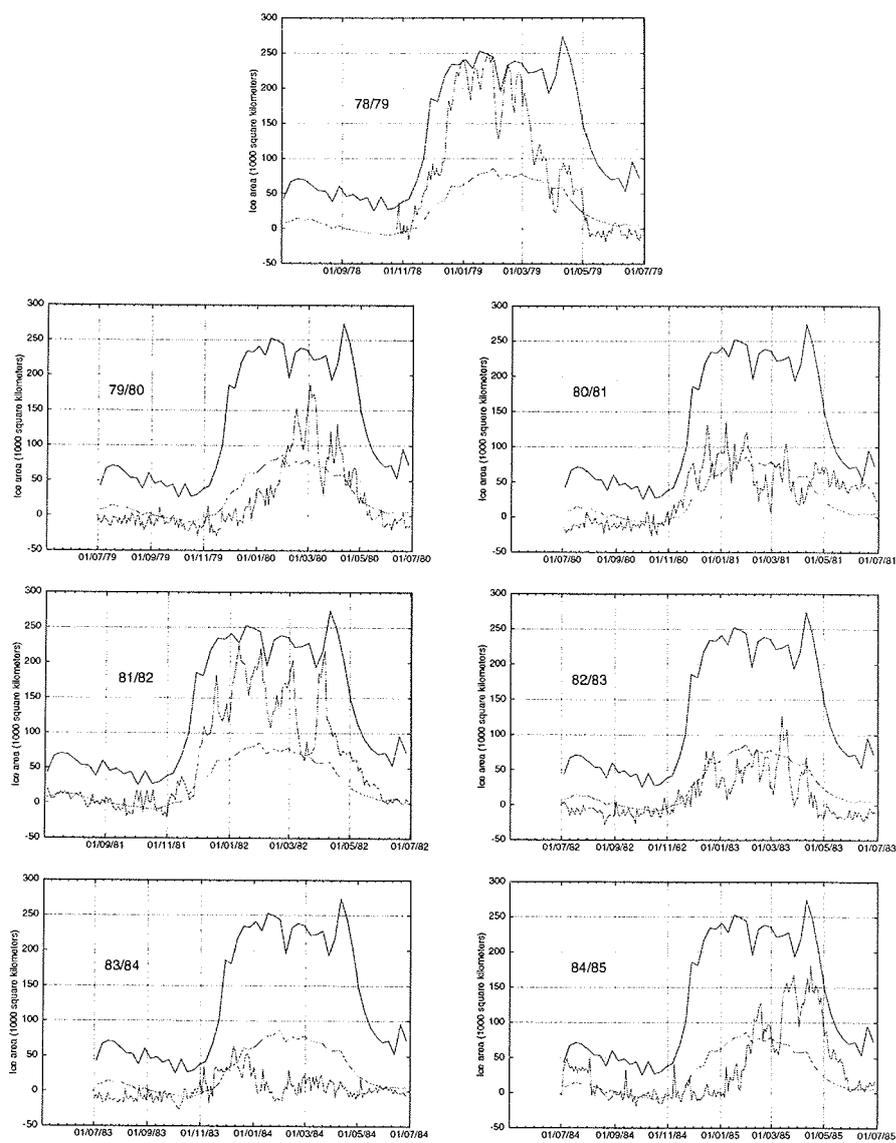


Abbildung 5.11: Eisbedeckung der zentralen Grönlandsee in den Wintern 78/79 bis 84/85 in 1000 km<sup>2</sup> (rot) zusammen mit der maximalen (blau) und der mittleren (magenta) Eisbedeckung (Aktualisierung der Abb. in Toudal (1999), pers. Mitteilung Toudal, 2001).

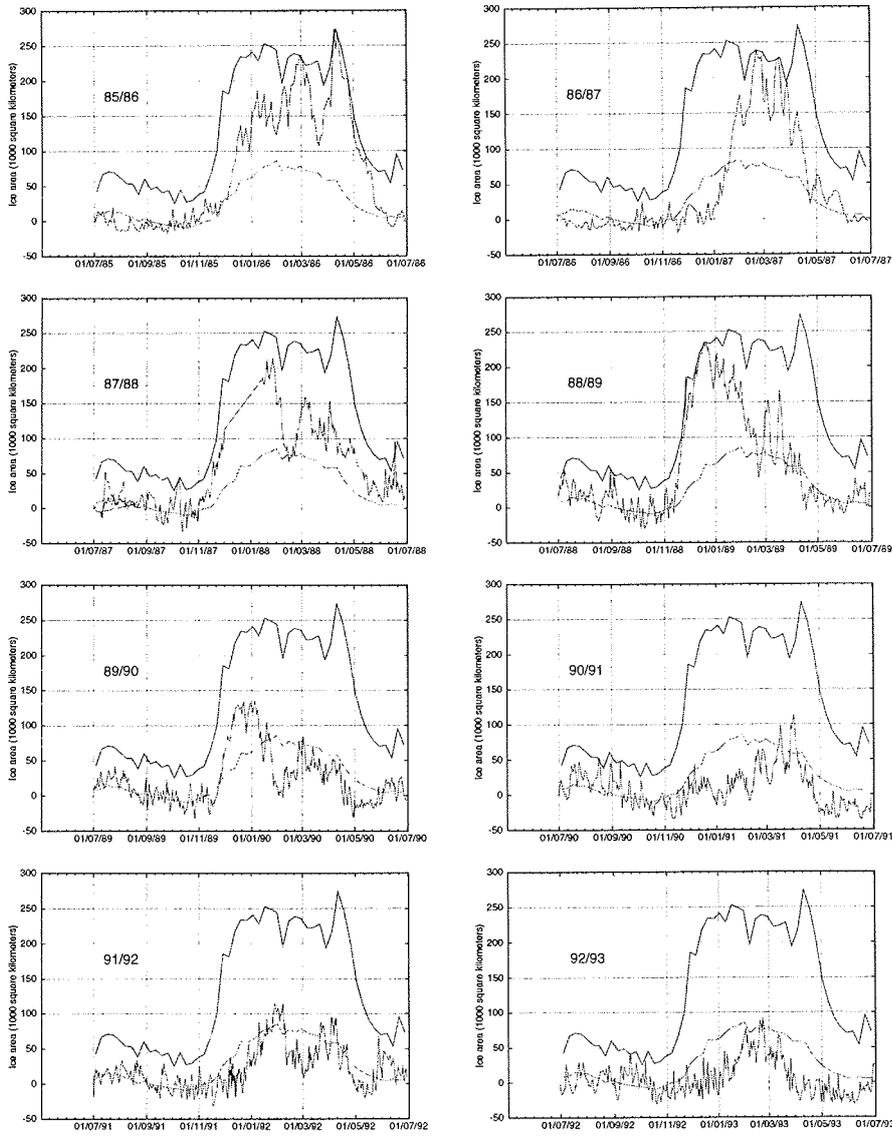


Abbildung 5.12: Eisbedeckung der zentralen Grönlandsee in den Wintern 85/86 bis 92/93 in 1000 km<sup>2</sup> (rot) zusammen mit der maximalen (blau) und der mittleren (magenta) Eisbedeckung (Aktualisierung der Abb. in Toudal (1999), pers. Mitteilung Toudal, 2001).

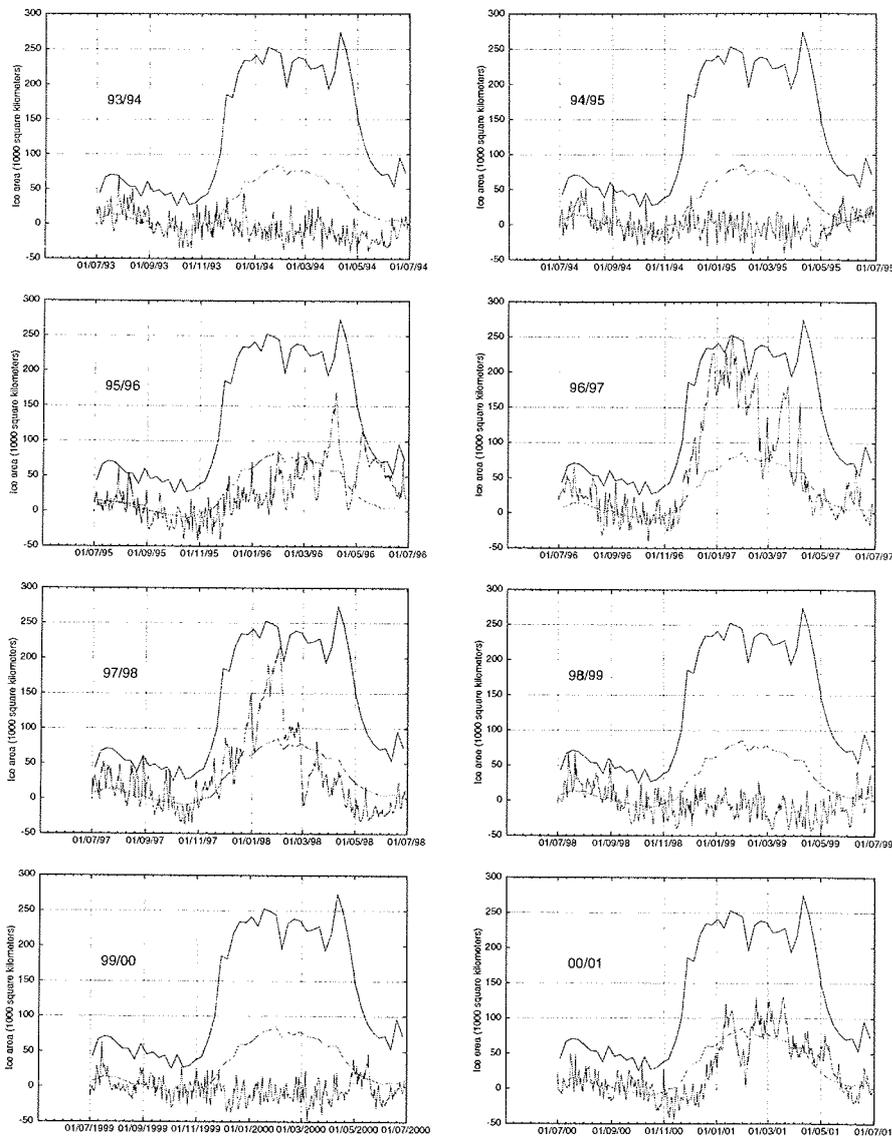


Abbildung 5.13: Eisbedeckung der zentralen Grönlandsee in den Wintern 93/94 bis 00/01 in 1000 km<sup>2</sup> (rot) zusammen mit der maximalen (blau) und der mittleren (magenta) Eisbedeckung (Aktualisierung der Abb. in Toudal (1999), pers. Mitteilung Toudal, 2001).

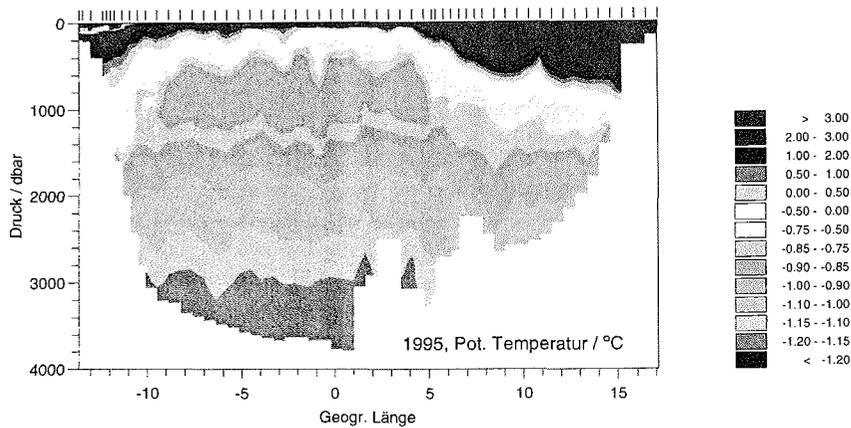


Abbildung 5.14: Zonale Temperaturverteilung auf 75° N im Sommer 1995; die Striche an der oberen x-Achse kennzeichnen die Position der Messungen.

### 5.3.1 Hydrographie auf 75° N

Der 75. nördliche Breitengrad verläuft mitten durch die zentrale Grönlandsee (Abb. 2.1), wo aufgrund der geringen Stabilität der Wassersäule günstige Bedingungen für die Ventilation herrschen. Die Wassermassenverteilung entlang 75° N wird hier anhand der potentiellen Temperatur im September 1995 (Abb. 5.14) beschrieben. Neben der generellen Wassermassenverteilung zeigt die Abbildung die horizontale Variabilität, die nur aufgrund des geringen Stationsabstandes von 10 Nautischen Meilen, bzw. 5 Nautischen Meilen im Bereich der Fronten, deutlich zu sehen ist. Dabei ist die Variabilität der vertikalen Position der Wasserpakete größer als die Variabilität ihrer  $\Theta$ -S Beziehungen.

Am Ende des Polarsommers ist im Jahr 1995 eine ausgeprägte, gut 50 m tiefe, warme sommerliche Deckschicht im Zentrum der Grönlandsee vorhanden. Diese unterscheidet sich nur durch ihren geringen Salzgehalt von der mehrere hundert Meter tiefen und warmen Atlantikwasserschicht im Osten, welche einen hohen Salzgehalt ( $> 34.905$ ) besitzt. Im Westen befindet sich kaltes Polarwasser an der Oberfläche, das trotz der sommerlichen Erwärmung Temperaturen unter  $-1^{\circ}\text{C}$  besitzt. Der warme Bereich unter dem Polarwasser kennzeichnet das zurückkehrende Atlantikwasser, das sich wiederum nur durch den Salzgehalt von der sommerlichen Deckschicht im Zentrum der Grönlandsee unterscheidet.

Am östlichen und westlichen Rand der Grönlandsee, im Bereich des Wassers atlantischen Ursprungs, nimmt die Temperatur bis zum Boden kontinuierlich ab. Im Zentrum ist die Temperaturabnahme zunächst auf eine wenige hundert Meter tiefe Schicht beschränkt.

In ca. 500 m Tiefe endet sie, und ein Bereich mit nahezu konstanter Temperatur beginnt, der obere Zwischenwasserschicht genannt wird. Darunter nimmt die Temperatur leicht zu und bildet in etwa 1200 m Tiefe ein Maximum von über  $-0.85^{\circ}\text{C}$ , das vermutlich aus Tiefenwasser aus dem Kanadischen Becken besteht (Rudels *et al.*, 2001). Daran anschließend nimmt die Temperatur auch im Zentrum der Grönlandsee bis zum Boden kontinuierlich ab. Wie schon in Abschnitt 2.4 dargestellt, entspricht dieser Aufbau nicht einer aufgewölbten Kaltwasserkuppel.

Deutlicher als im hydrographischen Schnitt ist die beschriebene Temperaturverteilung in einem Vertikalprofil (Abb. 5.15 a) aus der zentralen Grönlandsee bei  $2^{\circ}\text{W}$  zu erkennen. Die obere Zwischenwasserschicht zeichnet sich durch die fast konstanten Werte über dem Temperaturmaximum in mittlerer Tiefe aus, während die Temperatur im Tiefenwasser mit der Tiefe abnimmt.

In Abb. 5.15 b ist die vertikale Struktur des Salzgehaltes an der Station auf  $2^{\circ}\text{W}$  abgebildet. Unter einer salzarmen Oberflächenschicht befindet sich ein Salzgehaltsmaximum, das auf Wasser atlantischen Ursprungs deutet, welches gleichzeitig die hohen Temperaturen in derselben Tiefe in Abb. 5.14 und in 5.15 a verursachen kann. Unter diesem Maximum, im Bereich der oberen Zwischenwasserschicht, ist der Salzgehalt nahezu konstant. Im Bereich des Temperaturmaximums, nimmt der Salzgehalt zu, wodurch trotz der ansteigenden Temperatur die Dichte stabil geschichtet bleibt. Darunter befindet sich ein weiterer Bereich mit fast konstantem Salzgehalt. Unterhalb von 2000 m nimmt der Salzgehalt bis zum Boden wieder ab.

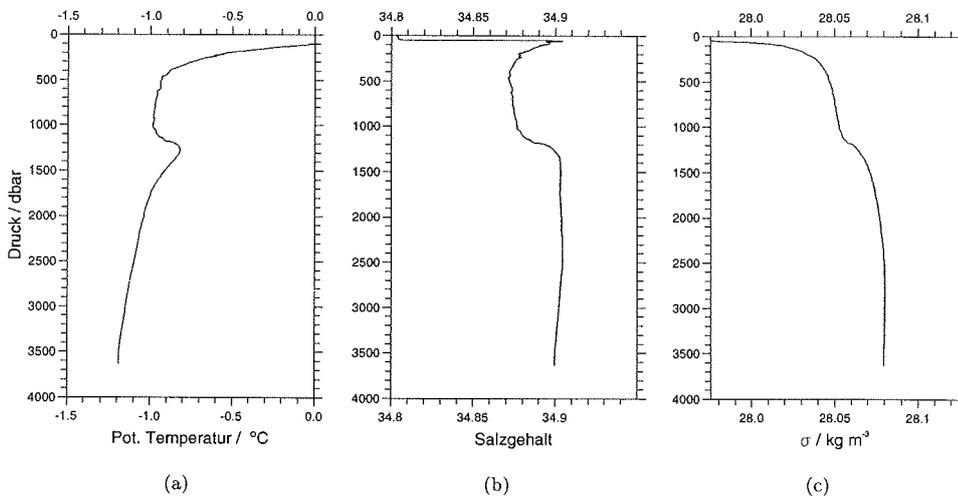


Abbildung 5.15: Vertikale Profile a) der potentiellen Temperatur, b) des Salzgehaltes und c) der pot. Dichte rel. zur Oberfläche im Sommer 1995 auf  $75^{\circ}\text{N}$  und  $2^{\circ}\text{W}$ .

Die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung führt zu einer zweigeteilten Dichteschichtung in der tiefen Grönlandsee, unterhalb von 500 m, (Abb. 5.15 c). Sowohl in der oberen Zwischenwasserschicht als auch in der Schicht unter dem Temperaturmaximum ist die potentielle Dichte nahezu konstant. In mittlerer Tiefe trennt ein deutlicher Dichtegradient diese beiden Schichten, der jedoch deutlich kleiner als jener ist, der die Oberflächenschicht von der oberen Zwischenwasserschicht trennt.

Eine ähnliche, zweigeteilte hydrographische Struktur wird im Beobachtungsmaterial sämtlicher hier betrachteter Jahre gefunden. Die hydrographischen Eigenschaften und die lokale Ausdehnung der einzelnen Wassermassen sind jedoch zeitlich so variabel, daß keine für mehrere Jahre gültigen geographischen oder hydrographischen Grenzen angegeben werden können. So sind die im Beobachtungszeitraum gemessenen Temperaturen des Bodenwassers höher als die Temperaturen, die in vielen Definitionen für das Grönlandseetiefenwasser angegeben werden (kälter als  $-1.2^{\circ}\text{C}$ , siehe *Swift et al.*, 1983; *Smethie et al.*, 1986; *Swift und Koltermann*, 1988), und auch in der weiter gefaßten Definition von *Swift und Aagaard* (1981) ( $T < -1^{\circ}\text{C}$  und  $34.88 < S < 34.90$ ) ist nur ein kleiner Teil des heutigen Grönlandseetiefenwassers enthalten (siehe Abb. 5.16).

In der in Abb. 5.16 gewählten Darstellungsform, in einem  $\Theta$ -S Diagramm, bilden eigenständige Wassermassen einen Häufungspunkt der Meßwerte. Formen die Meßwerte hingegen eine Linie, deutet dies auf einen Vermischungsprozeß zweier Wassermassen hin. In Abb. 5.16 b sind auch einige in dieser Arbeit verwendete Bezeichnungen für verschiedene Bereiche der Wassersäule dargestellt, die in Tabelle 5.1 tabellarisch zusammengefaßt sind.

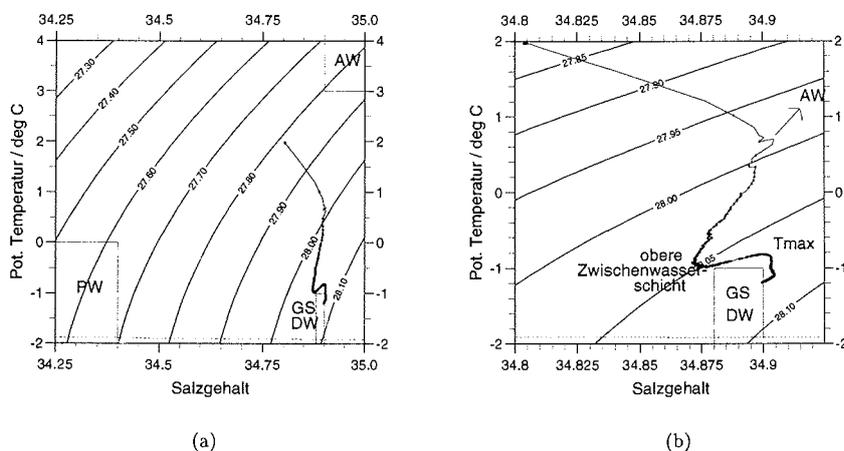


Abbildung 5.16:  $\Theta$ -S Diagramm der Wassermassen auf  $75^{\circ}\text{N}$  und  $2^{\circ}\text{W}$  im Sommer 1995 (alle 5 dbar erscheint ein Punkt) mit den Wassermassendefinitionen von *Swift und Aagaard* (1981) für Atlantikwasser (AW), Polarwasser (PW) sowie das Grönlandseetiefenwasser (*Greenland Sea deep water* = GSDW) und mit Linien konstanter potentieller Dichte relativ zur Oberfläche.

Tabelle 5.1: Die vertikale Struktur der Wassersäule in der zentralen Grönlandsee im Sommer 1995 mit der z-Achse positiv nach unten.

Bereich	Salzgehalt	Temperatur
Oberflächenwasser	salzarm ???	saisonbedingte hohe Temperatur
Einflußbereich des Atlantikwassers	salzreich	warm
obere Zwischenwasserschicht	konstant, $\frac{\delta S}{\delta z} = 0$	konstant, $\frac{\delta T}{\delta z} = 0$
Temperaturmaximum	starker Gradient, $\frac{\delta S}{\delta z} > 0$	$T > -0,85^\circ\text{C}$
oberes Tiefenwasser	konstant, $\frac{\delta S}{\delta z} = 0$	abnehmend, $\frac{\delta T}{\delta z} < 0$
Tiefenwasser	abnehmend, $\frac{\delta S}{\delta z} < 0$	abnehmend, $\frac{\delta T}{\delta z} < 0$

### 5.3.2 Interannuale Variabilität auf 75° N

Die interannuale Variabilität gibt Aufschlüsse über die Prozesse, die in der Zeit zwischen den Messungen stattfinden. Für die Beschreibung der zeitlichen Veränderungen in der zentralen Grönlandsee werden die Profile zwischen 7° W und 3° E berücksichtigt, die alle eine obere Zwischenwasserschicht aufweisen. Damit die zeitlichen Veränderungen von der räumlichen Variabilität unterschieden werden können, wird auf eine räumliche Mittelung verzichtet und die Einzelprofile eines jeden Jahres werden zusammen abgebildet (Abb. 5.17 bis 5.19, die zonale Verteilung ist im Anhang C dargestellt). Dabei ist zu beachten, daß der Schnitt im Sommer 1996 bei ca. 3° W endet und die Profile in diesem Sommer nicht tiefer als 3350 m reichen. Da in dieser Arbeit Sommerdaten miteinander verglichen werden, werden die Änderungen während der Winter vollständig erfaßt.

Werden die verschiedenen Jahre miteinander verglichen, ist auffällig, daß die starken Fluktuationen in den oberen 1000 m des Sommers 1994 nicht in den beiden folgenden Sommern 1995 und 1996 auftreten. In den Sommern 1997, 1998 und auch 1999 treten erneut starke Fluktuationen im oberen Bereich der Wassersäule auf, die bis zum Sommer 2000 wieder abnehmen. Weiterhin ist auffällig, daß unterhalb von etwa 1500 m nur wenige Veränderungen der vertikalen Struktur auftreten. Alle Datensätze weisen ein Temperaturmaximum in Verbindung mit einem erhöhten Salzgehaltsgradienten auf. Das Temperaturmaximum weist in allen Jahren eine nahezu unveränderte Temperatur von über  $-0,85^\circ\text{C}$  auf, dessen vertikale Position ändert sich jedoch. Es befindet sich mit der Zeit in zunehmend größeren Tiefen, ohne daß sich die vertikale Struktur der Profile unterhalb von 1000 m ändert (*Budéus et al.*, 1998). Dieses Absinken wird nur in den Wintern 96/97 und 98/99 unterbrochen. Die Auswirkungen der vertikalen Advektion sind in allen Darstellungen relativ zur Tiefe zu sehen und müssen bei deren Interpretation berücksichtigt werden.

Neben diesen großräumigen Veränderungen treten auch verschiedene Modifikationen der einzelnen Wasserschichten auf, wobei die Eigenschaften des Oberflächenwassers im allgemeinen die größte Variabilität aufweisen. Dies zeigt sich bei den betrachteten Daten insbesondere im Salzgehalt (siehe auch die Abbildungen im Anhang C). Während im Sommer 1994 verschiedene Stationen in den oberen 20-30 m einen Salzgehalt unter 34.8 besitzen, hat im Sommer 1995 keine Station östlich von 4° W einen Oberflächenwert unter 34.8. Die drei folgenden Sommer weisen eine ausgeprägte salzarme Deckschicht an der Oberfläche auf, und an allen Stationen liegt der Salzgehalt in den oberen 50-100 m unter 34.8. Im Sommer 1999 ist die salzarme Deckschicht dünner als in den Jahren davor, und einzelne Stationen weisen auch an der Oberfläche Salzgehalte über 34.8 auf. Im Sommer 2000 liegen die meisten Oberflächenwerte über 34.8, lediglich im Westen der zentralen Grönlandsee treten geringere Salzgehalte auf.

Der Einfluß von Wassermassen atlantischen Ursprungs unterhalb der Oberflächenschicht ist ebenfalls sehr variabel. Zum einen ändert sich die zonale Ausdehnung dieser warmen und salzigen Wassermassen innerhalb des Westspitzbergen- und des Ostgrönlandstroms, und zum anderen werden auch immer wieder kleinere Mengen dieser Wassermassen in der zentralen Grönlandsee gefunden. Aus welcher Richtung das modifizierte Atlantikwasser in das Zentrum der Grönlandsee gelangt, ist nicht bekannt. Zum einen kann eine zwei-Zellen-Zirkulation (*Quadfasel und Meincke, 1987*) Wasser atlantischen Ursprungs in die zentrale Grönlandsee bringen, und zum anderen können sich auch kleine Volumen warmen und salzreichen Wassers von den Randströmen ablösen und in die zentrale Grönlandsee wandern (z. B. *van Aaken et al., 1995*). Da die Wasserpakete in der Grönlandsee modifiziert werden, können sie nicht mehr eindeutig einem Ursprungsgebiet, z. B. dem Westspitzbergenstrom oder dem Ostgrönlandstrom, zugeordnet werden. Im Sommer 1994 ist der Einfluß des Wassers atlantischen Ursprungs an einzelnen Stationen in der zentralen Grönlandsee zu erkennen. Diese Stationen liegen allerdings sehr weit am

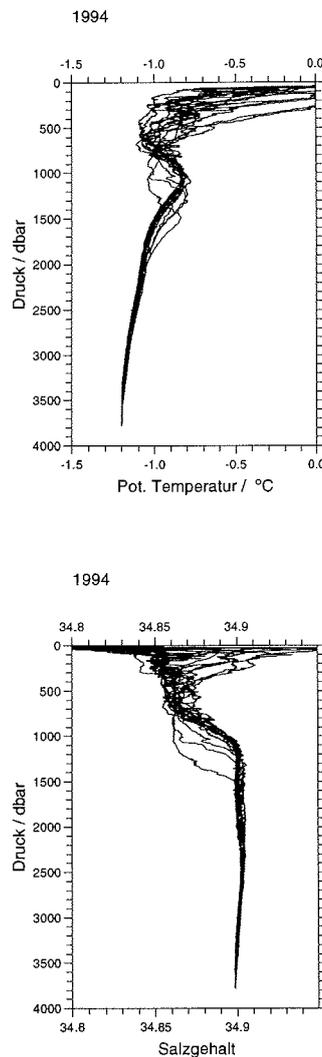


Abbildung 5.17: Vertikale Profile der potentiellen Temperatur und des Salzgehaltes aus dem Sommer 1994 auf 75° N zwischen 7° W und 3° E, Fortsetzung in den Abb. 5.18 und 5.19.

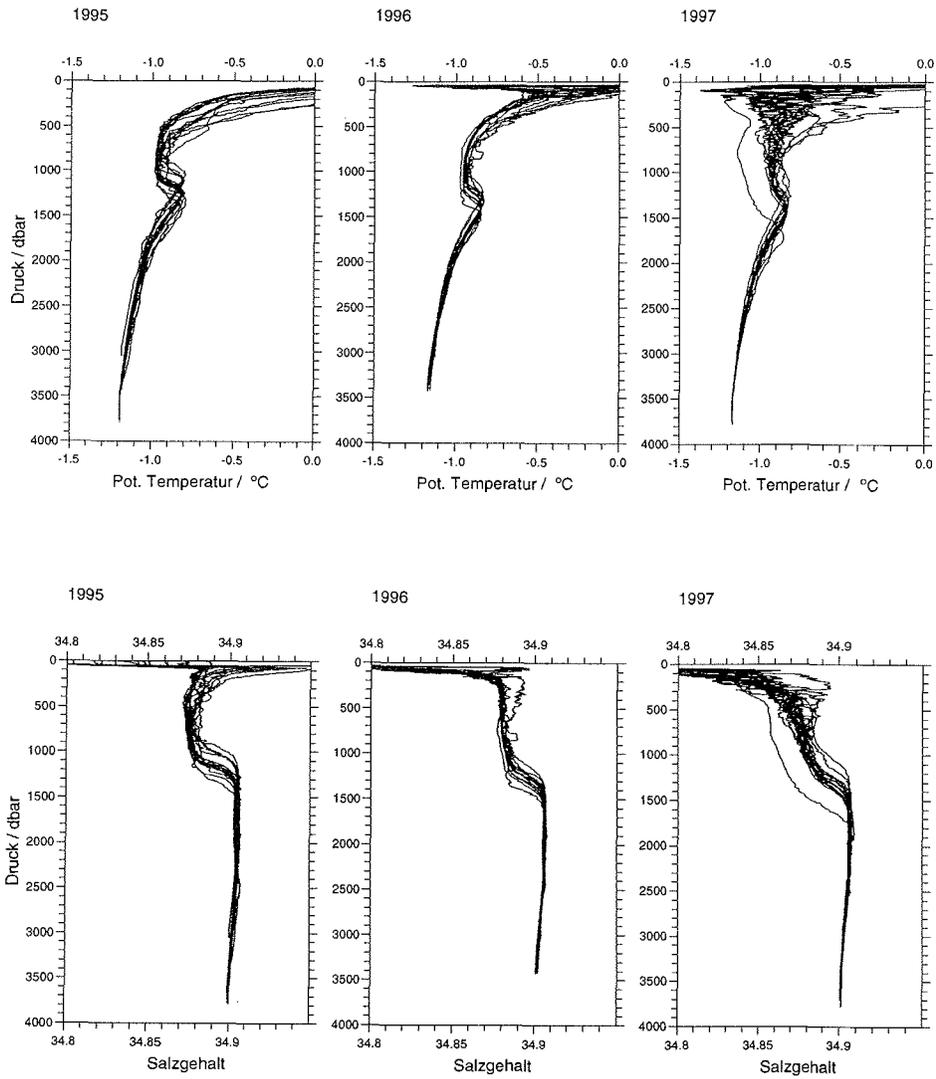


Abbildung 5.18: Vertikale Profile der potentiellen Temperatur und des Salzgehaltes aus den Sommern 1995 bis 1997 auf 75° N zwischen 7° W und 3° E, Fortsetzung der Abb. 5.17.

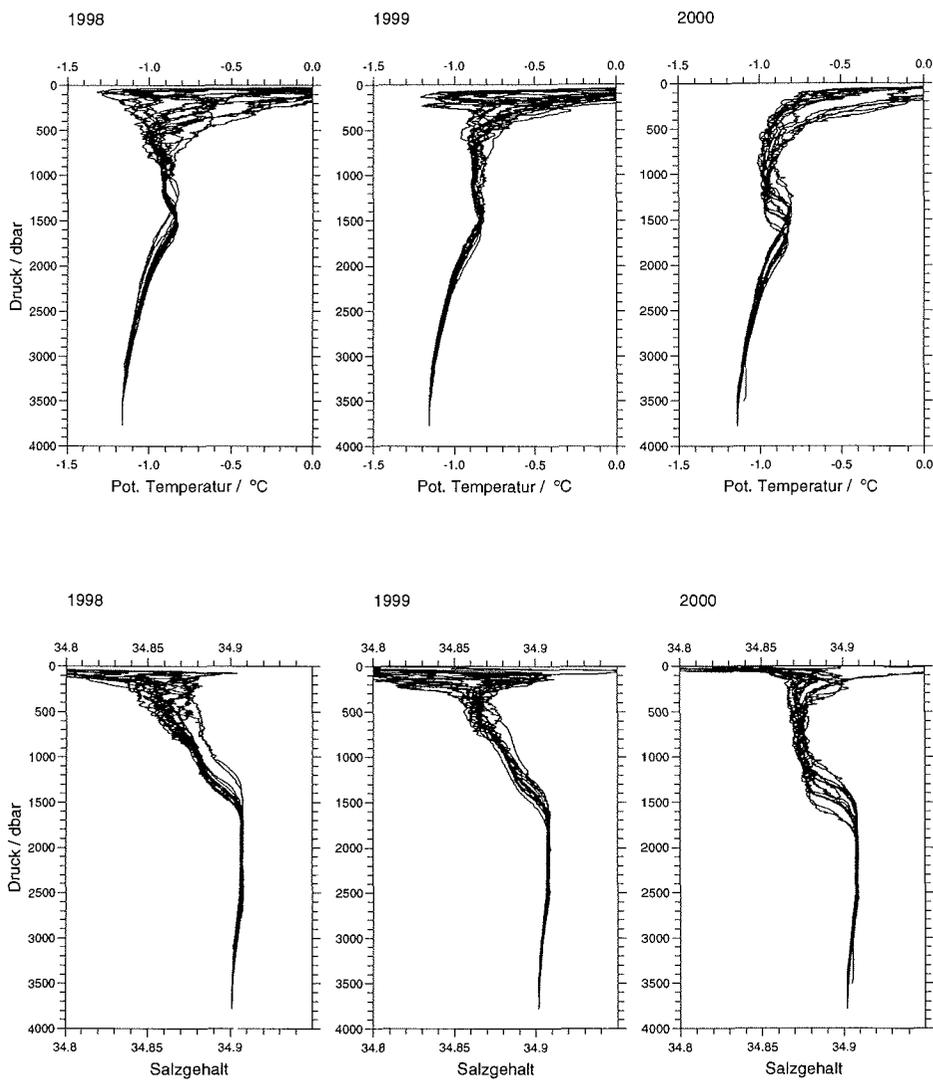


Abbildung 5.19: Vertikale Profile der potentiellen Temperatur und des Salzgehaltes aus den Sommern 1998 bis 2000 auf 75° N zwischen 7° W und 3° E, Fortsetzung der Abb. 5.17.

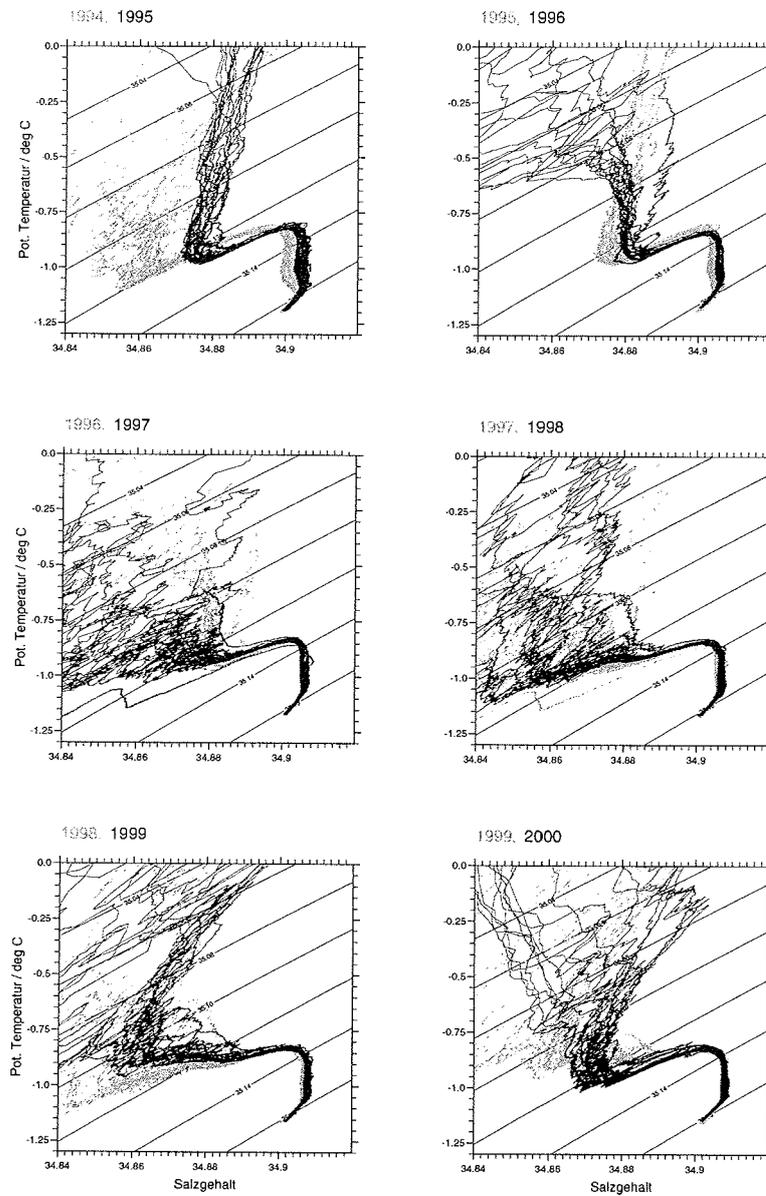


Abbildung 5.20:  $\Theta$ -S Diagramme zweier aufeinanderfolgender Jahre mit der früheren Fahrt in grün und mit Linien gleicher potentieller Dichte relativ zu 1500 m.

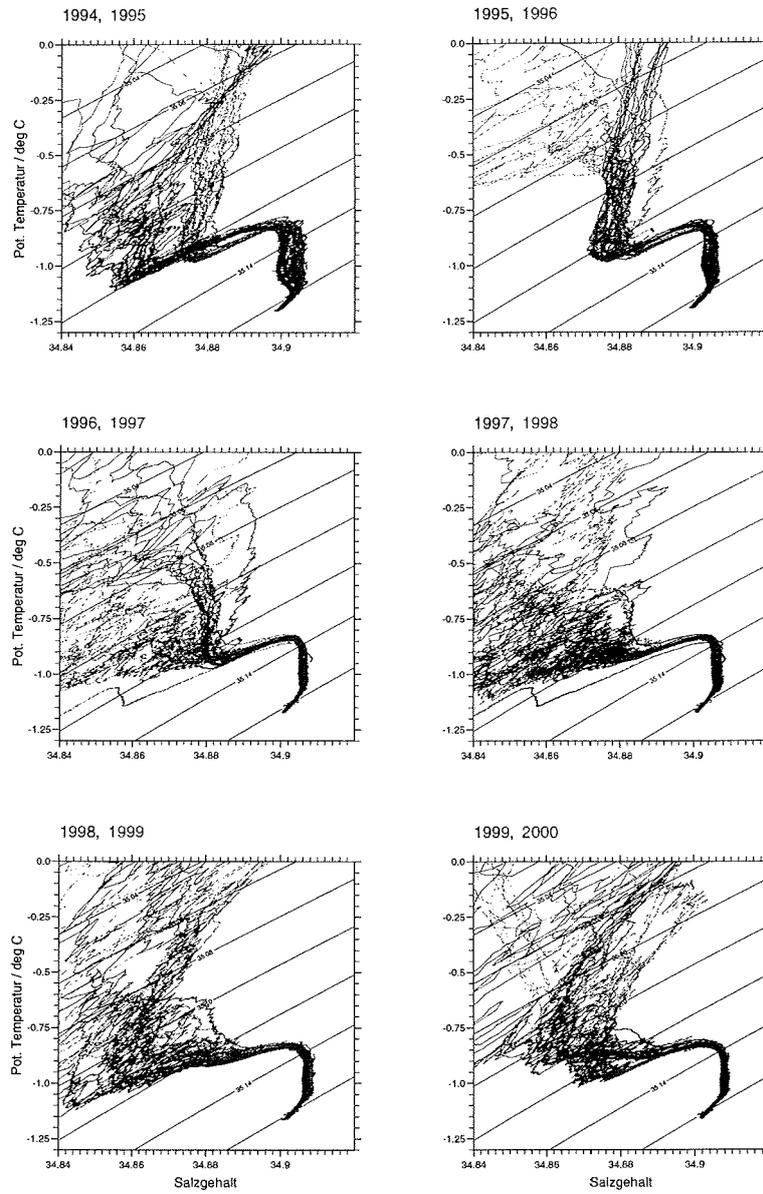


Abbildung 5.21:  $\Theta$ -S Diagramme zweier aufeinanderfolgender Jahre mit der späteren Fahrt in rot und mit Linien gleicher potentieller Dichte relativ zu 1500 m.

Rand, so daß sie wie kleine Stromfilamente des jeweiligen Randstroms erscheinen (siehe auch die Abbildungen im Anhang C). Im Sommer 1995 weisen alle Profile in der zentralen Grönlandsee ein durch modifiziertes Atlantikwasser verursachtes Salzgehaltsmaximum in ca. 100 m Tiefe auf. Neben dem Salzgehalt erhöht dieses Wasser auch den Wärmehalt dieser Schicht. Aufgrund der warmen sommerlichen Deckschicht ist die Temperaturerhöhung jedoch nicht als Temperaturmaximum zu erkennen. In den Sommern 1996 und 1997 beschränkt sich der Einfluß des Wassers atlantischen Ursprungs auf den Randbereich, auf den Bereich des Westspitzbergen- und des Ostgrönlandstroms. Im Sommer 1998 sind erneut kleinere Mengen dieser Wassermasse in der zentralen Grönlandsee zu finden. Im Sommer 1999 sind ebenfalls kleine, im Sommer 2000 wieder größere Mengen Wassers atlantischen Ursprungs in der zentralen Grönlandsee vorhanden.

Die obere Zwischenwasserschicht ändert sich im betrachteten Zeitraum ebenfalls. Insbesondere im ersten Jahr nimmt ihre vertikale Ausdehnung zu. Hinzu kommt, daß von 1994 bis 1996 sowohl die Temperatur als auch der Salzgehalt in der gesamten Schicht zunehmen. Das Verschwinden der kältesten Temperaturen und der niedrigsten Salzgehalte in der oberen Zwischenwasserschicht wird durch eine Darstellung der Daten zweier aufeinanderfolgender Sommer im  $\Theta$ -S Diagramm besonders deutlich (Abb. 5.21). Von 1996 auf 1997 nehmen beide Parameter wieder ab. Diese Abnahme ist jedoch tiefenabhängig und dichter an der Oberfläche stärker ausgeprägt als in der Tiefe. So nimmt insbesondere der Salzgehalt in der oberen Zwischenwasserschicht im Sommer 1997 mit der Tiefe zu (Abb. 5.18). Im Winter 97/98 nimmt die Temperatur und der Salzgehalt weiter tiefenabhängig ab. Im Winter 98/99 nehmen beide Parameter in der oberen Zwischenwasserschicht zu. Im Winter 99/00 wird die obere Zwischenwasserschicht homogenisiert, so daß sowohl die Temperatur als auch der Salzgehalt wieder vertikal nahezu konstant sind. Die Temperatur der oberen Zwischenwasserschicht ist im Sommer 2000 niedriger als im Vorjahr, während der Salzgehalt zumindest in den oberen 700 m der Wassersäule größer als im Vorjahr ist.

Im Bereich des Temperaturmaximums werden ebenfalls Veränderungen festgestellt. Neben der schon erwähnten Änderung der vertikalen Position ändert sich auch dessen vertikale Ausdehnung. Im Sommer 1995 erstreckt sich das Temperaturmaximum über einen kleineren vertikalen Bereich als im Sommer 1994. So ist der Salzgehaltsgradient trotz der geringeren zu überbrückenden Salzgehaltsdifferenz ausgeprägter als im Vorsommer. Im Winter 95/96 nimmt die vertikale Ausdehnung wieder zu, so daß der Salzgehaltsgradient im Sommer 1996 weniger ausgeprägt als im Vorsommer ist. Im Sommer 1999 ist die obere Grenze des Temperaturmaximums kaum auszumachen, da die obere Zwischenwasserschicht fast dieselbe Temperatur wie das Maximum besitzt. Nach dem Winter 99/00 ist das Temperaturmaximum wieder ausgeprägt und erstreckt sich über einen kleinen vertikalen Bereich.

Wie schon erwähnt, ändert sich die Temperatur im Bereich ihres Maximums im betrachteten Zeitraum wenig. Der Salzgehalt in dieser Tiefe ist derselbe wie in der Schicht unter dem Temperaturmaximum. Dort nimmt der Salzgehalt von 1994 bis 1996 deutlich zu (Abb. 5.21). Von 1996 bis 1997 ist er nahezu konstant, steigt aber bis zum Sommer 2000 wieder leicht an. Diese Zunahme des Salzgehaltes wird im allgemeinen mit dem Einfluß Arktischen Tiefenwassers erklärt (z. B. *Budéus et al.*, 1998), welches generell wärmer und salziger als das Tiefenwasser in der Grönlandsee ist.

Der unterste Bereich der Wassersäule, das Bodenwasser, weist der in Kapitel 3 erwähnten langfristigen Zunahme der Bodentemperatur entsprechend von Jahr zu Jahr höhere Temperaturen auf. Der Salzgehalt der bodennahen Schicht weist mit der Zeit ebenfalls höhere Werte auf (siehe auch Abb. 5.21).

### 5.3.3 Eintrag kalten und salzarmen Wassers

Der Eintrag kalten und salzarmen Wassers ist ein weit verbreitetes Kriterium zur Bestimmung der Ventilationstiefe, so daß dieser hier noch einmal gesondert aufgeführt wird. Für einen Teil der in dieser Arbeit betrachteten Winter werden bereits in der Literatur die Eindringtiefen kalten und weniger salzigen Wassers aus dem auch hier verwendeten Datensatz angegeben (*Budéus et al.*, 1998). Aufgrund der neueren Messungen kann diese Zeitreihe der Eindringtiefen durch vergleichbare hydrographische Messungen erweitert werden.

Nach dem Winter 94/95 treten in der oberen Zwischenwasserschicht höhere Temperaturen und höhere Salzgehalte als im Vorjahr auf, so daß die winterliche Abkühlung nicht tiefer als die sommerliche Erwärmung in die Wassersäule eingedrungen ist (Abb. 5.21). Auch im Winter 95/96 nehmen Temperatur und Salzgehalt in der oberen Zwischenwasserschicht zu, lediglich in den oberen 200 m ist deren Abnahme zu erkennen (Abb. 5.22). Nach dem Winter 96/97 ist ein Eintrag weniger salzigen Wassers bis in über 1000 m Tiefe zu erkennen (Abb. 5.22). Niedrigere Temperaturen als im Sommer davor werden in den oberen 700 m verzeichnet. Im Winter 97/98 nimmt der Salzgehalt zwischen 200 m und 800 m ab, während nur eine geringe Änderung der Temperatur in dieser Schicht zu erkennen ist. Nach dem Winter 98/99 sind lediglich in den oberen 250 m geringere Salzgehalte als im Vorsommer zu finden. Darunter bleibt der Salzgehalt im Winter 98/99 nahezu konstant, während die Temperatur zunimmt. Im Winter 99/00 haben die Salzgehalte über dem Temperaturmaximum abgenommen, und die Temperaturen sind in der gesamten oberen Zwischenwasserschicht gesunken. Der Eintrag kalten und salzarmen Wassers reichte 1500 m tief.

Demnach fanden im betrachteten Zeitraum in drei Wintern Einträge kalten und salzarmen Wassers unterhalb der oberflächennahen Schicht statt. Diese Winter werden im folgenden mit einem \* gekennzeichnet (96/97\*, 97/98\* und 99/00\*). Obwohl die Temperatur und der Salzgehalt in allen drei Wintern in Teilen der Wassersäule abgenommen haben, weisen die mit der Abnahme verbundenen Änderungen der Wassersäule zwei unterschiedliche Strukturen auf. Im Winter 96/97\* und in abgeschwächter Form auch im Winter 97/98\* findet ein deutlicher Eintrag weniger salzigen und kalten Wassers von oben statt. Der Einfluß des kalten und salzarmen Oberflächenwassers nimmt mit der Tiefe ab. Dies führt zu einem mit der Tiefe steigenden Salzgehalt in der oberen Zwischenwasserschicht nach der Ventilation. Die Änderungen der hydrographischen Merkmale gehen einher mit starken Fluktuationen in einzelnen Profilen und mit einer starken Streuung der Temperatur in den oberen 700 m. Diese Fluktuationen können verschiedene Ursachen haben. Zum einen kann das Oberflächenwasser Inhomogenitäten beinhalten, die bei einer Ventilation mit absinken, und zum anderen können die großen Unterschiede zwischen den hydrographischen Eigenschaften des absinkenden Wassers und denen des Umgebungswassers beim Einschieben zu kleinskaligen Fluktuationen führen.

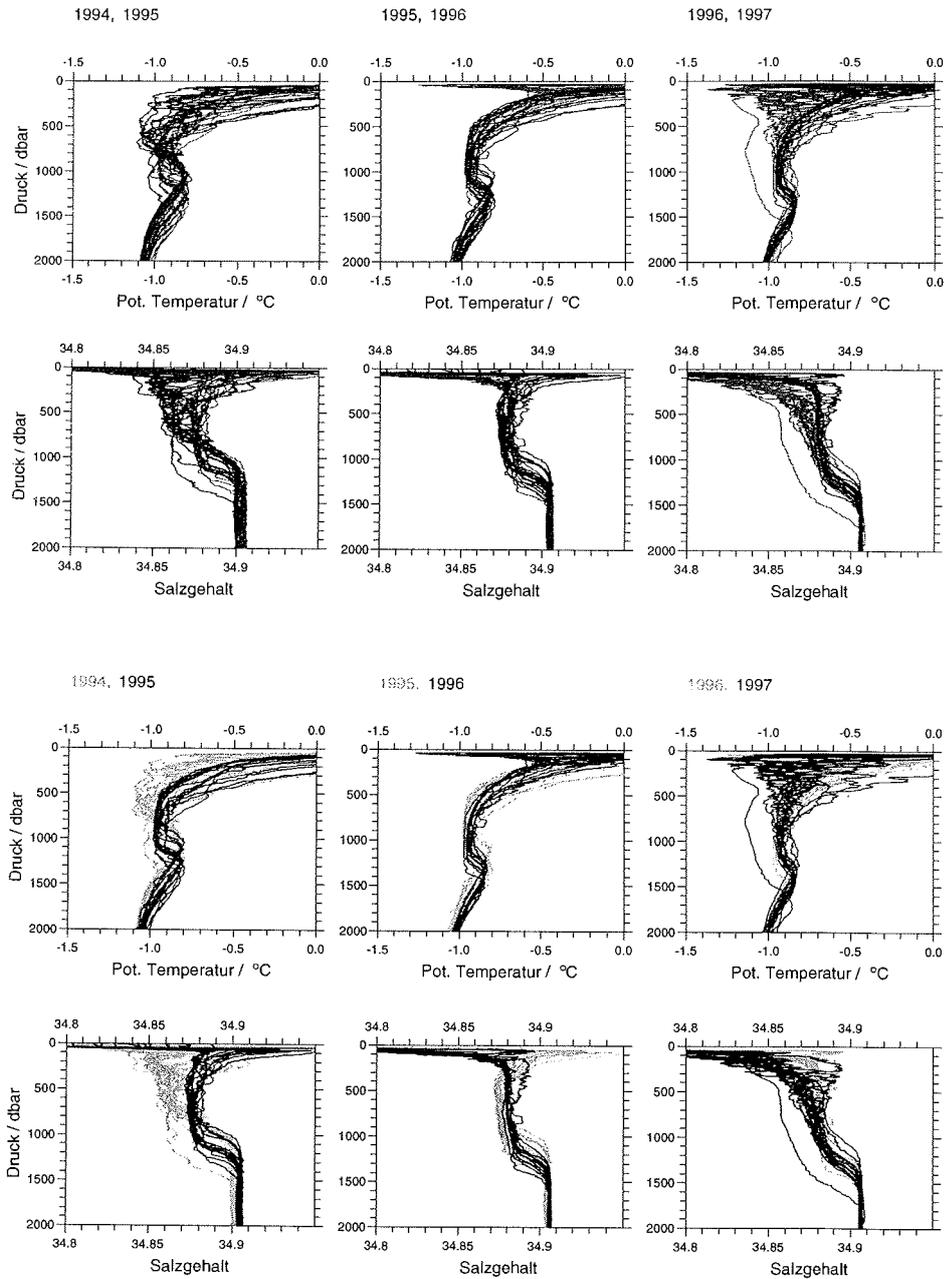


Abbildung 5.22: Vertikale Profile der potentiellen Temperatur und des Salzhaltes der Winter 94/95 bis 96/97, mit den Daten der vorangegangenen Fahrt in grün oder der folgenden Fahrt in rot im Hintergrund, Fortsetzung in Abb. 5.23.

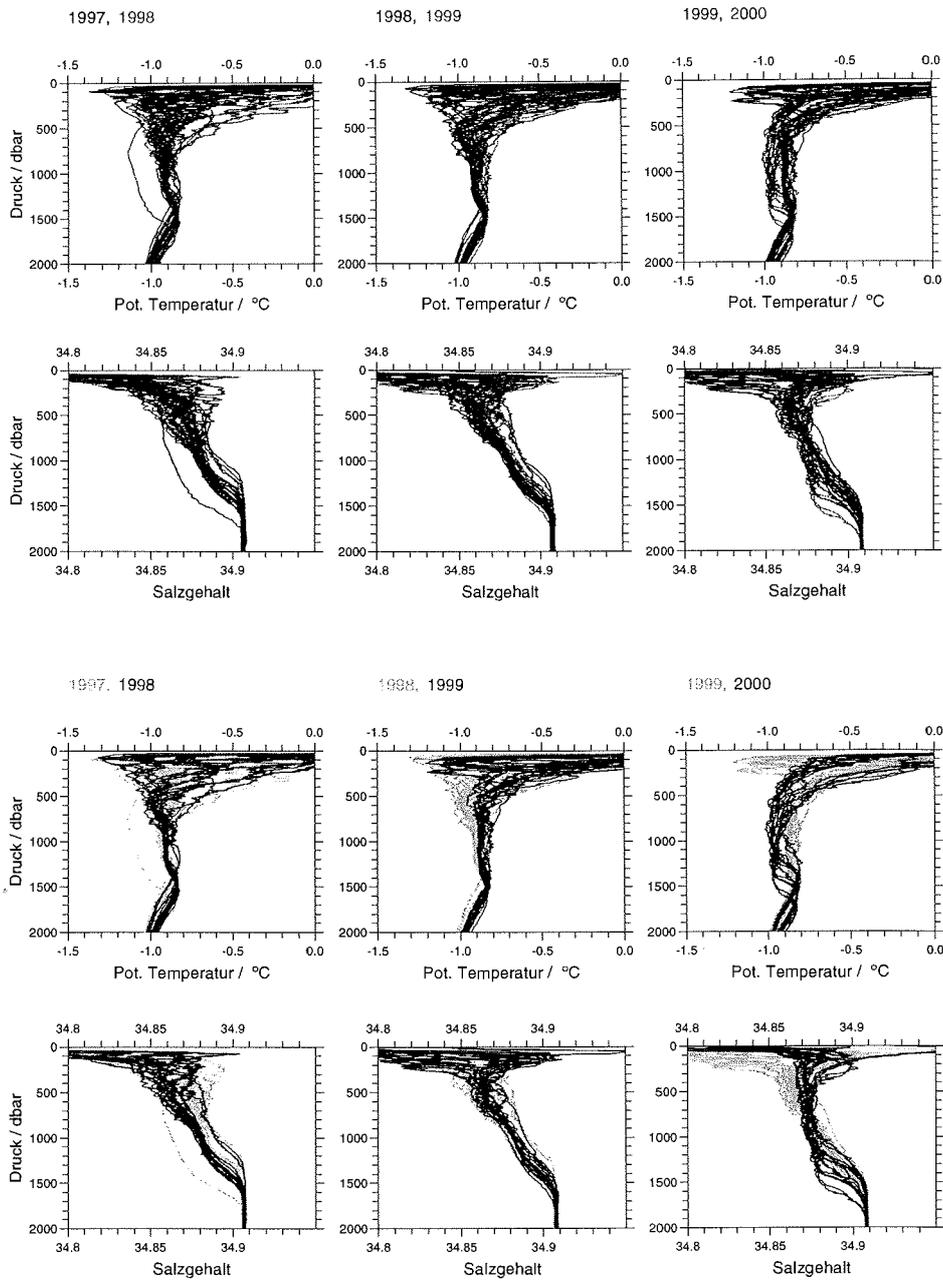


Abbildung 5.23: Vertikale Profile der potentiellen Temperatur und des Salzgehaltes der Winter 97/98 bis 99/00, mit den Daten der vorangegangenen Fahrt in grün oder der folgenden Fahrt in rot im Hintergrund, Fortsetzung der Abb. 5.22.

Die Änderungen der Wassersäule im Winter 99/00\* weisen eine andere Struktur auf. Der Einfluß kälteren und weniger salzigen Wassers nimmt nicht mit der Tiefe ab. Die Temperaturabnahme ist zwischen 500 m und 1400 m nahezu konstant. Dichter an der Oberfläche, etwa in den oberen 300 m, sind die Temperaturen nach der Ventilation höher als im Sommer davor. Es scheint, als würde der Einfluß des kälteren Wassers mit der Tiefe zunehmen. Dies gilt auch für den Einfluß des weniger salzigen Wassers. Der Salzgehalt in den oberen 750 m steigt während des Winters 99/00\*, und nur darunter, oberhalb des Temperaturmaximums, wird dessen Abnahme verzeichnet. Der vor der Ventilation mit der Tiefe steigende Salzgehalt in der oberen Zwischenwasserschicht ist nach der Ventilation konstant. Die hydrographischen Eigenschaften sind in der oberen Zwischenwasserschicht horizontal und vertikal homogen, es sind weder erhöhte Fluktuationen in einzelnen Profilen noch eine große Streuung der Parameter zu verzeichnen.

#### 5.3.4 Stabilität

Die vertikale Dichtestruktur, die durch die beschriebenen Temperatur- und Salzgehaltsänderungen in jedem Sommer unterschiedlich ist, beeinflusst die Ventilationstiefe nachhaltig. Ein Maß für die Dichteschichtung ist z. B. die potentielle Energie, die aufgebracht werden muß, um die Wassersäule zu durchmischen (Abb. 5.24). Ist eine Wassersäule homogen, besitzt sie eine höhere potentielle Energie als in einem stabil geschichteten Zustand, da ihr Schwerpunkt in der Mitte liegt, während er sich bei einer stabil geschichteten Wassersäule in ihrer unteren Hälfte befindet.

Die für eine Vermischung benötigte Energie ist im Sommer 1997 sehr hoch. Bis zu 40 000 J/m<sup>2</sup> (200 J/m<sup>3</sup> mal 200 m Wassertiefe) werden benötigt, um die oberen 200 m der Wassersäule zu durchmischen. Im Sommer 1996 ist die benötigte Energie ebenfalls hoch, doch die sehr hohen Werte des Sommers 1997 werden nicht erreicht, da der hydrographische Schnitt auf 3° W endet, und so der Bereich der eher hohen Stabilität im Westen nicht vermessen wurde. Die für die Vermischung der Wassersäule benötigte Energie im Sommer 1998 ist geringer als in den Sommern 1996 und 1997, jedoch höher als in den Sommern 1994, 1995, 1999 und 2000. In den vier zuletzt genannten Sommern ist das räumliche Mittel der benötigten Energie sehr ähnlich und liegt zwischen 9000 J/m<sup>2</sup> und 13000 J/m<sup>2</sup>.

Bei niedrigen Wassertemperaturen, wie sie in der Grönlandsee auftreten, wird die Dichte und damit auch die Stabilität sehr stark durch den Salzgehalt beeinflusst. Die mittleren Salzgehalte der oberen 200 m (Abb. 5.25) zeigen, daß in den Sommern, in denen eine große Energiemenge für eine Vermischung der Wassersäule benötigt wird, geringe Salzgehalte auftreten. Die Stabilität wird in diesen Sommern durch eine stark ausgeprägte salzarme Deckschicht verursacht.

Die für die Vermischung der Wassersäule benötigte Energie gibt Auskunft über die Stabilität einer Schicht, eine Aussage über die Größe des Dichtegradienten ist jedoch nicht möglich. Betrachtet man die beiden schematischen Dichteschichtungen in Abb. 5.26, ist die für die Vermischung der Wassersäule benötigte Energie in beiden Fällen sehr ähnlich. Die Stabilität in der Tiefe  $z_1$  ist jedoch im Fall b) sehr viel höher als in a). Ein Maß für diese Art der Stabilität ist die Brunt-Väisälä Frequenz  $\left(N = \sqrt{-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}\right)$  (Abb. 5.27). Ein ausgeprägter Dichtegradient führt aufgrund der entsprechend hohen Rückstellkraft

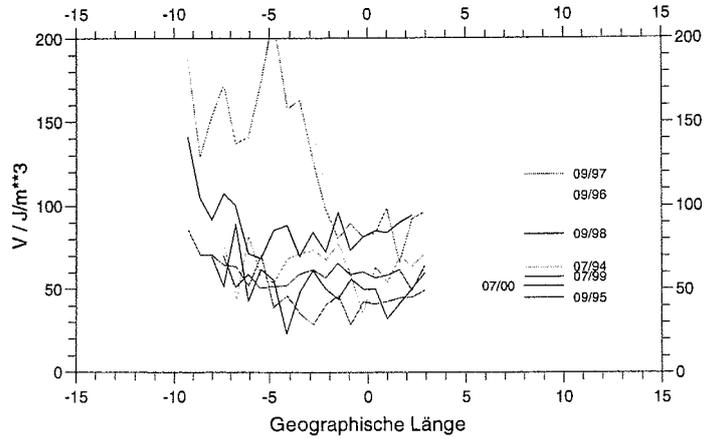


Abbildung 5.24: Potentielle Energie, die zur Vermischung der oberen 200 m der Wassersäule auf  $75^\circ \text{N}$  benötigt wird, mit dem Mittelwert des Gebietes zwischen  $7^\circ \text{W}$  und  $3^\circ \text{E}$  (über die 200 m gemittelt).

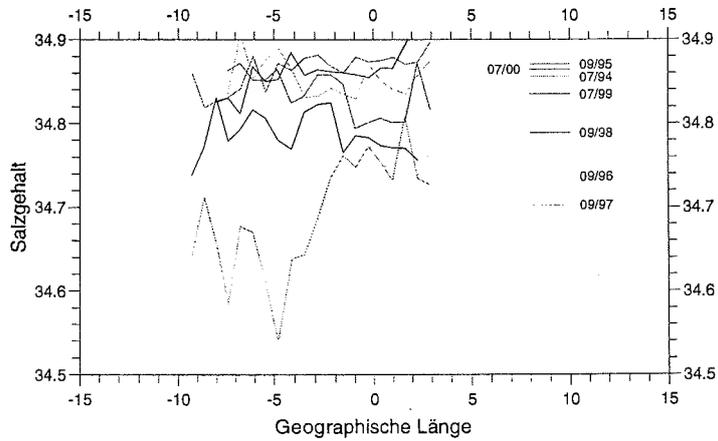


Abbildung 5.25: Mittlerer Salzgehalt der oberen 200 m der Wassersäule auf  $75^\circ \text{N}$ , mit dem Mittelwert des Gebietes zwischen  $7^\circ \text{W}$  und  $3^\circ \text{E}$ .

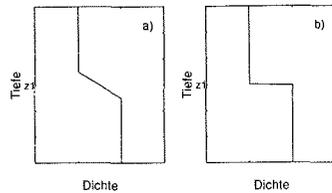


Abbildung 5.26: Schemazeichnung vertikaler Dichtestrukturen

zu einer hohen Brunt-Väisälä Frequenz. Auch die Brunt-Väisälä Frequenz zeigt, daß die Wassersäule in den Sommern 1996, 1997 und auch 1998 am stabilsten geschichtet ist. Im Sommer 1995 und 1999 ist sie hingegen besonders klein. Unterhalb von 500 m ist die Brunt-Väisälä Frequenz in allen Sommern maximal  $0.0005 \text{ s}^{-1}$  und damit deutlich kleiner als in den oberen 100 m.

### 5.3.5 Fortlaufende Profilmessungen im Winter 99/00 \*

Während die Veränderungen in den Wintern 94/95 bis 98/99 nur anhand der Sommerdaten nachvollzogen werden können, haben die JoJo-Verankerungen die Veränderungen der vertikalen Verteilung der hydrographischen Parameter im Winter 99/00 \* detailliert aufgezeichnet. Zu Beginn der Zeitserie, im Juli 1999, zeigen die Verankerungsdaten die schon bekannte Struktur der Wassersäule, eine deutliche Zweiteilung aufgrund der Salzgehaltsverteilung und ein Temperaturmaximum in mittlerer Tiefe zwischen den beiden Schichten. Die geringen Salzgehalte, die im allgemeinen an der Oberfläche der Grönlandsee zu finden sind, sind nicht zu sehen, da die Messungen erst unter der Oberflächenschicht, in etwa 100 m Wassertiefe, beginnen.

In der unteren Hälfte der Wassersäule bleiben die Wassermasseneigenschaften in der fünfmonatigen Zeitreihe (Abb. 5.28) nahezu konstant. Lediglich die niedrigsten Temperaturen, die direkt über dem Boden zu finden sind, verschwinden im Laufe der Zeit, ohne daß sich das darüberliegende Temperaturprofil ändert. Dies ist die Fortsetzung des längerfristigen Anstiegs der Bodenwassertemperatur in der Grönlandsee (siehe auch Kapitel 3). Die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung am oberen Ende der Verankerung variiert sehr stark. Nach einer kurzen Abnahme einen Monat nach Auslegung der Verankerung kommt es Ende August zu einer deutlichen Erhöhung der Temperatur und des Salzgehaltes. Eine solche Temperaturerhöhung kann in der Grönlandsee im Herbst nicht durch die Atmosphäre verursacht werden, und die Erhöhung des Salzgehaltes weist auf den Eintrag atlantischen Wassers als Ursache des Temperaturanstiegs hin. Über einen Monat bleibt der Einfluß atlantischen Wassers bestehen, der eine Dichteabnahme verursacht. In diesem Zeitraum ist eine Erhöhung der Temperatur in der oberen Zwischenwasserschicht bis in 1000 m Tiefe im Konturplot zu erkennen. Anfang Oktober ist der Einfluß atlantischen Wassers geringer, nimmt aber im Verlauf des Monats wieder zu. Da die Messungen an einem einzelnen Ort aufgenommen wurden, kann die Variabilität des Einflusses atlantischen Wassers sowohl ein Hinweis auf räumliche als auch auf zeitliche Unterschiede sein.

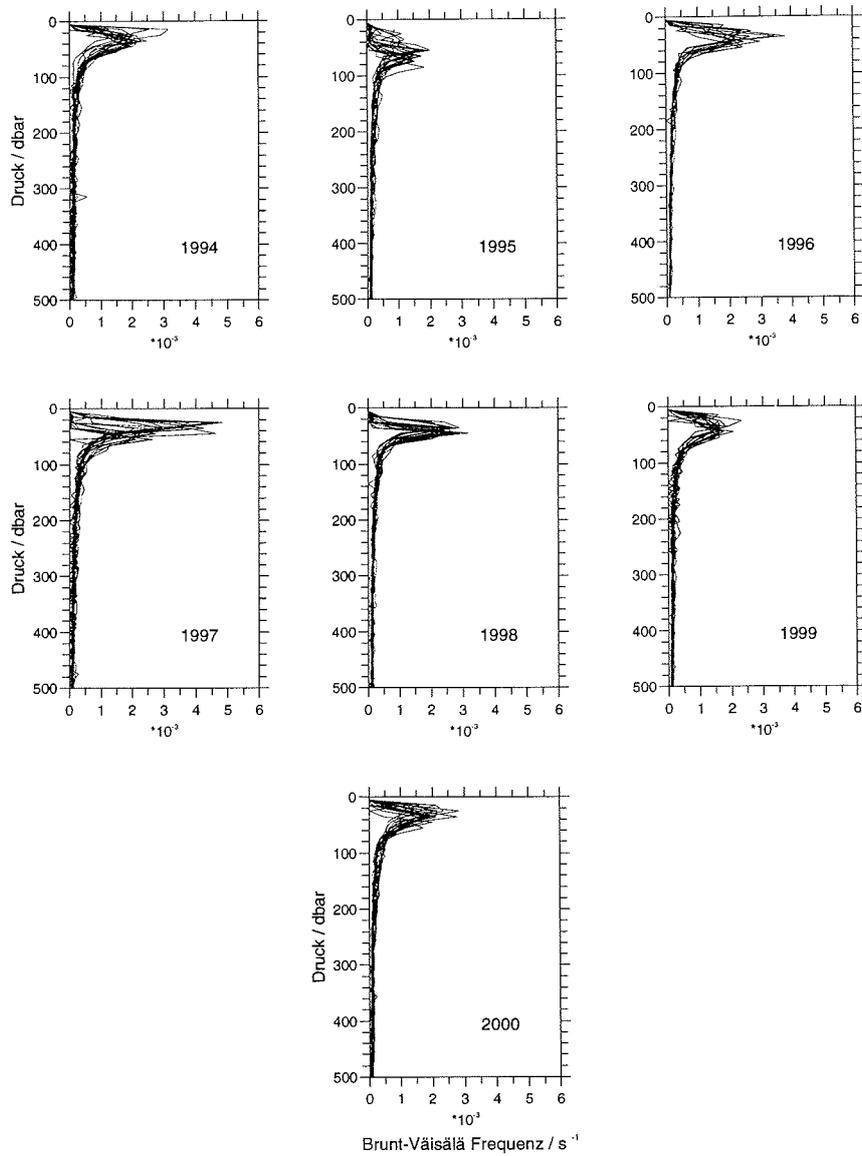


Abbildung 5.27: Brunt-Väisäläfrequenz in den oberen 500 m der Wassersäule, aus 10-dbar-Mitteln der hydrographischen Eigenschaften berechnet.

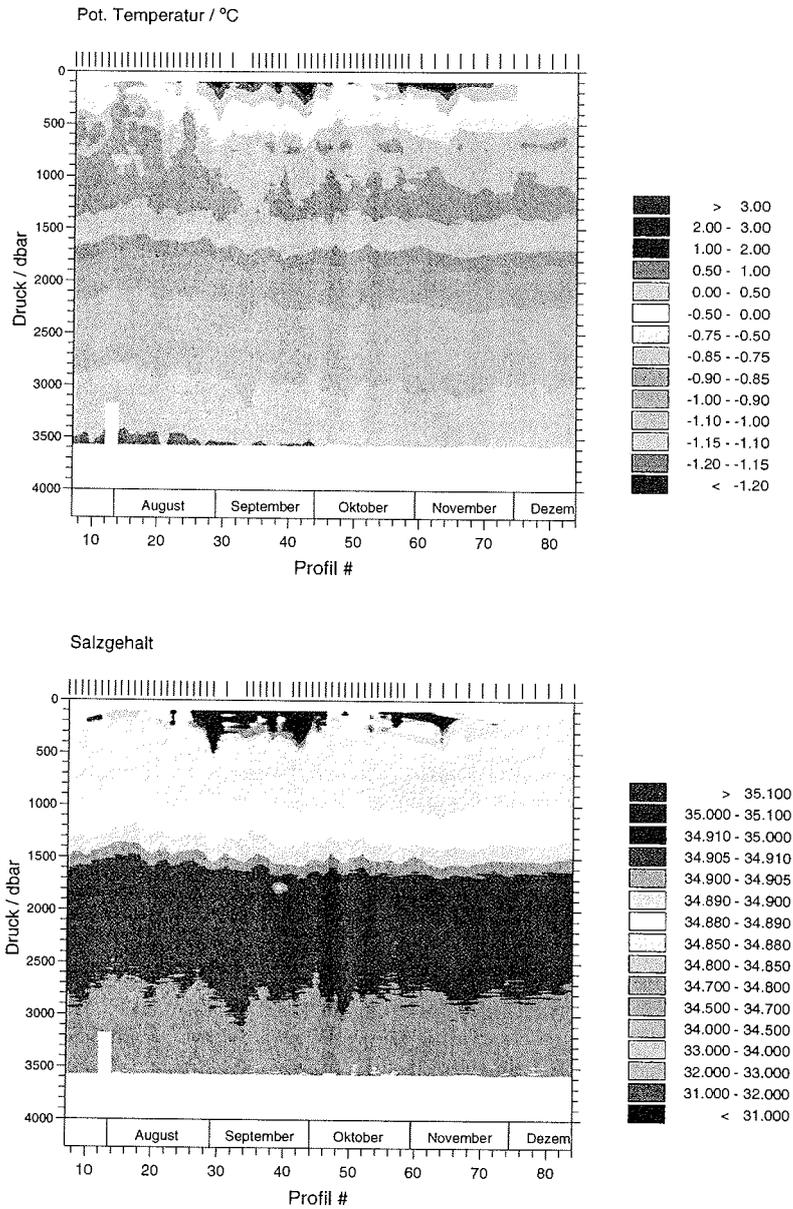


Abbildung 5.28: Zeitliche Entwicklung der vertikalen Temperatur- und Salzgehaltsverteilung im Herbst 99/00 \* auf 75° N und 3° 20' W; die Striche an der oberen x-Achse kennzeichnen die Messungen.

Während ursprünglich vermutet wurde, daß nur wenig Wärme durch einen Eintrag atlantischen Wassers in die Grönlandsee transportiert wird (*Helland-Hansen und Nansen, 1909*), hypothesierten *Carmack und Aagaard (1973)* einen beständigen Eintrag dieser Wassermasse in die zentrale Grönlandsee, und kleinere Mengen Wassers atlantischen Ursprungs werden dort auch immer wieder gemessen (*Quadfasel und Meincke, 1987; GSP Group, 1990; Budéus et al., 1998; Pawlowicz et al., 1995*). So zeigt auch die zeitliche Entwicklung des Wärmeinhalts und des mittleren Salzgehaltes in einem Tiefenintervall, z. B. in 100 m bis 350 m Tiefe (Abb. 5.29), den Eintrag atlantischen Wassers, der eine gleichzeitige Erhöhung beider Parameter verursacht. Die durch das Atlantikwasser verursachte Dichteabnahme ist ebenfalls deutlich zu erkennen (Abb. 5.29 c). Im oberen Bereich der Verankerung, z. B. in 100 m bis 350 m Tiefe, führt der Eintrag atlantischen Wassers nicht zu einer dauerhaften Änderung der hydrographischen Eigenschaften, da bereits im Dezember der Einfluß des kalten und salzarmen Oberflächenwassers den Temperatur- und Salzgehaltsanstieg überdeckt. In 350 m bis 600 m Tiefe (Abb. 5.30) ist die Temperatur im Dezember fast  $0.2^{\circ}\text{C}$  und der Salzgehalt etwa ein Hundertstel größer als im Juli. Die Abnahme der Dichte beträgt in diesem Zeitraum etwa drei Tausendstel  $\text{kg}/\text{m}^3$ . Diese Änderungen sind im Vergleich zur zeitlichen und räumlichen Variabilität sehr klein und häufig nicht detektierbar. So sind der Wärme- und Salzgehaltsinhalt keine sinnvollen Indikatoren für das Ausmaß der lateralen Advektion.

Ende November erreicht die durchmischte Schicht das obere Ende der Verankerung. Temperatur und Salzgehalt sinken in 100 m Wassertiefe, da das Wasser atlantischen Ursprungs mit dem kälteren und salzärmeren Wasser der Oberflächenschicht vermischt wird. Während der Salzgehalt in der durchmischten Schicht dem der oberen Zwischenwasserschicht gleicht, ist die Temperatur in der durchmischten Schicht höher als in der oberen Zwischenwasserschicht.

Im Dezember 1999 endet leider die Aufzeichnung der Leitfähigkeit. Die weitere Vertiefung der durchmischten Schicht kann jedoch anhand der Temperaturstruktur verfolgt werden (Abb. 5.31). Bis Ende Januar ist die durchmischte Schicht bei einer Tiefe von bis zu 500 m wärmer als die darunter liegende obere Zwischenwasserschicht. Im weiteren Verlauf des Winters wird die Deckschicht tiefer, ist weiterhin vollständig vermischt und nun kälter als die obere Zwischenwasserschicht. Im April zeigen einige Profile einen deutlichen Temperatursprung am Boden der vollständig durchmischten Schicht in 1500 m Wassertiefe, der den oberen Rand des Temperaturmaximums kennzeichnet (z. B. das 140. Profil). Fast gleichzeitig wurden Profile vermessen, die keinen vertikal durchmischten Bereich aufweisen (z. B. das 150. Profil). Vermutlich zeigen diese unterschiedlichen Profile die räumliche Variabilität und nicht eine zeitliche Entwicklung, wobei die jeweiligen Strukturen mit der mittleren Strömung an der Verankerung vorbei transportiert werden.

Die Verankerungen haben eine vertikale Vermischung der oberen 1500 m der Wassersäule in Form einer Vertiefung der durchmischten Schicht vermessen, durch die ein Eintrag der winterlichen Abkühlung bis in diese Tiefe erfolgte. Vor der Ventilation führt der Eintrag atlantischen Wassers zu einer Temperatur- und Salzgehaltszunahme und damit zu einer Dichteabnahme.

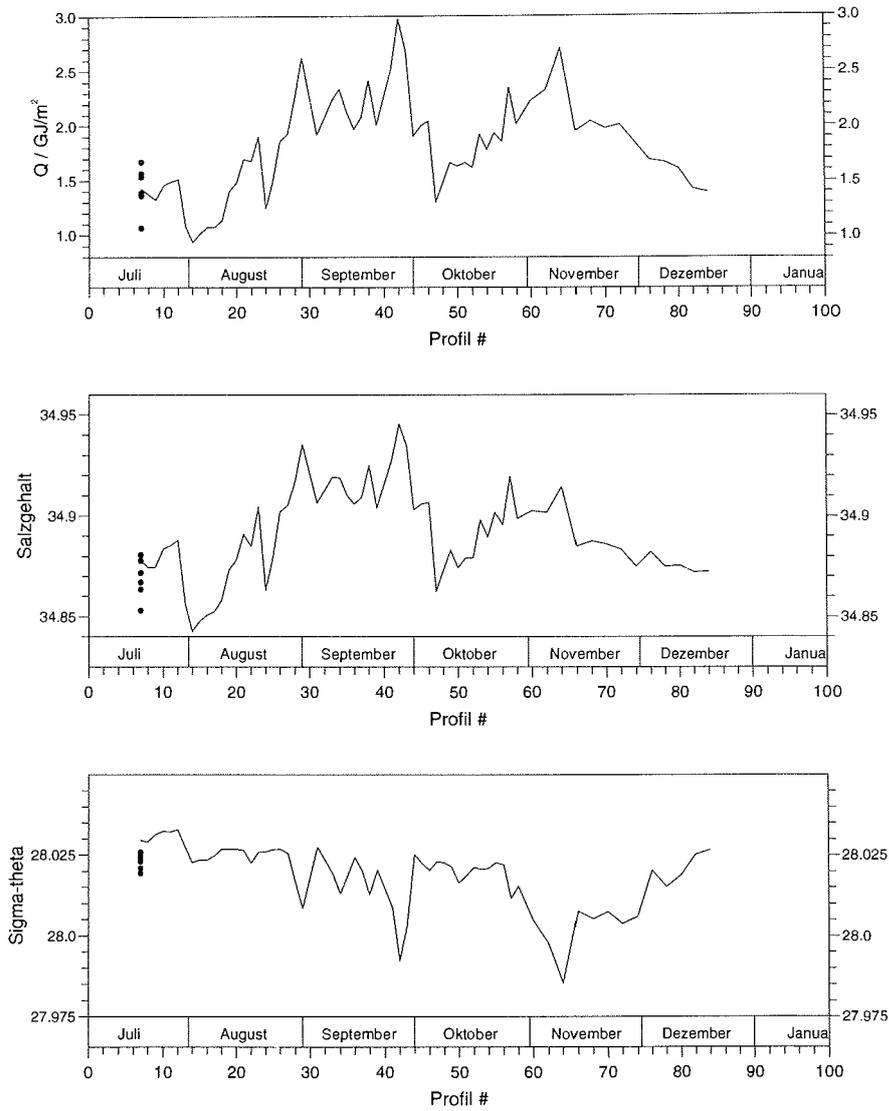


Abbildung 5.29: Die zeitliche Entwicklung des Wärmehalts (relativ zu  $-1.85^\circ\text{C}$ ), des mittleren Salzgehaltes und der mittleren Dichte in 100 bis 350 m Tiefe im Herbst 1999 (auf  $3^\circ 20' \text{W}$ ); die Punkte zu Beginn der Zeitreihe sind die schiffsgebundenen Messungen im Sommer 1999 zwischen  $5^\circ 30' \text{W}$  und  $1^\circ 30' \text{W}$ .

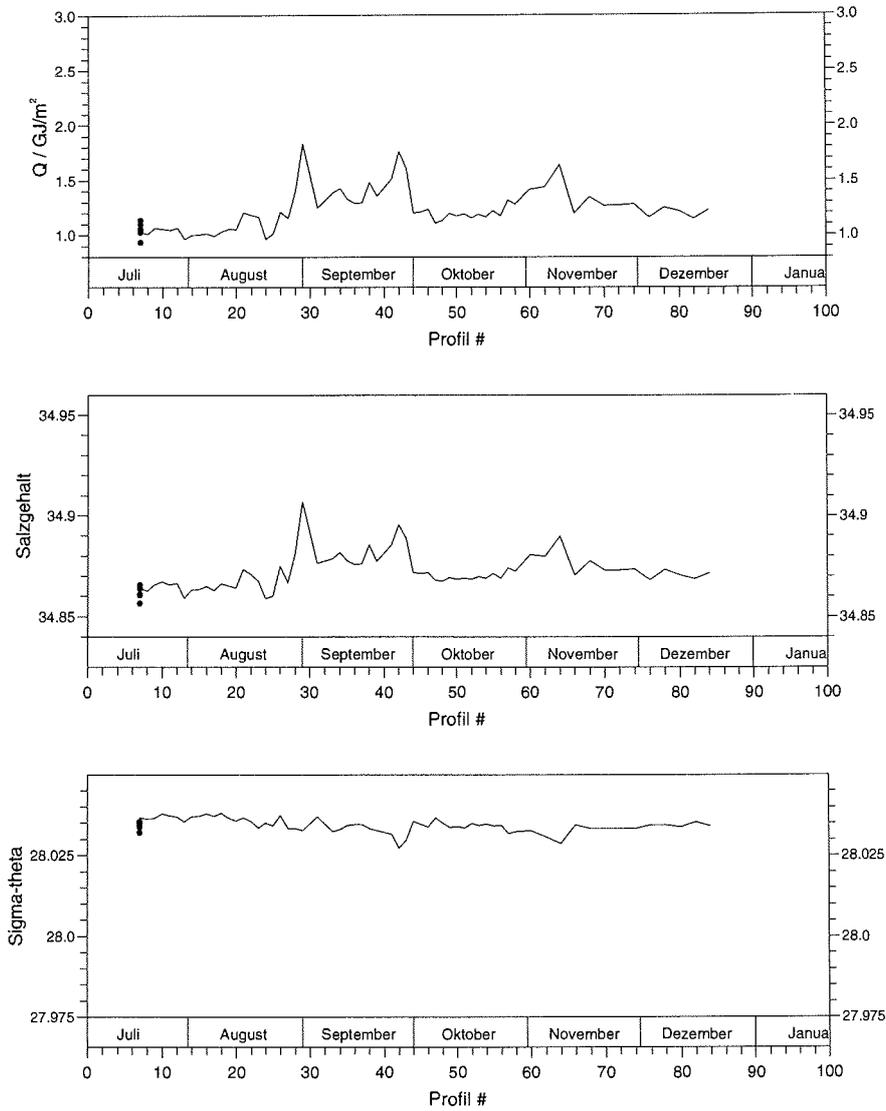


Abbildung 5.30: Die zeitliche Entwicklung des Wärmehalts (relativ zu  $-1.85^{\circ}C$ ), des mittleren Salzgehaltes und der mittleren Dichte in 350 bis 600 m Tiefe im Herbst 1999 (auf  $3^{\circ} 20' W$ ); die Punkte zu Beginn der Zeitreihe sind die schiffsgebundenen Messungen im Sommer 1999 zwischen  $5^{\circ} 30' W$  und  $1^{\circ} 30' W$ .

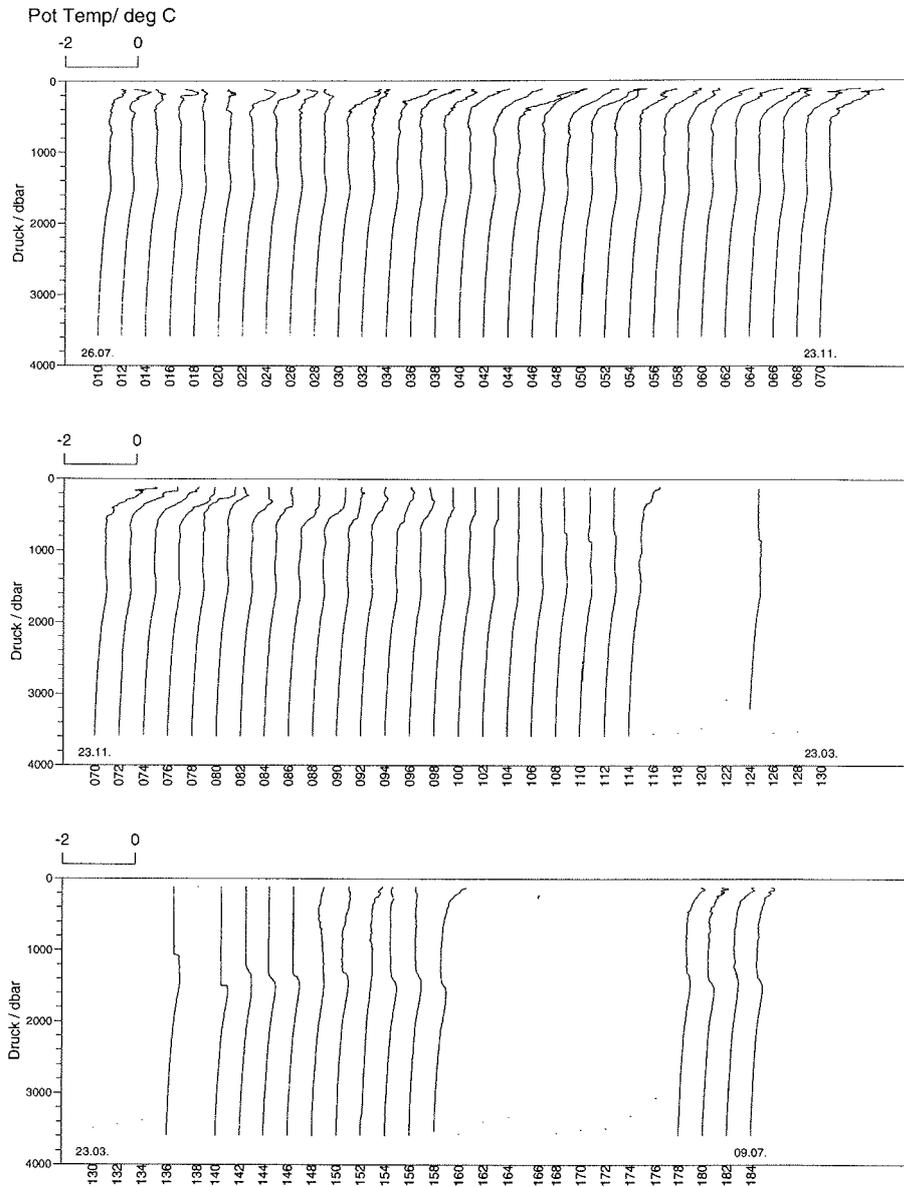


Abbildung 5.31: Zeitliche Entwicklung vertikaler Temperaturprofile im Winter 99/00\* auf 75° N und 4° 20' W; jedes 2. gemessene Profil, d.h. an jedem 4. Tag ein Profil, ist dargestellt.

## 5.4 Diskussion

Da eine Möglichkeit, die Ventilationstätigkeit anhand von hydrographischen Beobachtungen abzuschätzen, laut Literatur der Eintrag kalten und salzarmen Wassers ist, werden hier für eine erste Überprüfung der Ventilationskonzepte die in diesem Kapitel vorgestellten Zeitreihen der wesentlichen die Ventilation beeinflussenden Faktoren mit der Zeitreihe der Eindringtiefe kalten und salzarmen Wassers verglichen. Die Betrachtung der Wassersäule zeigt, daß in nur drei der sechs untersuchten Wintern, in 96/97\*, in 97/98\* und in 99/00\*, Einträge salzarmen und kalten Wassers in die obere Zwischenwasserschicht stattfanden. Während die geringe Stabilität der Wassersäule im Sommer 1999 für die stattgefundene Ventilation relativ günstig erscheint, fand ein Eintrag kalten und salzarmen Wassers auch in den beiden Wintern statt, vor denen die Stabilität der Wassersäule hoch war. Gleichzeitig sind die Winter 96/97\* und 97/98\* jene, vor denen die salzarme Deckschicht ausgeprägt war. Dies widerspricht der Annahme, daß ein hoher Anteil salzarmen Wassers an der Oberfläche für einen Eintrag oberflächennahen Wassers in die Tiefe generell hinderlich sei (Aagaard et al., 1985). Wenn ein Eintrag kalten und salzarmen Wassers im betrachteten Zeitraum zum Teil in den Wintern stattfand, vor denen eher ungünstige Bedingungen in der Wassersäule herrschten, ist vielleicht ein sehr intensiver Antrieb die Ursache für diesen Eintrag.

Eine starke Winddurchmischung scheint jedoch keine notwendige Bedingung für den Eintrag kalten und salzarmen Oberflächenwassers zu sein. Während in einem Winter mit einem Eintrag kalten und salzarmen Wassers noch moderate Windbedingungen herrschen (96/97\*), liefert der Wind in einem anderen Winter mit einem solchen Eintrag nur eine verhältnismäßig geringe Energiemenge (97/98\*). Im dritten Winter stand jedoch eine große winderzeugte Energiemenge für die Vermischung der Wassersäule zur Verfügung (99/00\*). Auch Starkwindereignisse mit Geschwindigkeiten über 20 m/s treten in dem einen Winter mit einem Eintrag kalten und salzarmen Wassers häufig (97/98\*) und in den anderen Wintern mit einem solchen Eintrag weniger häufig auf (96/97\* und 99/00\*).

Die Lufttemperaturen sind in zwei Wintern mit einem Eintrag kalten und salzarmen Wassers unter Berücksichtigung der längeren Zeitreihe seit 86/87 relativ niedrig (96/97\* und 97/98\*), sie unterscheiden sich jedoch nicht signifikant von anderen Wintern, in denen eine Temperatur- und Salzgehaltszunahme beobachtet wurde (94/95 und 95/96). In einem Winter mit einem Eintrag kalten und salzarmen Wassers (99/00\*) sind die Lufttemperaturen sogar deutlich höher als in anderen Wintern ohne einen solchen Eintrag (94/95 und 95/96). Der Wärmeverlust der Grönlandsee ist in allen drei Wintern mit einem Eintrag kalten und salzarmen Wassers ähnlich, unterscheidet sich aber auch nicht signifikant von dem in Wintern, in denen eine Temperatur- und Salzgehaltszunahme beobachtet wurde (94/95 und 95/96). Ein hoher Wärmeverlust ist demnach für einen Eintrag kalten und salzarmen Wassers nicht ausreichend.

Auch die Eisbedeckung ist kein eindeutiges Merkmal zur Identifizierung eines Eintrags kalten und salzarmen Wassers. Während die drei Winter ohne einen Eintrag kalten und salzarmen Wassers zumindest in der ersten Hälfte des Winters weitestgehend eisfrei sind (94/95, 95/96 und 98/99), zeigen die Satellitenbilder insbesondere zu Beginn von zwei Wintern mit einem Eintrag kalten und salzarmen Wassers eine deutliche Eisbedeckung (96/97\*

und 97/98\*). Die Größe der eisbedeckten Fläche ist sogar proportional zur Eindringtiefe, die größeren Eindringtiefen im Winter 96/97\* sind mit der größeren eisbedeckten Fläche verbunden. Im dritten Winter mit einem Eintrag kalten und salzarmen Wassers bleibt die Grönlandsee jedoch weitestgehend eisfrei (99/00\*).

Betrachtet man zusätzlich die Winter, in denen laut Literatur ebenfalls ein Eintrag salzarmen und kalten Wassers stattgefunden hat (87/88\*, 88/89\* und 92/93\*), ändern sich die Befunde nicht. In den Wintern 87/88\* und 88/89\* ist die Eisbedeckung ähnlich wie in den Wintern 96/97\* und 97/98\*. Der Eintrag kalten und salzarmen Wassers im Winter 92/93\* erfolgt jedoch trotz einer geringen Eisbedeckung. Der Wärmeverlust ist in den drei Wintern mit einem Eintrag kalten und salzarmen Wassers aus der Literatur (87/88\*, 88/89\* und 92/93\*) kleiner als in den Wintern 94/95 und 95/96, in denen kein Eintrag kalten und salzarmen Wassers stattfand. Die Lufttemperatur ist insbesondere im Winter 92/93\* hoch, aber auch in den Wintern 87/88\* und 88/89\* nicht ungewöhnlich niedrig. Während Starkwindereignisse in den Wintern 87/88\*, 88/89\* und 92/93\* recht häufig auftreten, ist der Eintrag windgetriebener Energie in diesen drei Wintern moderat.

So scheinen die bisherigen Konzepte, z. B. die erwartete große Bedeutung des Wärmeflusses oder aber das Zusammenspiel von Eisbildung und Ventilation, in den neunziger Jahren keine Gültigkeit zu besitzen. Denn eine große Anzahl Starkwindereignisse oder eine große Menge windgetriebener Energie sind zumindest nicht notwendig (siehe 96/97\*, 99/00\* bzw. 97/98\*). Ein starker Wärmeverlust ist weder hinreichend (siehe 94/95 und 95/96) noch notwendig (siehe 87/88\*, 88/89\* und 92/93\*). Auch besonders niedrige Lufttemperaturen sind nicht notwendig (siehe 99/00\*), und ein Eintrag kalten und salzarmen Wassers kann ohne oder aber mit Eisbedeckung stattfinden. Möglicherweise sind die verschiedenen Wechselwirkungen der einzelnen Faktoren oder deren zeitlicher Ablauf für die Ventilation wesentlich. Diese können vergleichsweise leicht mit einem häufig verwendeten und daher gut erprobten Instrumentarium überprüft werden, nämlich mit einem einfachen Deckschichtmodell. Die im folgenden vorgestellten Simulationen liefern erste Hinweise zur später erfolgenden Neubewertung der Bestimmungskriterien der Ventilation und zur von Jahr zu Jahr verschiedenen Bedeutung der in Kap. 3 vorgestellten Ventilationskonzepte.

## Kapitel 6

# Modellbeschreibung

Da die Beobachtungen allein keine deutlichen Hinweise auf die Ursachen der zum Teil sehr unterschiedlichen Eindringtiefen kalten und salzarmen Oberflächenwassers liefern und die bisherigen Konzepte zur Ventilation nicht bestätigen, sollen die Wechselwirkungen der verschiedenen Faktoren (Wind, Wärmefluß, Eis und Struktur der Wassersäule) numerisch simuliert werden. Hierfür wird ein Modell mit einer hohen vertikalen Auflösung benötigt, das die Entwicklung der Deckschicht bei verschiedenen atmosphärischen Bedingungen effizient simuliert und gleichzeitig mit den hydrographischen Messungen initialisiert werden kann. Da im wesentlichen vertikale Prozesse, nämlich der vertikale Austausch mit der Atmosphäre und die vertikale Vermischung innerhalb der Wassersäule, untersucht werden, ist die detaillierte Berücksichtigung einer Dimension von vorangiger Bedeutung. Dies verweist auf die Verwendung von eindimensionalen Modellen, die auch den Vorteil haben, daß sie sehr leicht mit den gemessenen hydrographischen Profilen initialisiert werden können. Die Profilmessungen der JoJo-Verankerungen zeigen, daß die Ventilation im Winter 99/00\* die Form einer Vertiefung der vollständig durchmischten Deckschicht besitzt, so daß es sinnvoll ist, ein vertikal integriertes eindimensionales Deckschichtmodell zu verwenden. Diese sind während der Vertiefungsphase überraschend leistungsfähig (*Marshall und Schott*, 1999). Hinzu kommt, daß solche Modelle bereits in der Grönlandsee verwendet wurden (z. B. *Visbeck*, 1993; *Visbeck et al.*, 1995), so daß ihre generelle Anwendbarkeit und ihre Beschränkungen bekannt sind. Das Modell beinhaltet die wesentlichen, in Abschnitt 3.1 beschriebenen Prozesse, die die Ventilation beeinflussen. Sowohl der thermobarische Effekt, das Cabbeling als auch die Wechselwirkungen mit der Eisbildung sind enthalten, während die Doppeldiffusion unberücksichtigt bleibt (siehe Abschnitt 6.4). Zusätzlich wird die variable vertikale Position der Pyknokline, die z. B. durch die *chimney formation* (siehe Abschnitt 3.1) entstehen kann, berücksichtigt, da das Modell nicht mit einem mittleren Zustand sondern mit den Einzelprofilen initialisiert wird.

Die numerischen Unterschiede zu der von *Rahmstorf* (1991) und *Visbeck et al.* (1995) verwendeten Modellversion, die hier zusammen mit dem generellen Modellcode beschrieben werden, sind verhältnismäßig klein. Die wesentlichen Unterschiede zu den früheren Untersuchungen liegen in der Anwendung des Modells (siehe Kap. 7).

## 6.1 Das Deckschichtmodell

Vertikal integrierte eindimensionale Deckschichtmodelle, die für die Simulation der Atmosphäre entwickelt wurden, wurden zuerst von *Kraus und Turner* (1967) für Simulationen des Ozeans modifiziert. In diesen Modellen wird bei einer instabilen Dichteschichtung eine instantane und vollständige Vermischung simuliert, so daß eine vollständig durchmischte Deckschicht entsteht. Sie simulieren die Entwicklung der Deckschicht sehr effizient, da sie nicht die vollständige, dreidimensionale Bewegungsgleichung berücksichtigen. Generelle Annahmen, die zu Vereinfachungen der dreidimensionalen Bewegungsgleichung führen, sind nach *Niiler und Kraus* (1977):

- Die mittlere Temperatur, der mittlere Salzgehalt und die mittlere horizontale Geschwindigkeit sind in der durchmischten Schicht quasi homogen.
- Senkrecht zur Wasseroberfläche und senkrecht zum Boden der durchmischten Schicht ist die Verteilung dieser Variablen (Temperatur, Salzgehalt und Dichte) quasi nicht stetig.
- Die lokale Änderung der quadrierten mittleren turbulenten Geschwindigkeit (der Geschwindigkeitsvarianz) ist klein im Vergleich zu der Änderung durch die Turbulenz.

In dieser Arbeit wird auch für eine Vergleichbarkeit mit anderen Arbeiten ein schon erprobtes Deckschichtmodell verwendet, mit dem bereits *Visbeck et al.* (1995) die Deckschicht der Grönlandsee simuliert hat. Hierfür hat *Visbeck et al.* (1995) das Deckschichtmodell von *Rahmstorf* (1991) mit einem einfachen thermodynamischen Eismodell gekoppelt, welches in Abschnitt 6.2 beschrieben wird. Das Deckschichtmodell basiert unter Verwendung der oben aufgeführten Annahmen auf der Gleichung der turbulenten kinetischen Energie ( $q^2 = \overline{w'^2} + \overline{u'_y \cdot u'_y}$ ) und auf den Erhaltungsgleichungen für Temperatur ( $T$ ), Salzgehalt ( $S$ ) und Dichte ( $\rho$ ) in vertikal integrierter Form. Dabei gilt für die folgenden Gleichungen, daß die  $z$ -Achse nach oben weist und die Flüsse, der Wärmefluß ( $Q$ ) und der Bouyancyfluß ( $B_0$ ), in den Ozean positiv sind.

Die Erhaltungsgleichungen lassen sich im eindimensionalen Fall und bei einem horizontal homogenen Geschwindigkeitsfeld ( $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -\nabla_H \cdot \bar{u} \equiv 0$ ) schreiben, als

$$\frac{\partial \bar{\tau}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{w'\tau'}}{\partial z} = 0 \quad \text{mit } \tau = T, S \text{ oder } \rho. \quad (6.1)$$

Mit den Randbedingungen an der Oberfläche ( $z = 0$ ) und am Boden der durchmischten Schicht ( $z = -h$ ,  $h =$  Tiefe der durchmischten Schicht)

$$\left. \overline{w'S'} \right|_{z=0} = S_{ML}(P - E) \quad \left. \overline{w'S'} \right|_{z=-h} + w_e \Delta S = 0 \quad (6.2)$$

$$\left. \overline{w'T'} \right|_{z=0} = -\frac{1}{\rho_0 c_p} Q \quad \left. \overline{w'T'} \right|_{z=-h} + w_e \Delta T = 0 \quad (6.3)$$

$$\left. \overline{w'\rho'} \right|_{z=0} = \frac{\rho_0}{g} B_0 \quad \left. \overline{w'\rho'} \right|_{z=-h} + w_e \Delta \rho = 0 \quad (6.4)$$

lauten die über die durchmischte Schicht integrierten Erhaltungsgleichungen

$$h \frac{\partial T_{ML}}{\partial t} = -w_e \Delta T + \frac{1}{\rho_0 c_p} Q \quad (6.5)$$

$$h \frac{\partial S_{ML}}{\partial t} = -w_e \Delta S + S_{ML}(E - P) \quad (6.6)$$

$$h \frac{\partial \rho_{ML}}{\partial t} = -w_e \Delta \rho - \frac{\rho_0}{g} B_0. \quad (6.7)$$

Dabei repräsentieren  $\Delta S$ ,  $\Delta T$  und  $\Delta \rho$  den Salz-, Temperatur- und Dichtesprung am Boden der durchmischten Schicht ( $\Delta T = T_{ML} - T_e$  etc., wobei  $T_{ML}$  die Temperatur in und  $T_e$  die Temperatur unter der durchmischten Schicht ist),  $P$  den Niederschlag,  $E$  die Verdunstung,  $\rho_0$  die mittlere Dichte von Meerwasser ( $\rho_0 = 1028 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $c_p$  die Wärmekapazität von Meerwasser ( $c_p = 3989 \text{ J kg}^{-1} \text{ m}^{-3}$ ) und  $B_0 = \alpha \frac{g}{c_p \rho_0} Q - \beta g(E - P)S_0$  mit  $\alpha = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T}$  und  $\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S}$  ist der Bouyancyfluß an der Oberfläche.  $\alpha$  wird für die jeweilige Tiefe bestimmt, so daß der thermobarische Effekt (*McDougall*, 1984) im Modell berücksichtigt wird. Da die Dichte nach jeder Temperatur- und Salzgehaltsänderung neu berechnet wird, ist auch der Effekt des *Cabbeling* mit berücksichtigt. Die stets aufwärts weisende Geschwindigkeit  $w_e$  ist die Geschwindigkeit, mit der Wasser von unten eingemischt wird. Wenn, wie hier angenommen, keine mittlere vertikale Geschwindigkeit vorhanden ist und die durchmischte Schicht tiefer wird, ist die Änderung der Tiefe der durchmischten Schicht gleich der Einmischgeschwindigkeit ( $w_e \equiv \frac{dh}{dt}$  wenn  $\frac{dh}{dt} > 0$  und  $w_e \equiv 0$  wenn  $\frac{dh}{dt} \leq 0$ ).

Unter Verwendung der vertikal integrierten Erhaltungsgleichung der Dichte wird die Gleichung für die turbulente Energie über die durchmischte Schicht integriert (für eine Beschreibung der verwendeten Randbedingungen siehe z. B. *Niiler und Kraus*, 1977). Gleichzeitig wird das mittlere Quadrat der turbulenten Geschwindigkeit sowie dessen zeitliche Änderung und die Produktion von turbulenter Energie durch internen Scherungsstreß als klein betrachtet. Wird zusätzlich die Dissipation der turbulenten kinetischen Energie implizit bei der Parametrisierung von deren Produktion berücksichtigt (siehe z. B. *Niiler und Kraus*, 1977), lautet das Integral der Erhaltungsgleichung der turbulenten kinetischen Energie

$$\int_{-h}^0 \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} q^2 \partial z = \frac{g}{2\rho_0} h \Delta \rho w_e + m U^3 - \frac{h}{4} \left( (1+n)B_0 + (1-n)|B_0| \right) \equiv 0 \quad (6.8)$$

oder

$$\int_{-h}^0 \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} q^2 \partial z = \frac{g}{2\rho_0} h \Delta\rho w_e + m U^3 - \frac{1}{2} n^* h B_0 \equiv 0$$

mit  $n^* = 1$  für  $B_0 > 0$  und  $n^* = n$  für  $B_0 < 0$ . Hierbei beschreibt  $n$  die Dissipation der konvektiv erzeugten turbulenten Energie. Ist  $n = 1$  wird keine konvektiv erzeugte Energie dissipiert. Ist  $n = 0$  herrscht ein Gleichgewicht zwischen der Produktion von konvektiver Energie und deren Dissipation innerhalb der durchmischten Schicht; d.h. am Boden der durchmischten Schicht steht keine kinetische Energie aus dichtegetriebenen Prozessen zur Einmischung von darunterliegendem Wasser zur Verfügung (*Niiler und Kraus, 1977*). Ist ein stabiles Dichteprofil erreicht, wird dann kein Wasser mehr von unten in die durchmischte Schicht eingemischt, und die Dichteverteilung am unteren Rand der durchmischten Schicht ist stetig ( $\Delta\rho = 0$ ). Diese Form der Konvektion wird *non penetrative* genannt (siehe z. B. *Niiler und Kraus, 1977*). Da Messungen außerhalb des Einflusbereiches des Windes eine stetige Verteilung der Dichte am unteren Rand der durchmischten Schicht aufweisen, wird in den Simulationen  $n = 0$  gewählt.

Setzt man die zeitliche Änderung der turbulenten kinetischen Energie in Gleichung 6.8 gleich Null, verursacht die winderzeugte ( $mU^3$ ) und die konvektiv erzeugte Energie ( $-\frac{1}{2}n^*hB_0$ ) eine Änderung der potentiellen Energie, die durch den ersten Term auf der rechten Seite beschrieben wird. Die Parametrisierung der winderzeugten Energie ( $mU^3$ ) wird in Abschnitt 6.3 beschrieben.

Im Modellcode wird die Änderung der durchmischten Schicht in mehreren Schritten pro Zeitschritt berechnet. Zunächst wirken die Oberflächenflüsse auf die oberste Gitterzelle (Gleichung 6.5 und 6.6). Hierfür wird der Wärmefluß  $Q$  unter Verwendung der simulierten Deckschichttemperaturen (wie in Kapitel 4.3.5 beschrieben) berechnet und angenommen, daß sich der Niederschlag und die Verdunstung aufheben (siehe Abschnitt 4.3). Entsteht durch die Oberflächenflüsse eine instabile Dichteschichtung, erfolgt eine Vermischung der obersten Gitterzelle mit den darunter liegenden bis ein neues, stabiles Dichteprofil entsteht. Wenn die Oberflächenflüsse zu einer Abnahme der Dichte in der obersten Gitterzelle geführt haben, bleibt die Tiefe der durchmischten Schicht zunächst minimal. Nach der dichtegetriebenen Veränderung der durchmischten Schicht wird die Vertiefung durch die mechanische Vermischung berechnet. Am Ende des Zeitschrittes wirkt die vertikale Diffusion auf die Wassersäule (siehe Abschnitt 6.4).

## 6.2 Das Eismodell

Da das Eis in der zentralen Grönlandsee im wesentlichen aus Frazil- und Pfannkucheneis besteht (*Toudal, 1999; Wadhams und Wilkinson, 1999*), wurde ein einfaches thermodynamisches Eismodell an das Deckschichtmodell gekoppelt (*Visbeck et al., 1995*). Die Änderung der Eisdicke ( $h_i$ ) wird durch

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = \frac{Q_i}{\rho_i L_f} \quad (6.9)$$

berechnet, wobei  $L_f$  die latente Wärme der Fusion,  $\rho_i$  die Dichte des Eises und  $Q_i$  die zum Schmelzen oder Gefrieren zur Verfügung stehende Wärmemenge

$$Q_i = c_3 \frac{h c_p \rho}{\Delta t} (T_f - T_{ML}) \tag{6.10}$$

mit der Gefrierpunkttemperatur  $T_f$  ist. Die Konstante  $c_3$  wird im Laufe dieses Abschnittes detailliert erläutert.

Fällt die Temperatur der durchmischten Schicht bei einer weiterhin stabilen Dichteschichtung unter den Gefrierpunkt, wird Eis gebildet. Der Wärmehalt der durchmischten Schicht erhöht sich und die Temperatur der durchmischten Schicht nähert sich dem Gefrierpunkt. Der Salzgehalt der durchmischten Schicht ändert sich durch die Eisbildung ebenfalls, was durch einen zusätzlichen Term  $((S_{ML} - S_i) \frac{\partial h_i}{\partial t})$ , mit dem Salzgehalt ( $S_i$ ) und der Dicke ( $h_i$ ) des Eises) in Gleichung 6.6 beschrieben wird. Der Salzeintrag durch die Eisbildung kann eine instabile Dichteschichtung verursachen, so daß die Stabilität der Wassersäule nach der Eisbildung erneut geprüft werden muß (siehe auch Abb. 6.1).

Wenn sich die Temperatur der durchmischten Schicht durch Oberflächenflüsse oder durch das Einmischen wärmeren Wassers von unten erhöht, kann das Eis wieder geschmolzen werden. Der Eintrag des salzarmen Schmelzwassers führt zu einer neuen, sehr dünnen Deckschicht. Die Temperatur dieser Deckschicht sinkt durch die Eisschmelze bis zum Gefrierpunkt, während die Temperatur unter der Deckschicht deutlich über dem Gefrierpunkt bleiben kann. Die Tiefe der Deckschicht bestimmt das Wasservolumen, das während der Eisschmelze bis zum Gefrierpunkt gekühlt werden kann, also die Energiemenge, die zum Schmelzen des Eises zur Verfügung steht. Wird die Deckschicht durch die Eisschmelze im Modell minimal, wie das bei positivem Wärmefluß angenommen wird, wird extrem wenig Eis geschmolzen. In der Realität wird die Deckschichttiefe während der Eisschmelze im wesentlichen durch die Turbulenz, also durch die vorhandene turbulente kinetische Energie bestimmt. Diese wird im Modell hauptsächlich durch den Wind eingetragen und verursacht erst am Ende des Zeitschrittes eine Vertiefung der Deckschicht. Diese windgetriebene Vertiefung führt häufig zu einer Erhöhung der Temperatur in der durchmischten Schicht, so daß am Ende des Zeitschrittes noch immer Energie zur Eisschmelze zur Verfügung steht. Wird ein Teil dieser Energie vor der Berechnung der windgetriebenen Vertiefung zur Eisschmelze verwendet, kann der Wind keine so tiefe Deckschicht verursachen, da durch das zusätzliche Schmelzwasser ein größerer Dichtesprung am Boden der durchmischten Schicht vorhanden ist. So ist die zur Eisschmel-

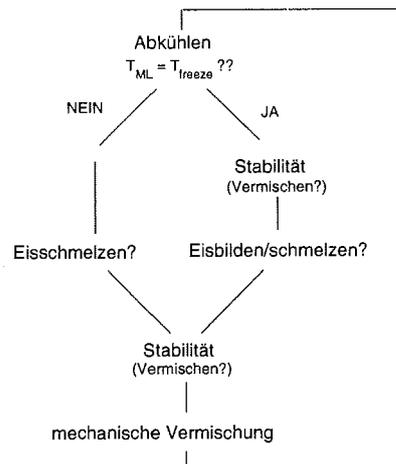


Abbildung 6.1: Schematische Integration des Eismodells in die Modellstruktur.

ze zu verwendende Energie eng mit der Deckschichttiefe am Ende des Zeitschrittes verbunden. Im Modell wird die Tiefe der schmelzwasserbedingten Deckschicht ( $h_{\text{bei Eisschmelze}}$ ) in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit ( $U$ ) gewählt ( $h_{\text{bei Eisschmelze}} = 2U$ ), so daß durch eine Erwärmung der Deckschicht eine angemessene Menge Eis geschmolzen wird. Die mechanische Vermischung kann am Ende des Zeitschrittes eine weitere Vertiefung verursachen, die im allgemeinen jedoch unwesentlich ist.

Zwischen den eben beschriebenen Eisbildungs- und Eisschmelzphasen kann in dieser Art Modell ein häufiger Wechsel auftreten. Die durch Eisbildung hervorgerufene Vertiefung der durchmischten Schicht verursacht oft ein Schmelzen des gerade gebildeten Eises. Die so entstandene dünne Deckschicht wird durch erneute Eisbildung sehr schnell spezifisch schwerer als das darunter liegende Wasser und eine erneute Vertiefung der durchmischten Schicht erfolgt. *Visbeck et al.* (1995) erschweren ein solches Wechselspiel, indem sie nur einen Teil ( $c_3$  in Gleichung 6.10) der zur Verfügung stehenden Energie zur Eisbildung oder Eisschmelze verwenden (siehe auch *Welander, 1977; Killworth, 1979*). Während der Eisbildung wird der verbleibende Teil ( $1 - c_3$ ) verwendet, um die Wassersäule zu kühlen, so daß die durchmischte Schicht eine Temperatur unterhalb des Gefrierpunktes besitzt. Erfolgt nach der Eisbildung eine Vertiefung der durchmischten Schicht und ein Einmischen wärmeren Wassers, ist die Temperatur der neuen durchmischten Schicht möglicherweise noch immer unterhalb des Gefrierpunktes, so daß kein Schmelzen des Eises erfolgen muß. Während der Eisschmelze wird der in der Wassersäule verbleibende Energieanteil verhindert, daß die Temperatur der durchmischten Schicht bis zum Gefrierpunkt sinkt. So kann kein beliebig kleiner Wärmeverlust zu einer erneuten Eisbildung führen.

Wieviel des Wärmeverlustes zur Eisbildung verwendet werden darf, ohne eine Wechselspiel zwischen Eisbildung und -schmelze zu initiieren, wird durch den hydrographischen Aufbau und durch den atmosphärischen Antrieb bestimmt. Während der Vertiefungsphase muß der in der Wassersäule verbliebene Energieanteil ( $1 - c_3$ ) die durch das Einmischen wärmeren Wassers verursachte Temperaturerhöhung in der durchmischten Schicht auffangen. Die Größe der Temperaturerhöhung wird durch die Temperatur und durch die Menge des eingemischten Wassers bestimmt, so daß bei einer schnellen Vertiefung häufig eine große Temperaturänderung aufgefangen werden muß. Während der Eisschmelze muß der Faktor  $1 - c_3$  dem Wärmeverlust des Ozeans an die Atmosphäre angepaßt werden. Bei einem starken Wärmeverlust muß der Faktor  $1 - c_3$  sehr groß sein, um eine erneute Eisbildung zu verhindern. Ein kleiner Wert für  $c_3$  führt zu einer geringen Eisbildung, was eine erneute Vertiefung behindert und gleichzeitig zu einer Abnahme der maximal erreichten Eindringtiefe führen kann. Auch kann die Temperatur der durchmischten Schicht durch einen kleinen Wert für  $c_3$  trotz der Präsenz von Eis deutlich über dem Gefrierpunkt liegen. Hinzu kommt, daß ein Trend zu weniger Gefrier-Schmelz Zyklen durch eine Reduzierung des Faktors  $c_3$  in den Simulationen nur zu erkennen ist, wenn die Vertiefung der durchmischten Schicht während der Eisbildung ein kontinuierlicher Prozeß ist. Tritt eine abrupte Vertiefung der durchmischten Schicht auf, ist der Einfluß einer Änderung des Faktors  $c_3$  nicht vorhersehbar. Zum Teil erhöht sich sogar die Anzahl der Gefrier-Schmelz Zyklen durch eine Reduzierung von  $c_3$ .

Da die Anzahl der Gefrier-Schmelz Zyklen durch eine Wahl von  $c_3 < 1$  nicht durchgängig verringert werden konnte, wurde auf dessen Optimierung verzichtet und der Wert

$c_3 = 1$  gewählt. Die Gefrier-Schmelz Zyklen sind in den Simulationen ohnehin nicht sehr ausgeprägt, da sie durch die Wahl der Deckschichttiefe während der Eisschmelze reduziert werden. Ist die Deckschichttiefe während der Eisschmelze nicht minimal, wird deutlich mehr Eis geschmolzen, und entsprechend mehr Eis muß hinterher gebildet werden, um eine erneute Vertiefung der durchmischten Schicht zu ermöglichen.

Neben dem direkten Einfluß der Eisbildung auf die Eigenschaften der durchmischten Schicht beeinflusst die Präsenz des Eises die durchmischte Schicht auch indirekt, indem es den Impuls- und Wärmefluß zwischen Ozean und Atmosphäre behindert. An der Grenze zwischen Eis und Atmosphäre gibt es z. B. kaum Verdunstung, so daß der latente Wärmefluß minimal und im Modell während der Präsenz von Eis nicht berücksichtigt wird. Die Wärmeleitfähigkeit von Eis ist größer als die von flüssigem Wasser, wodurch ein schnellerer molekularer Austausch im Eis als im flüssigen Wasser ermöglicht wird. Da der Wärmeaustausch in der oberen Schicht der Wassersäule durch turbulente Prozesse bestimmt wird, behindert der rein molekulare Austausch im Eis den Wärmefluß zwischen Ozean und Atmosphäre mit zunehmender Eisdicke dennoch. Eine weitere Behinderung des Wärmeflusses wird durch Lufteinschlüsse im Eis verursacht, so daß z. B. eine Schnee- oder Reifschicht auf dem Eis eine stark isolierende Wirkung hat. Da das meist dünne Eis der zentralen Grönlandsee (siehe Abschnitt 2.5) häufig von Wasser überspült wird und wenig trockene Auflagefläche für eine Schneeschicht bietet, ist es kein effektiver Isolator. So wird der Wärmefluß im Modell erst ab einer Eisdicke von 5 cm deutlich reduziert. Der effektive Wärmeverlust des Modellozeans sinkt von 100 % bei 5 cm Eisdicke linear auf 50 % bei einer Eisdicke von 30 cm. Auch bei größeren Eisdicken wirken 50 % des Wärmeverlustes an der Ozeanoberfläche, da die offenen Stellen zwischen den Eisschollen weiterhin einen Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre ermöglichen. Der positive Wärmefluß wird im Modell nicht reduziert, da die Wärme nicht bis zur Wasseroberfläche vordringen muß, um das Eis zu schmelzen. Außerdem wird angenommen, daß in der zentralen Grönlandsee, auf der das Hauptaugenmerk dieser Arbeit liegt, in der Zeit der positiven Oberflächenwärmeflüsse kein Eis vorhanden ist, da ein großer Teil des Eises vorher durch vertikale Wärmeflüsse innerhalb der Wassersäule geschmolzen wird. Da im allgemeinen schon zu Beginn der Sonneneinstrahlung kein Eis mehr in der zentralen Grönlandsee vorhanden ist, wird in den Simulationen auch während der Präsenz von Eis die Albedo von offenem Wasser zur Berechnung des Wärmeflusses verwendet (siehe auch Abschnitt 5.1.3). Diese Annahmen beeinflussen die vorgestellten Modellergebnisse kaum, da im wesentlichen der Zeitraum zwischen den Messungen im Sommer und dem Zeitpunkt der maximalen Tiefe der durchmischten Schicht betrachtet wird.

Wenn Eis an der Meeresoberfläche vorhanden ist, beeinflusst dieses auch die Wirkung des Windes auf die Wassersäule. Während der Ekman Transport unter mehrjährigem Eis größer ist als im offenen Ozean, werden kleinskalige, turbulente Bewegungskomponenten durch die Trägheit des Eises gedämpft und der Eintrag von turbulenter kinetischer Energie durch das Eis behindert. Quantitative Aussagen über die Reduzierung der windverursachten Vermischung in Abhängigkeit vom Eistyp und der Eisbedeckung sind in der Literatur kaum vorhanden. Da das flache und flächendeckende Eis der zentralen Grönlandsee (siehe Abschnitt 2.5) dem Wind wenig Angriffsfläche bietet und turbulente Bewegungen effektiv

dämpft, wird der Einfluß des Windes während der Präsenz von Eis im vorliegenden Modell auf 20 % reduziert.

In Anlehnung an Untersuchungen von *Visbeck et al.* (1995) wird in manchen Experimenten ein konstanter Eisverlust ermöglicht ( $\frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \textit{konstant}$ ). Dies soll einen Eisexport simulieren, der durch eine Eisdrift in Verbindung mit einem Gradienten im Eisvolumen auftreten kann.

### 6.3 Wind efficiency

Der Einfluß des Windes wird in Deckschichtmodellen generell in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit ( $U$ ) und der vertikalen Position in der Wassersäule ( $z$ ) parametrisiert. Die sogenannte *wind efficiency* ( $m$ ), mit der die zur Vermischung der Wassersäule zur Verfügung stehende Energie ( $E_W$ ) berechnet wird ( $E_W = mU^3$ ), wird häufig in der Form  $m = M e^{\left(\frac{z}{h^*}\right)}$  parametrisiert. Die am Boden der durchmischten Schicht wirkende *wind efficiency* beträgt dann bei einer aufwärts weisenden  $z$ -Achse  $m = M e^{\left(\frac{z}{h^*}\right)}$ . Dabei beschreibt  $M$  die Effizienz der Winddurchmischung an der Wasseroberfläche und  $1/h^*$  die Dämpfung der Vermischung mit der Tiefe. Eine große Effizienz  $M$  und eine geringe Dämpfung, d. h. ein großes  $h^*$ , beschreiben eine intensive Vermischung der Wassersäule.

Die durch den Wind verursachte Vermischungstiefe wird in den Simulationen zusätzlich durch die Modellkonfiguration beeinflusst. Eine gröbere zeitliche Auflösung führt bei gleichbleibender Parametrisierung zu einer geringeren Tiefe der durchmischten Schicht (*Rahmstorf*, 1991). Mit diesem Argument werden die unterschiedlichen *wind efficiencies* in dem Modell von *Rahmstorf* (1991) und dem Modell von *Woods und Barkmann* (1986) erklärt. *Rahmstorf* (1991) verwendet eine *wind efficiency* von  $M = 0.4 \times 10^{-3} \rho_a C_D$  mit der Dichte von Luft  $\rho_a = 1.2 \text{ kg/m}^3$  und dem *drag coefficient*  $C_D = 1.2 \times 10^{-3}$  und  $h^* = 50$  bei einem Zeitschritt von einer Stunde. *Woods und Barkmann* (1986) verwenden eine größere *wind efficiency* von  $M = 1.2 \times 10^{-3} \rho_a C_D$  und  $h^* = 100$  bei einem größeren Zeitschritt von einem Tag. Diese Abhängigkeit der *wind efficiency* von der zeitlichen Auflösung des Modells wird jedoch nicht immer berücksichtigt. Trotz eines Zeitschritts von sechs Stunden verwenden *Visbeck et al.* (1995) in ihrer Modellversion z. B. die relativ kleine *wind efficiency* von *Rahmstorf* (1991).

Neben der zeitlichen Auflösung beeinflusst auch die vertikale Auflösung des Modells die durch den Wind verursachte Vermischungstiefe. Eine gröbere vertikale Auflösung führt zu einem größeren Dichtesprung am unteren Rand der durchmischten Schicht ( $\Delta\rho$  in Gleichung 6.8). Die zur Vertiefung der durchmischten Schicht benötigte Energie wird so ebenfalls größer. Eine gleichbleibende Parametrisierung der durch den Wind eingetragenen Energie führt also bei einer gröberen vertikalen Auflösung zu einer geringeren Tiefe der durchmischten Schicht.

Wird die *wind efficiency* von *Rahmstorf* (1991) in den für die vorliegende Arbeit durchgeführten Experimenten verwendet, führt sie trotz des Zeitschrittes von sechs Stunden zu einer sehr starken Winddurchmischung insbesondere bei niedrigen Windgeschwindigkeiten. So ist die durchmischte Schicht vor allem im Sommer mit einer vertikalen Ausdehnung von etwa 250 m deutlich zu tief (siehe Abb. 7.16 a) und kann aufgrund ihrer Mächtigkeit nicht

über 2°C erwärmt werden. Auch eine Erhöhung der Dämpfung durch eine Reduzierung von  $h^*$  von 50 (dunkle) auf 40 (helle Linie in Abbildung 6.2) führt zu einer ähnlich tief durchmischten sommerlichen Deckschicht. Dieses Verhalten kann nicht durch die unterschiedliche vertikale Auflösung von 1 dbar in den eigenen Berechnungen und 1.9 m bei *Visbeck et al.* (1995) bzw. 2 m bei *Rahmstorf* (1991) (zumindest in den oberen 250 m) verursacht werden. Wird in den eigenen Berechnungen eine gröbere vertikale Auflösung von nur 2 dbar statt 1 dbar gewählt, reduziert sich die Tiefe der sommerlichen Deckschicht lediglich um 10 %.

Die Problematik der zu starken Winddurchmischung im Sommer spielte bei *Visbeck et al.* (1995) eine untergeordnete Rolle, da nur der Zeitraum November bis April simuliert wurde. Zusätzlich wurde in den meisten Experimenten eine konstante Windgeschwindigkeit von 9 m/s verwendet, so daß generell keine niedrigen Windgeschwindigkeiten auftreten.

Aufgrund der zu tiefen durchmischten Schicht bei geringen Windgeschwindigkeiten wurde für das Basisexperiment in der vorliegenden Arbeit eine *wind efficiency* gewählt, die von der Windgeschwindigkeit abhängt und insbesondere in den oberen 200 m deutlich kleiner ist als die von *Rahmstorf* (1991) gewählte. In etwa 400 m Tiefe entspricht sie jedoch der *wind efficiency* von *Rahmstorf* (1991) und auch von *Visbeck et al.* (1995). Die gewählte Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit wird von *van Aken* (1984) beschrieben. Die dort beschriebene Dämpfung der eingetragenen Energie mit der Tiefe wurde für das Basisexperiment jedoch durch die Reduktion von  $h^*$  auf ein Viertel deutlich verstärkt. Dies führt mit dem Coriolis Parameter  $f$  zu

$$M = 3.64 \left( \frac{C_D}{\rho} \right)^{\frac{2}{3}} = 3.64 \left( \frac{1.3 \times 10^{-3}}{1028} \right)^{\frac{2}{3}}$$

$$h^* = \frac{0.068 U \sqrt{C_D}}{4f} = \frac{0.068 U \sqrt{1.3 \times 10^{-3}}}{4f}$$

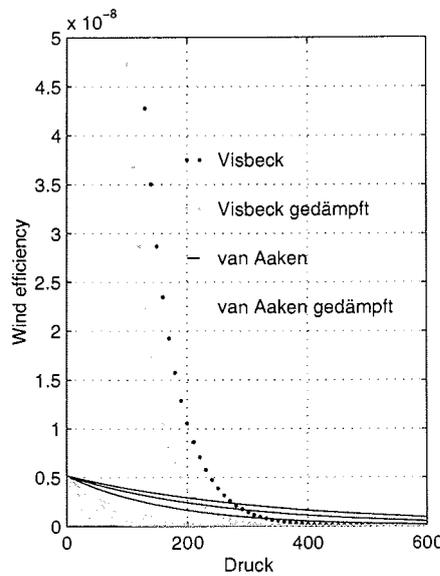


Abbildung 6.2: Unterschiedliche *wind efficiencies*, die von *Rahmstorf* (1991) und von *van Aken* (1984) verwendet wurden, und jeweils eine Abwandlung (siehe Text für Details). Die als helle durchgezogene Linie dargestellte *wind efficiency* wird als Basiseinstellung in dieser Arbeit verwendet.

## 6.4 Diffusion

Die Diffusion wird in dem Modell durch zentrale Differenzen berechnet. Dieses Verfahren ist stabil (*Messinger und Arakawa, 1975*) sofern das Stabilitätskriterium  $\Delta z^2 > 2A_v \Delta t$  erfüllt ist. Der von *Visbeck et al. (1995)* verwendete Austauschkoefizient von  $5 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  führt demnach bei einer Auflösung von 1.5 m oder größer zu einer stabilen Simulation der Diffusion. In den verwendeten CTD-Daten sind die Werte jedoch in 1 - dbar - Schritten abgespeichert. Um diese hohe vertikale Auflösung auch in den Simulationen beizubehalten, wurde so eine vertikale Auflösung des Modells von ebenfalls 1 dbar gewählt. Bei einer Auflösung von 1 dbar ist die Berechnung der Diffusion unter Verwendung des Austauschkoefizienten von *Visbeck et al. (1995)* jedoch instabil. Damit das Verfahren bei der hohen vertikalen Auflösung stabil ist, wird ein kleinerer Austauschkoefizient benötigt, und es wurde der Wert  $1.25 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  gewählt. Da für alle Größen derselbe Austauschkoefizient verwendet wird, bleibt die Doppeldiffusion unberücksichtigt. Diese ist in der Grönlandsee auch vernachlässigbar (siehe z. B. *Visbeck, 1993*), wie auch verschiedene eigene Modellexperimente (nicht vorgestellt) bestätigt haben.

In jedem Zeitschritt, in dem die Diffusion am unteren Rand der durchmischten Schicht wirkt, reduziert sich die Tiefe der durchmischten Schicht um  $\Delta z$ , da der diffusive Austausch die hydrographischen Eigenschaften in der untersten Gitterzelle der durchmischten Schicht verändert.

Tabelle 6.1: Die Modellparameter

Parameter	Einheit	Wert
Zeitschritt $\Delta t$	Stunden	6
Vertikale Auflösung $\Delta z$	dbar	1
Gefrierpunkttemperatur	°C	-1.9
Salzgehalt des Meereises		9
Vertikale Diffusion $A_v$	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$	$1.25 \times 10^{-5}$

## Kapitel 7

# Modellstudien

Die Modellstudien sollen die Befunde aus den Beobachtungen ordnen und prüfen, ob die üblichen Ventilationskonzepte tatsächlich keine Gültigkeit in den neunziger Jahren besitzen. Die Modellergebnisse führen vor allem zu einer Neubewertung der Ventilationstiefen und ihrer Bestimmungskriterien, da die Eindringtiefen kalten und salzarmen Wassers nicht immer mit den Ventilationstiefen identischen sind.

Der Unterschied zu bisherigen Studien dieser Art (z. B. *Visbeck, 1993; Backhaus und Kämpf, 1999*) liegt zum einen darin, daß kein mittlerer Zustand der Wassersäule zur Initialisierung des Modells verwendet wird, sondern alle gemessenen Einzelprofile. So werden die Auswirkungen der variablen Position und Form der oberflächennahen Pyknokline und auch die Auswirkungen der unterschiedlich ausgeprägten salzarmen Deckschicht berücksichtigt. Zudem werden die vertikalen Gradienten in der Wassersäule nicht bereits vor der Simulation durch eine horizontale Mittelung der Beobachtungen verringert. Die Berücksichtigung der Einzelprofile ist wesentlich, um z. B. auch anhand der Modellsimulationen die zwei verschiedenen Ventilationsformen identifizieren zu können. Die großskalige Eisbedeckung kann ebenfalls nur untersucht werden, wenn die horizontale Variabilität der Ventilationstätigkeit berücksichtigt wird, da nur vereinzelt auftretende Ventilation eine eventuell vorhandene Eisbedeckung nicht großskalig beeinflussen muß.

Ein weiterer Unterschied zu bisherigen Arbeiten ist die Berücksichtigung mehrerer Winter, so daß nicht ein Einzelereignis sondern mehrere Ereignisse untersucht werden. Obwohl die Auswirkungen einer Änderung der Antriebskomponenten bei jedem Einzelereignis nicht unerwartet ist, zeigen erst die von Jahr zu Jahr unterschiedlichen oder gleichen Auswirkungen auf die Ventilationstiefe, wie weit die Erkenntnisse anhand eines Einzelereignisses verallgemeinert werden können. Dabei ist nicht die Simulation realistischer Ventilationstiefen wesentlich, die durch eine Optimierung der Parametrisierung erreicht werden kann. Durch verschiedene Faktoren, wie z. B. die Unsicherheiten in der Berechnung des Wärmeflusses, die fehlende Advektion im Modell etc., liefert eine solche Optimierung auch keine wesentlichen neuen Erkenntnisse. Von Interesse ist hier die Änderung der Ventilationstätigkeit durch Änderungen im Antrieb, wie z. B. die Abnahme der Ventilationstiefe in einigen Bereichen der zentralen Grönlandsee bei einer stärkeren Winddurchmischung.

Verschiedene Eigenschaften der Wassersäule in der Grönlandsee und des Modells implizieren, daß die simulierten Ventilationstiefen im wesentlichen qualitativ betrachtet werden. In der zentralen Grönlandsee zwischen 7° W und 3° E sind z. B. auch in den oberen

Schichten nur kleine vertikale Dichtegradienten vorhanden, so daß eine geringe Zufuhr mechanischer Energie genügt, um die durchmischte Schicht zu vertiefen. So reicht die simulierte Wirkung des Windes in der zentralen Grönlandsee mehrere 100 Meter tief. Diese Reichweite wird im Modell im wesentlichen durch die Wahl der *wind efficiency* bestimmt. Im Vergleich zu dem Einfluß der Parametrisierung der *wind efficiency* ist der Einfluß der natürlichen Variabilität des Windes, des Wärmeflusses oder des hydrographischen Aufbaus auf die Tiefe der winddurchmischten Schicht gering. Deshalb wird eine bis 600 m tiefe Deckschicht *Ventilation bis in geringe Tiefen* genannt. Eine weitere Vertiefung der durchmischten Schicht wird hingegen nur wenig vom Wind beeinflusst.

In der *Basisexperiment* genannten Simulation wirken alle Antriebskomponenten in der in Kapitel 6 beschriebenen Form in der rein eindimensionalen Modellversion (ohne Eisexport) ein Jahr lang auf die Wassersäule. Es wird der gesamte Jahreszyklus der zeitlichen Entwicklung der Deckschicht und ihrer hydrographischen Parameter beschrieben. Das Basisexperiment zeichnet sich dadurch aus, daß dessen ausführlich vorgestellte Ergebnisse als Vergleichsdaten für die folgenden Sensitivitätsstudien verwendet werden. Dort werden dann die einzelnen Faktoren des Antriebs variiert, um ihren Einfluß auf die Tiefe der durchmischten Schicht zu untersuchen. Da z. B. *Visbeck et al.* (1995) und auch *Toudal Pedersen und Coon* (2001) den Eisexport als eine wesentliche Komponente für die Entwicklung der thermischen Deckschicht identifiziert haben, wird zur Prüfung dieser These während einiger Sensitivitätsstudien eine Advektion des Eises simuliert.

In allen Experimenten werden die maximal erreichten Ventilationstiefen entlang 75° N während der Winter 94/95 bis 00/01 untersucht. Die Simulationen werden hierfür meist mit den Daten der Sommerfahrten ar10 bis ar16 (siehe Tabelle 4.1) initialisiert. In einem Experiment (Abschnitt 7.2.4) werden auch die Verankerungsdaten (siehe Abschnitt 5.3.5) zur Initialisierung des Modells verwendet. Da zum Zeitpunkt der Erstellung dieser Arbeit die ECMWF Daten des Jahres 2001 noch nicht zur Verfügung standen, werden die Werte der atmosphärischen Parameter des Jahres 2000 auch für die Berechnungen im Jahre 2001 verwendet.

## 7.1 Basisexperiment

Anhand des Basisexperiments wird der grundsätzliche Verlauf einer Vertiefung der durchmischten Schicht und deren Auswirkungen auf ihre Eigenschaften untersucht. Bevor das eigentliche Arbeitsgebiet, die zentrale Grönlandsee, betrachtet wird, soll die Arbeitsweise des Modells anhand zweier Stationen aus dem Randbereich, nämlich aus dem Bereich des Westspitzbergenstroms und des Ostgrönlandstroms, illustriert werden, da dort die thermische und die haline Ventilation getrennt voneinander beschrieben werden können. Die Anwendung auf die verschiedenen hydrographischen Regime stellt auch die grundsätzliche Funktionalität des Modells sicher.

### 7.1.1 Randbereiche

Im Bereich des Westspitzbergenstroms verursacht die Temperaturverteilung im Sommer in den oberen 700 m eine stabile Dichteschichtung. Direkt an der Oberfläche befindet sich eine salzarme Deckschicht, die sowohl aufgrund der Temperatur- als auch aufgrund

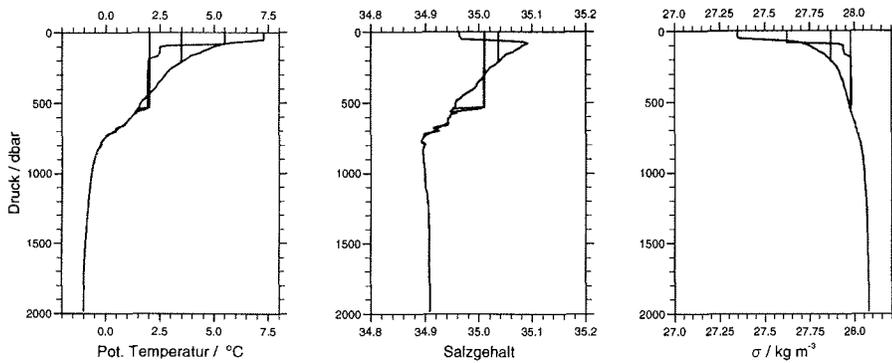


Abbildung 7.1: Vertikale Verteilung der potentiellen Temperatur, des Salzgehaltes und der potentiellen Dichte rel. zur Oberfläche im Westspitzbergenstrom im Winter 98/99 auf 75° N und 13° E; Ausgangsprofil sowie 100., 200. und 300. Simulationstag.

der Salzgehaltsverteilung stabil geschichtet ist. Unter der Halokline nimmt der Salzgehalt mit der Tiefe ab, so daß dort eine thermische Ventilation möglich ist. Zu Beginn der mit CTD Messungen vom September 1998 auf 13° E initialisierten Simulation (Abb. 7.1) ist die salzarme Deckschicht aufgrund der bereits stattgefundenen Vertiefung der durchmischten Schicht durch die herbstliche Winddurchmischung über 50 m tief. Dabei weist der durch die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung verursachte Dichtesprung am unteren Rand der Deckschicht darauf hin, daß die Vertiefung nicht dichtegetrieben war, sondern durch mechanische Vermischung verursacht wurde. Auch in den folgenden Tagen bleibt ein deutlicher Dichtesprung am unteren Rand der durchmischten Schicht bestehen (siehe Abb. 7.2).

Am 100. Simulationstag ist die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung und damit auch die Dichteverteilung am unteren Rand der durchmischten Schicht stetig, d. h. es tritt dort keine sprunghafte Änderung der hydrographischen Eigenschaften auf, weil diese in und direkt unter der durchmischten Schicht nahezu identisch sind. Fortwährender Wärmeverlust führt nun zu momentan instabilen Dichteschichtungen, so daß die weitere Deckschichtvertiefung im wesentlichen dichtegetrieben ist. Die Deckschichttemperatur nimmt durch den Wärmeverlust sowie durch das Einmischen kälteren Wassers von unten weiter ab. Der Salzgehalt nimmt durch das Einmischen salzärmeren Wassers nun ebenfalls ab.

Obwohl am 200. Simulationstag wiederum ein Temperatur- und Salzgehaltssprung am unteren Rand der durchmischten Schicht vorhanden ist, ist die Dichteverteilung weiterhin stetig und die Vertiefung dichtegetrieben.

Durch den positiven Wärmefluß im Frühjahr und Sommer steigt die Temperatur am Ende der Simulation an der Oberfläche an, so daß eine dünne, warme Deckschicht entsteht, deren Tiefe aufgrund des häufigen Wechsels zwischen der windgetriebenen Vertiefung und der Reduzierung der Deckschichttiefe durch den Eintrag von Wärme sehr variabel ist. Der

Salzgehalt ändert sich gegen Ende der Simulation nur noch durch die Diffusion, die aus den Diskontinuitäten am unteren Rand der ventilerten Schicht weiche Übergänge formt. Die Diffusion verursacht auch die Veränderungen, die unterhalb der ventilerten Schicht im vertikalen Profil zu erkennen sind. Die erreichte Ventilationstiefe beträgt etwa 500 m.

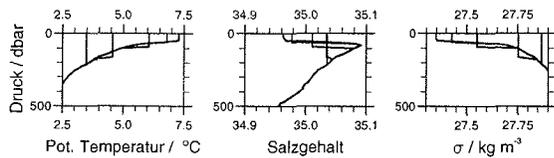


Abbildung 7.2: Wie Abb. 7.1, jedoch Ausgangsprofil sowie 10., 20., 50. und 100. Simulationstag.

Der weiteren Temperatursenkung, während der Salzgehalt steigt. Da kälteres und salzhaltigeres, also spezifisch schwereres Wasser, eingemischt wird, muß die abrupte Vertiefung der Deckschicht Ende Oktober auf ca. 200 m durch mechanische Vermischung verursacht werden. Ab Ende Januar nimmt der Salzgehalt bei jeder weiteren Deckschichtvertiefung ab. Der positive Wärmefluß im Frühjahr verursacht eine geringe Tiefe der durchmischten Schicht, in der die Temperatur steigt. Der nächtliche Wärmeverlust und der Wind können die Schicht wieder vertiefen, bis sich durch den steigenden Wärmefluß in den Ozean eine dauerhafte, dünne Deckschicht etabliert. In dieser steigt die Temperatur deutlich, während der Salzgehalt aufgrund fehlender Quellen und Senken konstant bleibt. Da die Temperatur der durchmischten Schicht während des gesamten Jahres nicht unter  $2^{\circ}\text{C}$  fällt, findet keine Eisbildung statt.

Die beschriebene Ventilation verläuft an allen Positionen im Bereich des Westspitzbergenstroms und in jedem Jahr sehr ähnlich, und die Modellergebnisse weisen darauf hin, daß das Atlantikwasser im Westspitzbergenstrom in etwa 6 Monaten bis in 500 m Tiefe thermisch ventilert werden kann. Unter Annahme einer Geschwindigkeit von  $3.5 \text{ cm s}^{-1}$ , wie sie im Sommer im Westspitzbergenstrom gemessen wird (*Cisewski, 2000*), wird das Atlantikwasser in diesem Zeitraum im Westspitzbergenstrom etwa 550 km, also 5 Breitengrade, nach Norden transportiert, so daß das Modell nicht die Entwicklung der Deckschicht an einer festen geographischen Position, sondern in einem festen Wasservolumen abbildet. Die variierende geographische Position wird bei der Berechnung des Wärmeflusses allerdings nicht berücksichtigt.

Auch auf dem ostgrönländischen Schelf verläuft die Entwicklung der durchmischten Schicht in jedem Winter sehr ähnlich, wie für  $75^{\circ}\text{N}$  und  $13^{\circ}\text{W}$  im Winter 97/98\* in Abb. 7.3 gezeigt. Mitte September ist der Wärmefluß noch positiv, und die dünne Deckschicht erwärmt sich leicht. Der erste starke Wind mischt salzhaltigeres und kälteres Wasser von unten ein. Der nachfolgende Wärmeverlust senkt die Deckschichttemperatur bis zum Gefrierpunkt und Eis bildet sich. Die Salzausfällung während der Eisbildung erhöht den Salzgehalt der durchmischten Schicht, was zusammen mit der Winddurchmischung zu einer weiteren Vertiefung führen kann. Durch den positiven Wärmefluß im Frühjahr wird Eis geschmolzen, wodurch eine stabile, salzarme Deckschicht entsteht, die nach vollendeter

Die beschriebene Entwicklung kann auch anhand der Eigenschaften der durchmischten Schicht verfolgt werden (siehe Abb. 7.3). Ihre Temperatur nimmt zu Beginn der Simulation durch den Wärmeverlust an der Oberfläche ab. Die Vertiefung der durchmischten Schicht führt zu einer

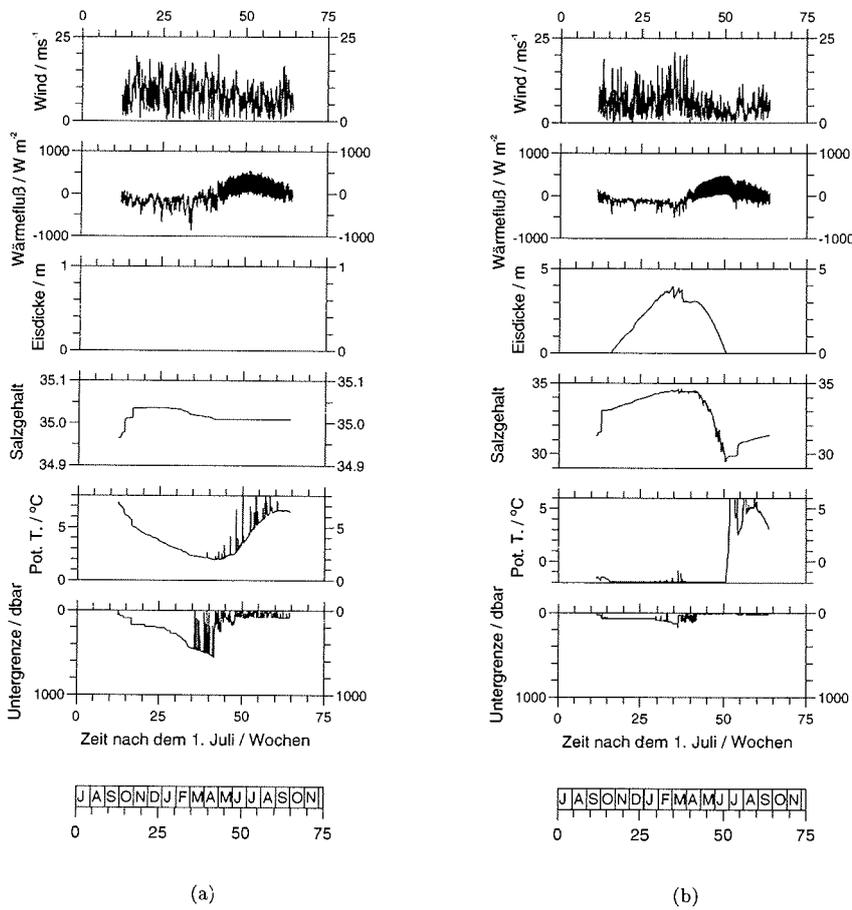


Abbildung 7.3: Zeitliche Entwicklung verschiedener Eigenschaften der durchmischten Schicht a) im Westspitzbergenstrom auf 75° N und 13° E im Winter 98/99 und b) im Ostgrönlandstrom, auf 75° N und 13° W, im Winter 97/98 \*; keine einheitliche Skala in a und b.

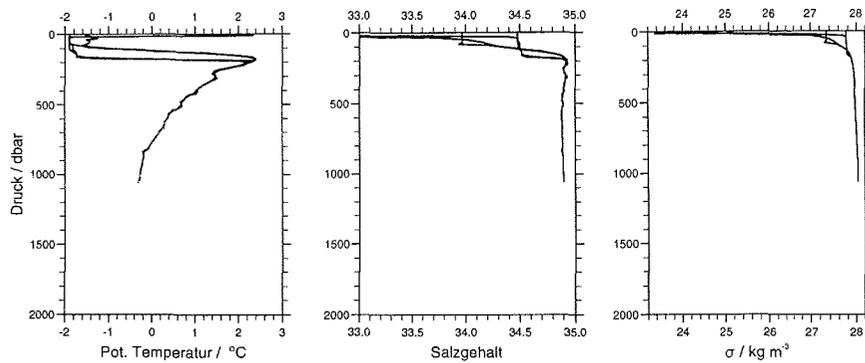


Abbildung 7.4: Vertikale Verteilung der potentiellen Temperatur, des Salzgehaltes und der potentiellen Dichte rel. zur Oberfläche im Ostgrönlandstrom im Winter 97/98\* auf 75° N und 13° W; Ausgangsprofil sowie 100., 200. und 300. Simulationstag.

Eisschmelze stark erwärmt wird. Die erreichte Ventilationstiefe beträgt bei dem gewählten Ausgangsprofil auf dem ostgrönländischen Schelf fast 200 m.

Die Veränderungen der Temperatur- und Salzgehaltsprofile sind in den Abb. 7.4 und 7.5 dargestellt. Zu Beginn der Simulation befindet sich eine etwa 100 m tiefe, kalte Polarwasserschicht an der Oberfläche, die durch den stark ausgeprägten Salzgehaltsgradienten eine hohe Stabilität aufweist. In den ersten Simulationstagen wird die thermisch nur leicht inhomogene Deckschicht des Ausgangsprofils durch den Wind vollständig durchmischt (Abb. 7.5). Bis zum 50. Simulationstag erreicht die Deckschichttemperatur den Gefrierpunkt und durch die erste Eisbildung steigt der Salzgehalt. Bis zum 100. Simulationstag steigt der Salzgehalt durch die fortwährende Eisbildung weiter, ohne daß eine Vertiefung erfolgt.

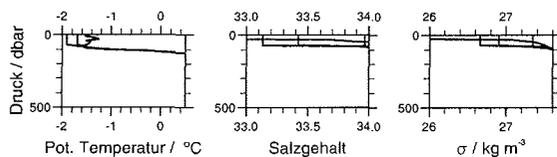


Abbildung 7.5: Wie Abb. 7.4, jedoch Ausgangsprofil sowie 20., 50. und 100. Simulationstag.

Jede nachfolgende Vertiefung hat einen deutlichen Temperatur- und Salzgehaltsanstieg in der durchmischten Schicht zur Folge, wodurch trotz des Wärmeverlustes an der Oberfläche ein Teil des Eises geschmolzen wird. Der Wind kann das Schmelzwasser im Modell häufig bis zum Boden der vorherigen durchmischten Schicht einmischen. Reicht der Wind für eine solche Vermischung nicht aus, entsteht eine Art Treppenstruktur, wie sie mitunter im Bereich der Nord-Ost-Wasser Po-

lynia beobachtet wurde (*pers. Mitteilung Schneider und Budéus, 2001*). Die sehr dünne und salzarme Schmelzwasserschicht kann nach vollendeter Eisschmelze deutlich erwärmt werden.

Die Entwicklung auf dem ostgrönländischen Schelf illustriert die Wechselwirkungen zwischen Eisbildung und Vertiefung der durchmischten Schicht. Allerdings ist das Modell nicht für eine kompakte Eisbedeckung ausgelegt, wodurch die sehr starke Eisbildung, die großen Ventilationstiefen und auch die hohen Oberflächentemperaturen am Ende der Simulation entstehen.

### 7.1.2 Zentrum der Grönlandsee

Während die Entwicklung der durchmischten Schicht in den Randbereichen in jedem Jahr sehr ähnlich verläuft, ist sie in der zentralen Grönlandsee räumlich und zeitlich sehr variabel. In Abb. 7.6 sind die in den Simulationen der Winter 94/95 bis 99/00 \* maximal erreichten Ventilationstiefen entlang 75° N in Abhängigkeit von der geographischen Länge aufgetragen. Auffällig ist, daß es in allen Wintern Bereiche in der zentralen Grönlandsee gibt, in denen die Ventilation tiefer als 1000 m reicht. Die größten Tiefen treten häufig zwischen 5° W und 10° W am westlichen Rand des Grönlandseebeckens auf und sind insbesondere in den Wintern 94/95, 95/96 und 00/01 sehr groß. Dies sind auch die Winter, in denen die Ventilation die gesamte zentrale Grönlandsee umfaßt, was keineswegs immer der Fall ist: In den Wintern 98/99 und 99/00 \* wird nur der Bereich westlich von 2° W bis in mittlere Tiefen ventiliert, und in den Wintern 96/97 \* und 97/98 \* kommen ventilierte und nicht ventilierte Stationen alternierend vor, so daß nur etwa an jeder zweiten Station in der zentralen Grönlandsee eine Ventilation bis in mittlere Tiefen erfolgt.

In Abb. 7.7 wird die zeitliche Entwicklung der Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee, für die zwischen 7° W und 3° E gelegenen Anfangsprofile, gezeigt. Man beachte, daß diese nicht identisch mit der Tiefe der durchmischten Schicht zum jeweiligen Zeitpunkt, sondern ihr Maximum seit Simulationsbeginn ist. So ist eine Reduktion der Tiefe der durchmischten Schicht, die z. B. durch einen positiven Wärmefluß oder durch die Eisschmelze verursacht wird, der Entwicklung der Ventilationstiefen nicht zu entnehmen.

Die Vertiefung der durchmischten Schicht beginnt in allen Wintern mit dem Einsetzen der Herbststürme, die spezifisch leichteres Wasser in die Tiefe bringen und

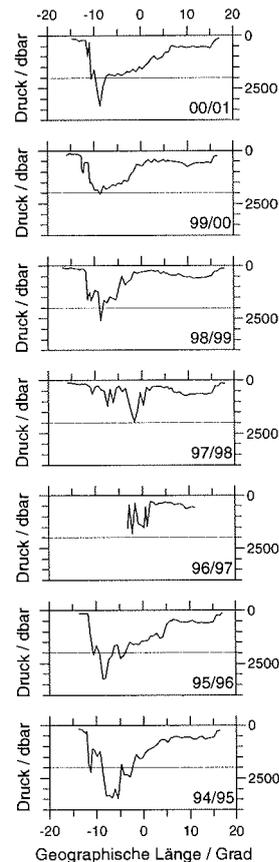


Abbildung 7.6: Ventilationstiefen im Basisexperiment.

gleichzeitig die Dichte der durchmischten Schicht erhöhen. Während dieser Phase der windgetriebenen Vermischung ist die Ventilationstiefe in allen Wintern und an allen Positionen ähnlich und beträgt bis zu 300 m. Ab Mitte Dezember, wenn der dichtegetriebenen Vertiefung durch den fortwährenden Wärmeverlust eine größere Bedeutung zukommt, sind deutliche Unterschiede in der Entwicklung der Ventilationstiefe festzustellen:

Im Winter 94/95 nehmen die Ventilationstiefen ab Dezember langsam und gleichmäßig zu, bis im April die maximalen Tiefen von mehr als 800 m erreicht werden. Auch im Winter 95/96 wird die Ventilationstiefe langsam und gleichmäßig größer, und erreicht ihr Maximum von mindestens 1000 m ebenfalls im April.

Im Winter 96/97\* unterscheidet sich die zeitliche Entwicklung der Ventilationstiefen deutlich von der in den Vorjahren. Während in den Vorjahren die Vertiefung der durchmischten Schicht an allen Positionen zwischen 7° W und 3° E ähnlich verläuft, gibt es im Winter 96/97\* selbst in der zentralen Grönlandsee Positionen mit nur geringer Ventilationstiefe. Da an anderen Positionen eine Vertiefung bis etwa 1500 m erfolgt, entstehen zwei Klassen: Positionen mit bzw. ohne Ventilation bis in mittlere Tiefen. Profile dieser beiden Klassen kommen räumlich eng beieinander und trotz des geringen Stationsabstandes von nur 18 km oft sogar alternierend vor (siehe auch Abb. 7.6). Im Winter 96/97\* beginnt die Phase der dichtegetriebenen Vertiefung erst Anfang Februar, mehr als einen Monat später als in den Vorjahren. Sie verläuft dann jedoch so rapide (bis zu 1000 m in einem Zeitschritt), daß die Ventilationstiefen an den bis in mittlere Tiefe ventilierten Positionen schon Ende desselben Monats den Werten der Vorjahre entsprechen.

Im Winter 97/98\* werden die Ventilationstiefen wieder, ähnlich wie im Winter 96/97\*, sehr abrupt größer, und es entstehen wie dort zwei Klassen, wobei ebenfalls Positionen mit und ohne Ventilation bis in mittlere Tiefen oftmals direkt nebeneinander liegen (siehe auch Abb. 7.6).

Im Winter 98/99 werden die Ventilationstiefen wie in den ersten beiden Wintern der Zeitreihe nur langsam größer, sie bleiben jedoch kleiner als in den Wintern 94/95 und 95/96. Auch tritt im Winter 98/99 nicht an sämtlichen Positionen in der zentra-

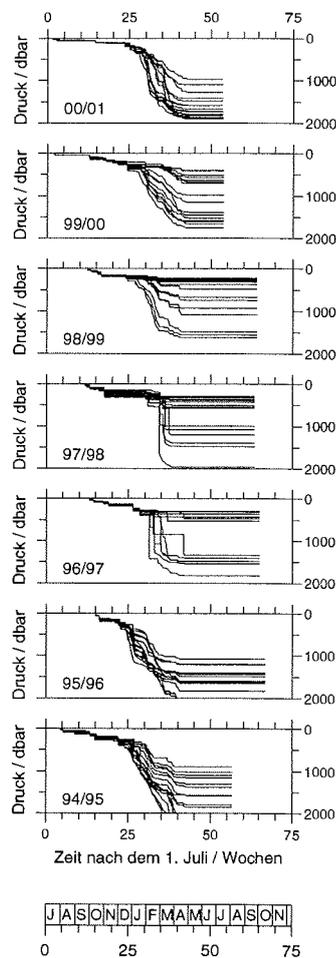


Abbildung 7.7: Zeitliche Entwicklung der Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee (Basisexperiment).

len Grönlandsee eine Ventilation bis in mittlere Tiefen auf: Östlich von  $3^\circ$  W nehmen die Ventilationstiefen deutlich ab. Ein häufiger Wechsel zwischen Positionen, die bis in mittlere Tiefen oder nur bis in geringe Tiefen ventiliert werden, tritt jedoch nicht auf (vergl. auch Abb. 7.6).

Im Winter 99/00\* ist die zeitliche Entwicklung der Ventilationstiefen ähnlich wie im Vorjahr, mit einer langsamen dichtegetriebenen Vertiefung und mit geringeren Ventilationstiefen im östlichen Bereich der zentralen Grönlandsee. Auch im Winter 00/01 wird die durchmischte Schicht nur langsam größer; es wird jedoch an allen Positionen eine Tiefe von über 1000 m erreicht.

Die Entwicklung der Ventilationstiefen unterscheidet sich in den untersuchten Wintern im wesentlichen in der Dauer des Vertiefungsprozesses. Während die Vertiefung in einigen Wintern in kleinen Schritten über einige Monate verteilt stattfindet, verläuft sie in anderen Wintern rapide und plötzlich, so daß mitunter Differenzen von 1000 m zwischen zwei Zeitschritten auftreten. Die Winter mit einer abrupten und einer stetigen Vertiefung der durchmischten Schicht zeigen in den Simulationen noch weitere typische Unterschiede, so daß sie in zwei Klassen eingeteilt werden können. Diese Einteilung bleibt auch in den Sensitivitätsstudien gültig.

In den beiden Wintern mit einer abrupten Vertiefung findet Eisbildung statt (Abb. 7.8), wobei sich die Eisbedeckung jedoch in den beiden Wintern unterscheidet. Die Eisdicken sind im Winter 97/98\* größer als im Winter 96/97\*, und die Eisbedeckung beginnt früher und bleibt länger erhalten. Auch wird im Winter 97/98\* an einem größeren Teil der Stationen Eis gebildet. Die starke und auch die späte Eisbildung erfolgt in beiden Wintern vor allem an Positionen mit geringer Ventilationstiefe. In den Wintern mit einer stetig anwachsenden Ventilationstiefe wird in der zentralen Grönlandsee hingegen kaum Eis gebildet. Während der fünf Winter, die in diese Kategorie fallen (94/95, 95/96, 98/99, 99/00\*, 00/01), findet lediglich an einer Position im Winter 98/99 Eisbildung statt. In diesen fünf Wintern bleibt die Temperatur der durchmischten Schicht im allgemeinen deutlich über dem Gefrierpunkt und ist häufig wärmer als  $-1.5^\circ\text{C}$  (Abb. 7.9). Sie bleibt in diesen Wintern während der dichtegetriebenen Vertiefungsphase auch fast konstant, weil das eingemischte Wasser eine nur geringfügig andere Temperatur als die durchmischte Schicht selbst besitzt und so die eingemischte Wärme sofort wieder an die Atmosphäre abgegeben werden kann. In den Wintern mit einer abrupten Vertiefung existiert hingegen eine große Temperaturdifferenz zwischen der Deckschicht und dem darunter liegenden Wasser, so daß eine Vertiefung der durchmischten Schicht einen deutlichen Temperaturanstieg in dieser verursacht. Dieser ist anhand der gezeigten Deckschichttemperaturen leider nicht immer deutlich zu erkennen, da in jedem Zeitschritt nach der Vertiefung die folgende Eisschmelze eine neue, dünne Deckschicht verursachen kann, deren Temperatur durch die Eisschmelze häufig bis zum Gefrierpunkt sinkt (siehe Abb. 7.9 b).

Während das Basisexperiment den grundsätzlichen Verlauf der Ventilation in den einzelnen Wintern zeigt, können erst die Variationen des Antriebs in den nun folgenden Sensitivitätsexperimenten die Relevanz der simulierten zwischenjährlichen Unterschiede, wie z. B. die von Winter zu Winter sehr unterschiedliche Eisbedeckung und auch die unterschiedliche räumliche Variabilität der Ventilationstiefen, belegen.

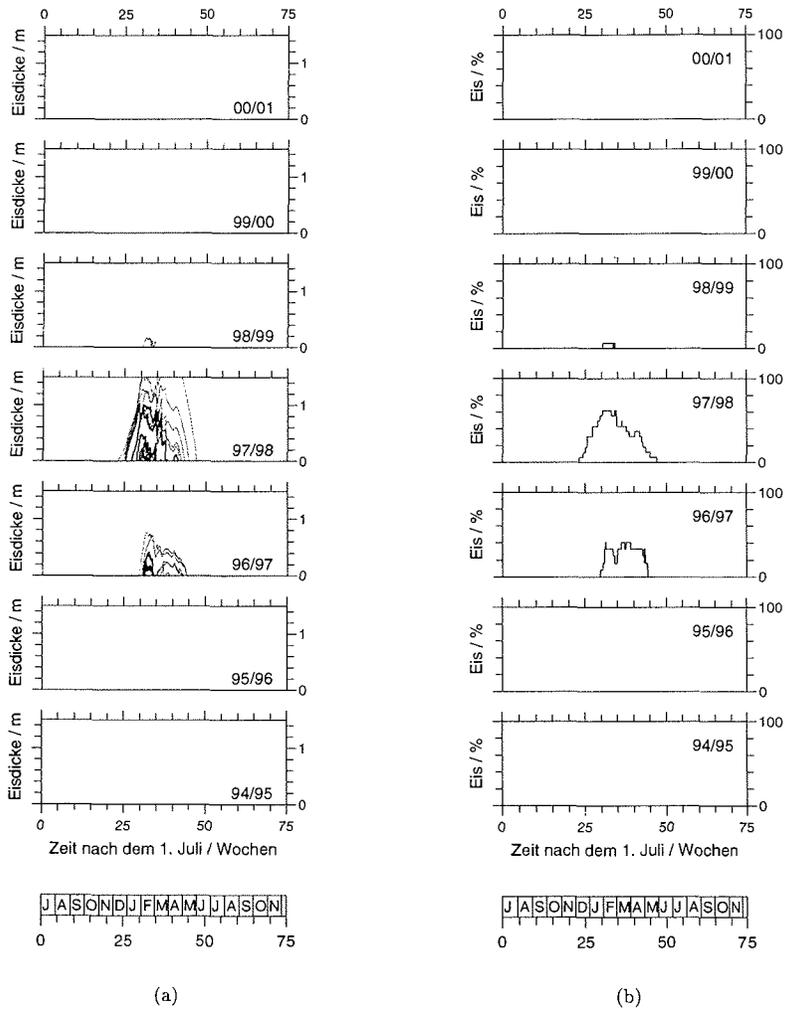


Abbildung 7.8: a) Eisdicke und b) prozentuale Eisbedeckung in der zentralen Grönlandsee (Basisexperiment); die dünnen Linien in a) kennzeichnen die Eisbedeckung an Stationen mit einer Ventilation bis in geringe, die dicken Linien bis in mittlere Tiefen.

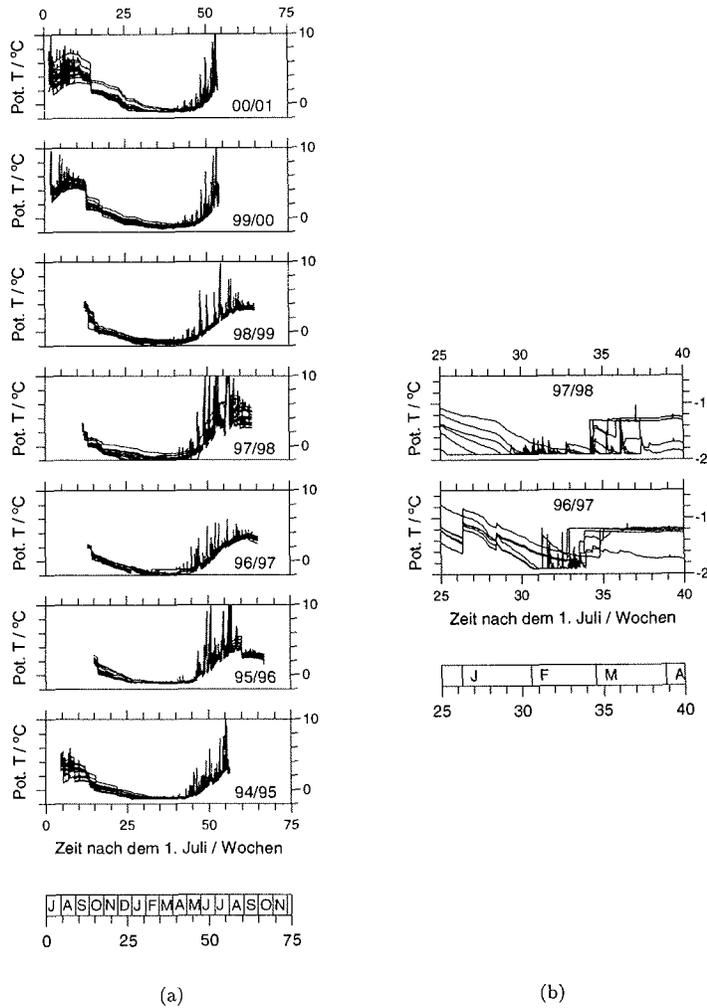


Abbildung 7.9: a) Temperaturen der durchmischten Schicht und b) ein Ausschnitt der Temperaturen in den Winter 96/97\* und 97/98\* an den bis in mittlere Tiefe ventilierten Stationen (Basisexperiment).

## 7.2 Sensitivitätsstudien

Das Basisexperiment zeigt, dass die Wassersäule der zentralen Grönlandsee in jedem Winter an mehreren Positionen bis in mittlere Tiefen ventiliert wird. Die für die simulierten Ventilationstiefen ausschlaggebenden Faktoren können jedoch aufgrund der vielfältigen Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Prozessen durch ein solches Experiment nicht identifiziert werden. In diesem Abschnitt werden die Wirkungen einzelner Antriebskomponenten und die Auswirkungen verschiedener Antriebskombinationen untersucht, damit zwischen für die Ventilation wichtigen und unwichtigen Prozessen unterschieden werden kann. Für einen leichteren Vergleich sind in den folgenden Abschnitten die maximal erreichten Ventilationstiefen der jeweiligen Sensitivitätsstudien zusammen mit denen des Basisexperiments abgebildet. Weil allgemein davon ausgegangen wird, daß ein Zusammenhang zwischen der Eisbedeckung und dem Ausmaß der Ventilation besteht, wird die Eisbedeckung selbstverständlich ebenfalls betrachtet.

Der Vergleich der Eindringtiefe kalten und salzarmen Wassers mit dem Antrieb hat nahezu alle gängige Konzepte in Frage gestellt. Die Simulationen bestätigen hingegen dieselben, wobei die Relevanz der verschiedenen Prozesse erstmals anhand mehrerer Winter überprüft wird.

### 7.2.1 Wärmefluß

Der Wärmefluß ist ein wesentlicher Bestandteil des Antriebs, der die maximal erreichten Ventilationstiefen nachhaltig beeinflusst. Größere Wärmeverluste führen dabei im allgemeinen zu größeren Tiefen. Da z. B. eine geringfügige Änderung der Lufttemperatur zu großen Änderungen des Wärmeflusses führen kann (siehe Abb. 4.4), wird für eine detaillierte Untersuchung der Bedeutung des Wärmeflusses eine Reduktion auf 90 % und auf 75 % sowie eine Erhöhung des Wärmeflusses auf 110 % und auf 125 % simuliert.

Wirken nur 90 % des ursprünglichen Wärmeflusses auf die Wassersäule (nicht abgebildet), nehmen die meisten Ventilationstiefen im Zentrum der Grönlandsee ab, am Rand der Grönlandsee ändern sie sich hingegen kaum. Wird der Wärmefluß weiter reduziert, so daß nur noch 75 % des ursprünglichen Flusses wirken, nehmen die Ventilationstiefen weiter ab (Abb. 7.10 a). Ihre Abnahme ist nun auch im Randbereich zu erkennen, ist dort aber weiterhin gering. Im allgemeinen ist die Abnahme fast proportional zu der Verminderung des Wärmeflusses, was sich insbesondere im Winter 99/00\* zeigt. Abweichungen hiervon treten z. B. bei besonders tief reichender Ventilation auf, denn sehr große Ventilationstiefen werden aufgrund der in großer Tiefe vorherrschenden geringen Stabilität überproportional stark durch die Wärmeflußreduzierung beeinflusst. An zwei Positionen im Winter 94/95 führt die Wärmeflußreduzierung jedoch trotz einer sehr tief reichenden Ventilation zu keiner Änderung der erreichten Tiefe, da dort ein effektiver Wärmefluß von nur 75 % für eine Ventilation des Bodenwassers ausreicht. In den Wintern 96/97\* und 97/98\* ist der Einfluß der Wärmeflußreduzierung trotz der weniger tief reichenden Ventilation ungewöhnlich groß. Sogar bei geringfügigen Reduzierungen des Wärmeflusses verringert sich die Ventilation so sehr, daß sie an vielen Positionen auf die oberflächennahe Schicht beschränkt bleibt.

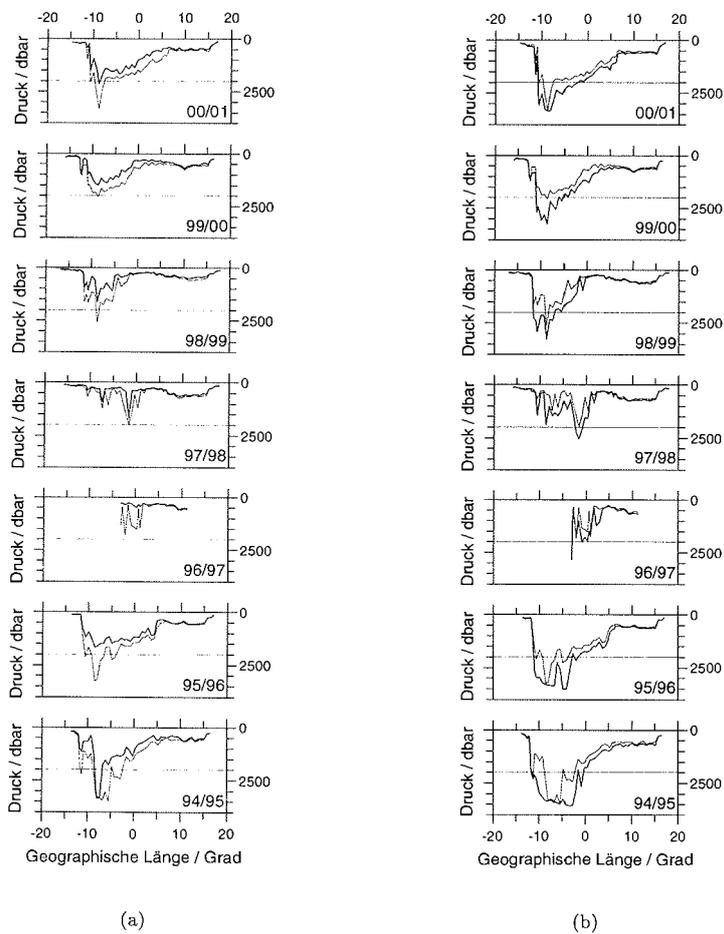


Abbildung 7.10: Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee wenn a) nur 75 % des Wärmeflusses und wenn b) 125 % des Wärmeflusses wirken mit den Ventilationstiefen des Basisexperiments (dünne Linien).

Wird der Wärmefuß auf 110 % des ursprünglichen Wertes erhöht, führt dies an den meisten Stationen in der zentralen Grönlandsee zu einer geringfügig größeren Ventilations-tiefe (nicht abgebildet). Wirken 125 % des ursprünglichen Wärmeflusses, nehmen die maximalen Tiefen weiter zu (Abb. 7.10 b). Damit werden nun auch in den Wintern 96/97\* und 97/98\* weite zusammenhängende Bereiche der zentralen Grönlandsee ventiliert. In den Wintern 94/95 und 95/96 werden große Bereiche der zentralen Grönlandsee sogar bis zum Boden ventiliert. Im Randbereich ist im Gegensatz hierzu trotz der deutlichen Erhöhung des Wärmeflusses nur eine geringe Änderung der Ventilationsstiefen zu erkennen.

Die Eisbildung wird durch die Änderung des Wärmeflusses selbstverständlich ebenfalls beeinflusst. Da die Eisbildung in der zentralen Grönlandsee im Basisexperiment im wesentlichen auf die Winter 96/97\* und 97/98\* beschränkt ist, werden nur diese beiden Winter betrachtet. Wirken nur 75 % des ursprünglichen Wärmeflusses, setzt die Eisbedeckung später ein als im Basisexperiment, endet aber fast zum selben Zeitpunkt wie dort. Darüber hinaus ist die zeitliche Variabilität der Eisbedeckung geringer als im Basisexperiment (Abb. 7.11 a). Wirken 125 % des Wärmeflusses, setzt die Eisbildung früher ein als im Basisexperiment (Abb. 7.11 b). Die maximalen Eiskonzentrationen ändern sich durch die beiden Variationen des Wärmeflusses nur sehr wenig.

- Größere Wärmeverluste führen stets zu größeren Ventilationsstiefen und umgekehrt, wobei die Auswirkungen der Wärmefußänderungen am Rand sehr klein und im Zentrum der Grönlandsee deutlich größer sind. Die Eisbildung findet bei geringerem Wärmefuß später und bei hohem Wärmefuß früher im Jahr statt, die maximalen Eiskonzentrationen ändern sich hingegen nur sehr wenig.

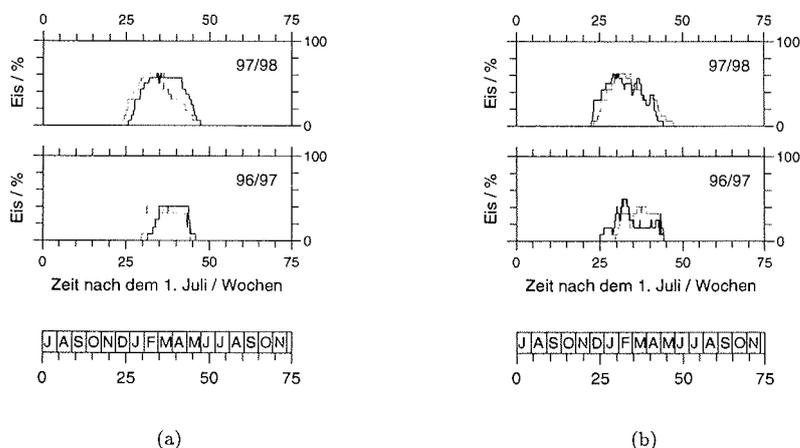


Abbildung 7.11: Eisbedeckung in der zentralen Grönlandsee in Prozent wenn a) nur 75 % des Wärmeflusses und wenn b) 125 % des Wärmeflusses wirken mit der Eisbedeckung im Basisexperiment (dünne Linien).

### 7.2.2 Windgetriebene Vermischung

Die windgetriebene Vermischung hat vor allem in den oberflächennahen Schichten einen großen Einfluß auf die Wassersäule. Die Wahl der *wind efficiency* beeinflusst aber auch die tiefer reichende, hauptsächlich dichtegetriebene Ventilation in vielfältiger Weise.

Wirkt allein die Winddurchmischung in der Form, wie sie im Basisexperiment benutzt wird, auf die Wassersäule, entsteht in der Grönlandsee fast unabhängig von der Position und damit unabhängig von dem Wassermassenaufbau eine durchmischte Schicht, die bereits eine Tiefe von etwa 250 m erreicht (siehe Abb. 7.12). Wird zusätzlich eine Erhöhung der Dichte durch Oberflächenflüsse berücksichtigt, führt die Wirkung des Windes auch noch in 400 m Tiefe zu einer abrupten Vertiefung der durchmischten Schicht (siehe z. B. die Entwicklung der Ventilationstiefen in Abb. 7.16). Da die reale Eindringtiefe des Windes in einer so schwach geschichteten Wassersäule nicht bekannt und so die Parametrisierung der *wind efficiency* mit großen Unsicherheiten behaftet ist (siehe auch Abb. 6.2), wird die *wind efficiency* in den folgenden Experimenten sehr stark variiert. Dabei zeigt sich, daß eine Vergrößerung derselben den Einflußbereich der reinen Winddurchmischung erwartungsgemäß vergrößert, während ihr Einfluß auf die tiefer reichende, hauptsächlich dichtegetriebene Ventilation sehr unterschiedlich sein kann. Dies liegt vor allem am Einfluß des Windes auf die Oberflächentemperaturen, die wiederum den Wärmefluß und damit die dichtegetriebene Ventilation beeinflussen.

Zunächst wird die *wind efficiency* auf 25 % ihres Ausgangswertes reduziert, wodurch an vielen Positionen, insbesondere in den Wintern 94/95, 95/96, 99/00\* und 00/01, nur kleine Änderungen der maximal erreichten Ventilationstiefen entstehen (Abb. 7.13). An einigen Positionen sind sie bei einer geringeren Winddurchmischung ein wenig kleiner, an anderen Positionen ein wenig größer als im Basisexperiment. Die Tendenzen zu größeren bzw. kleineren Ventilationstiefen scheinen in diesen Wintern regional begrenzt zu sein. Bei einer geringeren Winddurchmischung ist im westlichen Bereich der zentralen Grönlandsee (etwa 10° W) eher eine Abnahme und im östlichen Bereich (etwa 2° W) eine Zunahme zu erkennen. Im Gegensatz dazu werden die Ventilationstiefen in den Wintern 96/97\* und 97/98\* durch eine geringere Winddurchmischung fast überall deutlich reduziert. Die Ventilation

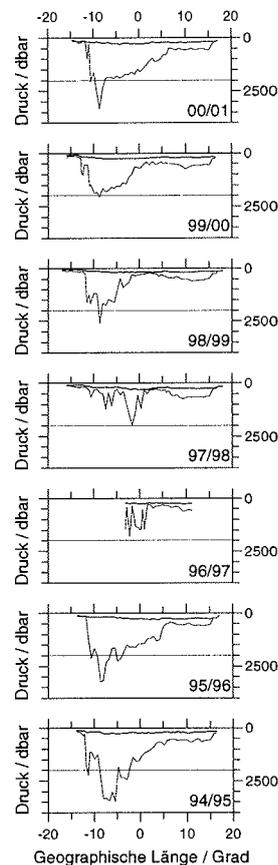


Abbildung 7.12: Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee wenn nur die windgetriebene Vermischung wirkt mit den Ventilationstiefen des Basisexperiments (dünne Linien).

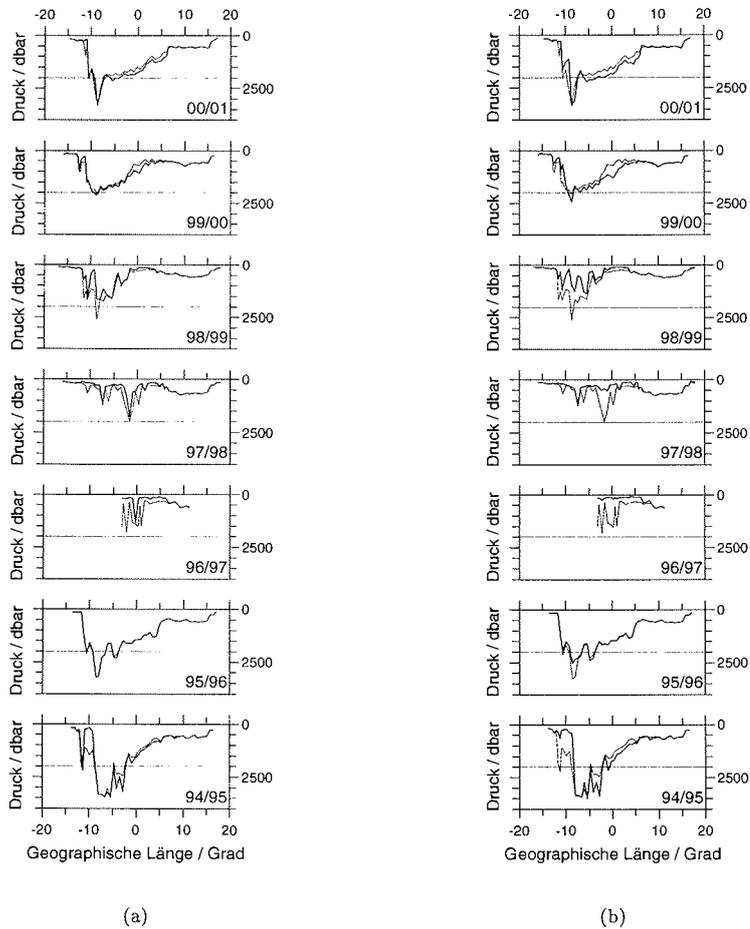


Abbildung 7.13: Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee a) bei reduzierter windgetriebener Vermischung und b) ohne windgetriebene Vermischung mit den Ventilationstiefen des Basisexperiments (dünne Linien).

reicht nur noch an vereinzelt Stationen bis in mittlere Tiefen. Im Winter 98/99 ist ihre Abnahme weniger deutlich. Es wird aber auch in diesem Winter an keiner Position eine Zunahme der Ventilationstiefe bei einer geringeren Winddurchmischung simuliert. Am Rand der Grönlandsee, im Bereich des Westspitzbergen- und des Ostgrönlandstroms, bleiben die Ventilationstiefen in allen Wintern trotz der geringeren Winddurchmischung nahezu unverändert.

Wichtige Hinweise auf die Bedeutung der windgetriebenen Vermischung ergeben sich auch aus einem Experiment mit völlig abgeschaltetem Windantrieb. Es verstärken sich dann die schon beschriebenen Tendenzen (Abb. 7.13 a). In den Wintern 94/95, 99/00\* und 00/01 sind die Ventilationstiefen im westlichen Bereich kleiner, während sie im östlichen Bereich größer als im Basisexperiment sind. Lediglich im Winter 95/96 hat das Abschalten der Winddurchmischung weiterhin einen geringen Einfluß auf die maximal erreichten Ventilationstiefen. Dies erklärt sich daraus, daß die Wirkung der ersten Herbststürme schon in den Felddaten zur Initialisierung des Modells enthalten sind, da diese erst im Oktober erfaßt wurden. In den Wintern 96/97\* und 97/98\* wird die zentrale Grönlandsee ohne den Einfluß der Winddurchmischung an fast allen Stationen nur bis in geringe Tiefen ventiliert. Die mittlere Ventilationstiefe ist damit in diesen beiden Wintern in der zentralen Grönlandsee sogar kleiner als im sich örtlich anschließenden Atlantikwasserbereich. Auch im Winter 98/99 ist sie ohne Winddurchmischung an vielen Positionen deutlich geringer als im Basisexperiment. In den Randbereichen der Grönlandsee hat das Abschalten der Winddurchmischung wie schon ihre Verringerung auf 25% in allen Wintern nur wenig Einfluß auf die maximal erreichten Ventilationstiefen.

Eine Reduzierung der *wind efficiency* beeinflußt auch die Eisbildung. Wird die *wind efficiency* auf 25% reduziert, nimmt die Eisbedeckung (Abb. 7.14 a) und die Eisdicke (nicht abgebildet) in den beiden Jahren, in denen schon im Basisexperiment Eis gebildet wurde (96/97\* und 97/98\*), zu. Es wird an mehr Positionen Eis gebildet und die Eisbildung beginnt früher im Jahr. Im Gegensatz zum Basisexperiment ist in diesem Experiment auch im Winter 98/99 fast drei Monate lang Eis in der zentralen Grönlandsee vorhanden. Die simulierten Eisdicken bleiben jedoch unter 30 cm, während im Winter 96/97\* bis zu 1 m und im Winter 97/98\* sogar 1.5 m dickes Eis gebildet wird. Wird die windgetriebene Vermischung ganz abgeschaltet, wird in allen Wintern an einzelnen Positionen Eis gebildet (Abb. 7.14 b). Im Winter 98/99 sind nun mehr als 80% der Stationen im Winter eisbedeckt, während in den Wintern 96/97\* und 97/98\* fast 100% eisbedeckt sind. Die maximalen Eisdicken (nicht abgebildet) haben hingegen nicht weiter zugenommen.

Auch bei einer deutlich größeren *wind efficiency*, wie sie z. B. von *Rahmstorf* (1991) und *Visbeck et al.* (1995) verwendet wurde (siehe Abb. 6.2), ändert eine Variation der Winddurchmischung die Ventilationstiefen mit derselben Tendenz wie in den vorangestellten Experimenten. Während sich für den Winter 95/96 kaum eine Änderung ergibt, führt eine stärkere windgetriebene Vermischung in den Wintern 94/95, 98/99, 99/00\* und 00/01 zu einer Abnahme der Ventilationstiefen im Osten sowie zu deren Zunahme im Westen der zentralen Grönlandsee (Abb. 7.15 a). Dabei bewirken die regionalen Unterschiede der salzarmen Deckschicht die unterschiedlichen Auswirkungen der variierten Winddurchmischung auf die Ventilationstiefen (siehe auch Abschnitt 7.3). In den Wintern 96/97\* und 97/98\* führt ein stärkerer Einfluß der windgetriebenen Vermischung an einigen Positionen

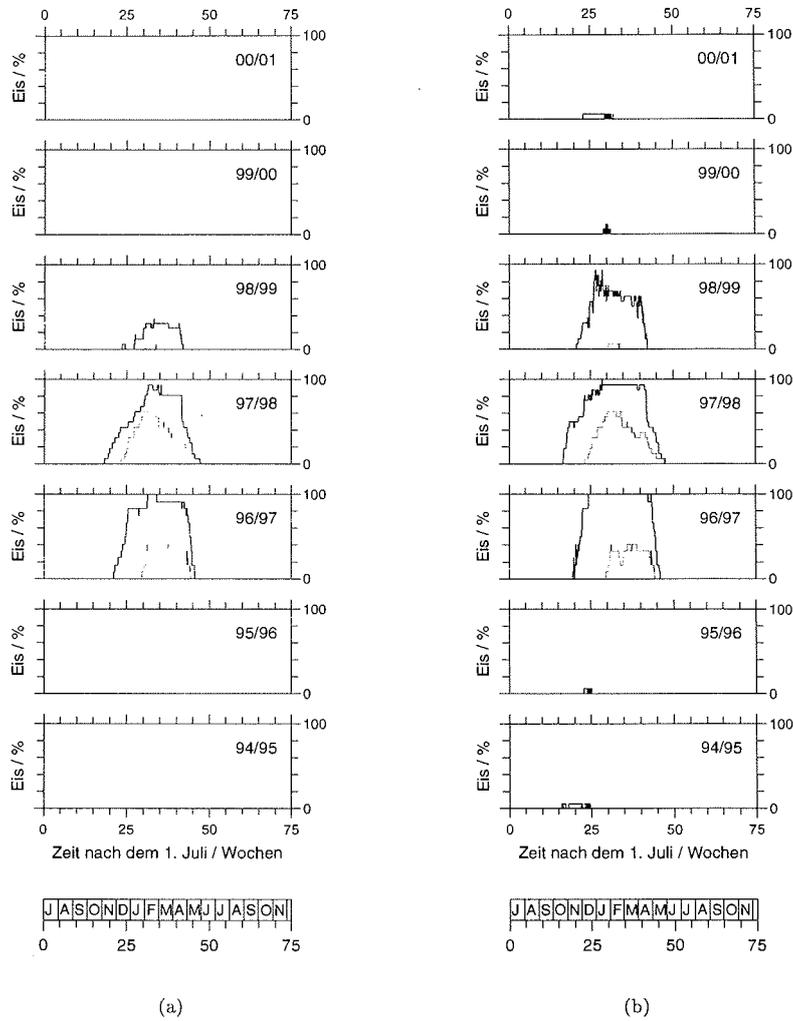
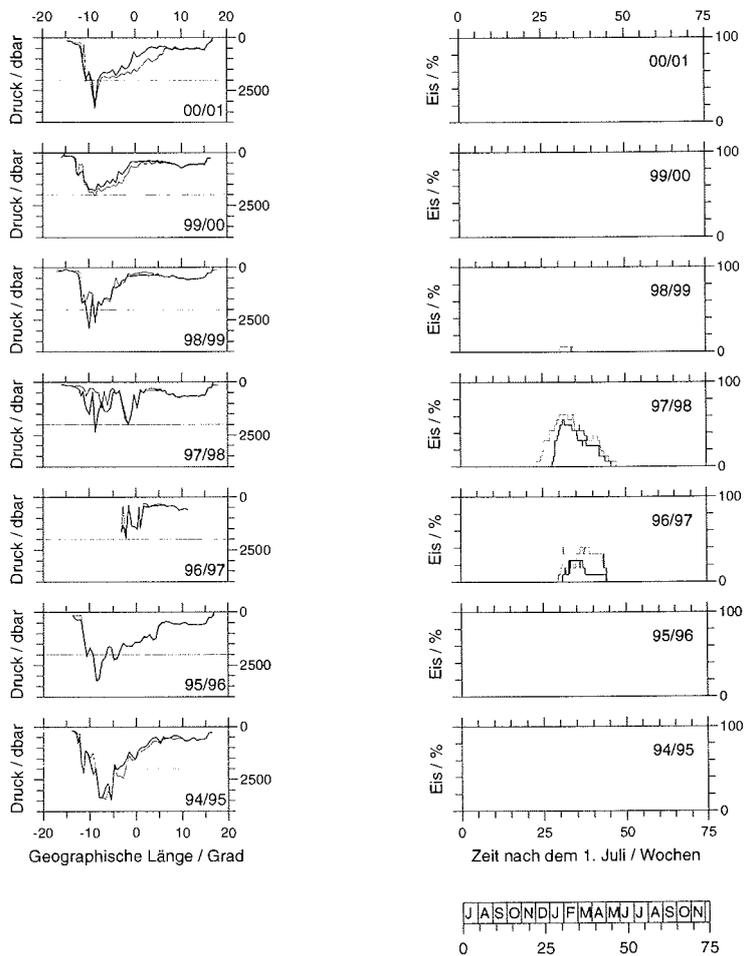


Abbildung 7.14: Eisbedeckung in der zentralen Grönlandsee a) bei reduzierter windgetriebener Vermischung und b) ohne windgetriebene Vermischung mit der Eisbedeckung im Basisexperiment (dünne Linien).



(a)

(b)

Abbildung 7.15: a) Ventilationstiefe und b) Eisbedeckung in der zentralen Grönlandsee bei erhöhter windgetriebener Vermischung, die dünnen Linien sind die Werte im Basisexperiment.

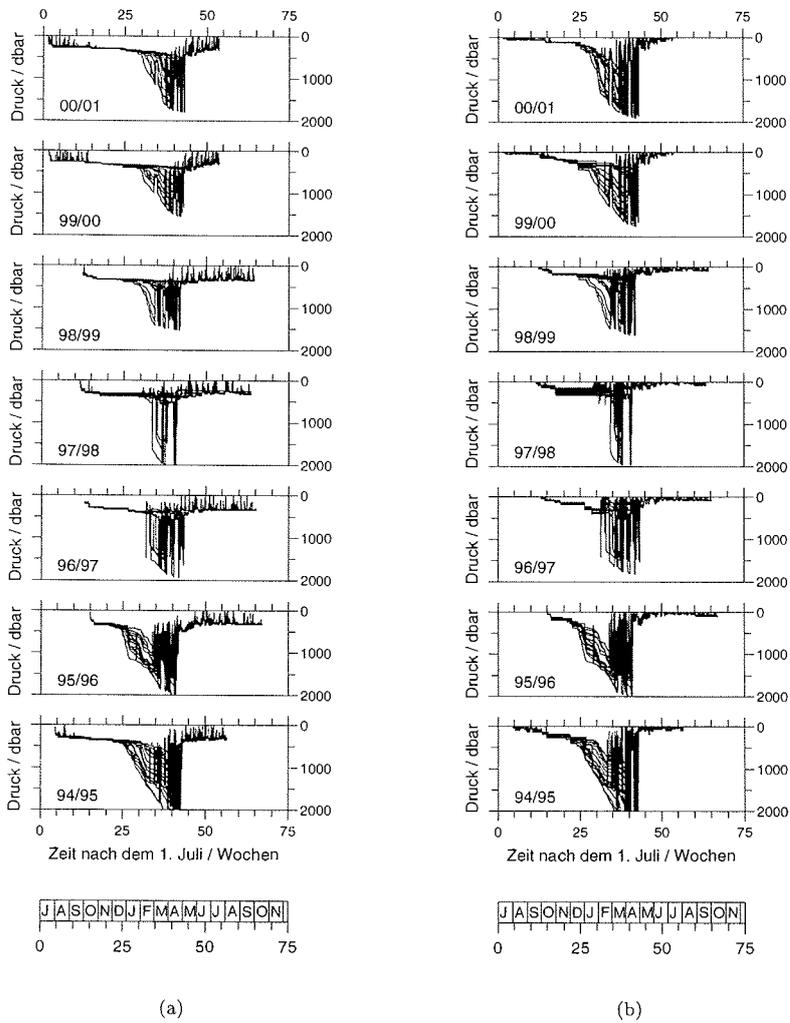


Abbildung 7.16: Zeitliche Entwicklung der Tiefe der durchmischten Schicht in der zentralen Grönlandsee a) bei erhöhter windgetriebener Vermischung und b) im Basisexperiment.

zu deutlich größeren Ventilationstiefen, gleichzeitig nimmt sie an einzelnen Positionen ab und bleibt an den meisten Positionen unverändert. Eine regionale Charakterisierung ist in diesen beiden Wintern jedoch nicht möglich.

Die größere *wind efficiency* führt dazu, daß an weniger Positionen als im Basisexperiment Eis gebildet werden kann (Abb. 7.15 b). Die Eisbildung beginnt später im Jahr, die maximalen Eisdicken (nicht abgebildet) sind jedoch nur geringfügig kleiner als im Basisexperiment.

Die stärkere Winddurchmischung hat vor allem im Sommer auch einen großen Einfluß auf die aktuelle Tiefe der durchmischten Schicht. Diese beträgt aufgrund der erhöhten Winddurchmischung schon kurz nach Beginn der Simulation 200 - 300 m (Abb. 7.16 a). Geringere Tiefen treten auch im Sommer nur in kurzen, windarmen Zeiträumen auf, während die sommerliche Deckschichttiefe im Basisexperiment kaum 100 m überschreitet (Abb. 7.16 b). Durch die großen Tiefen der durchmischten Schicht bei einer großen *wind efficiency* erreichen die simulierten Deckschichttemperaturen auch im Sommer selten  $2^{\circ}\text{C}$ , was deutlich niedriger als die gemessenen ist.

- Wirkt nur die windgetriebene Vermischung auf die Wassersäule, treten Deckschichttiefen um 250 m auf. Werden zusätzlich Dichteflüsse simuliert, haben Änderungen der windgetriebenen Vermischung keinen gleichbleibenden Einfluß auf die Ventilationstiefen, da sie die tiefer reichende Ventilation vor allem indirekt, nämlich durch Änderungen der Oberflächentemperaturen und damit des Wärmeflusses, beeinflusst. Die Auswirkung auf die Eisbildung ist hingegen direkt: Eine geringe Tiefe der Deckschicht durch eine geringe Winddurchmischung erleichtert die Eisbildung.

### 7.2.3 Wärmeflußreduzierung durch die Eisbedeckung

Der Einfluß der Eisbedeckung auf den Wärmefluß zwischen Ozean und Atmosphäre ist nicht genau bekannt, da u. a. die nicht bekannte Schneebedeckung der Eisfläche eine große Rolle dabei spielt. Da in der zentralen Grönlandsee jedoch selten eine dicke, geschlossene Eisdecke auftritt, und in den offenen Leads weiterhin ein ungehinderter Wärmefluß möglich ist, wird ihre Reduzierung aufgrund der Eisbedeckung in den folgenden Experimenten nur geringfügig variiert. Es werden die Auswirkungen einer geringeren und einer stärkeren Wärmeflußreduzierung durch das Eis untersucht. Die Reduzierung beginnt weiterhin erst bei einer Eisdicke von 5 cm und erhöht sich linear mit derselben Steigung wie im Basisexperiment (siehe Abschnitt 6.2 und Abb. 7.17). Bei einer verringerten Wärmeflußreduzierung (maximal um 40 % reduziert) findet bei Eisdicken von 25 cm und mehr noch ein Wärmefluß von 60 % des ungestörten Wertes statt. Bei einer stärkeren Reduzierung (maximal um 60 % reduziert) findet bei Eisdicken von 35 cm und mehr nur noch ein Wärmefluß von 40 % des ungestörten Wertes statt. Die Variationen der Wärmeflußreduzierung wirken demnach erst ab einer Eisdicke von 25 cm. Neben der Veränderung der numerischen Berücksichtigung der thermischen Isolation der Wassersäule durch das Eis, wird in einigen Experimenten ein Eisexport simuliert, der eine Änderung der Eisdicke und damit auch eine Reduktion der eisbedingten thermischen Isolation zur Folge hat. Da die Winddurchmischung die Eisbildung ebenfalls beeinflusst, wird in diesem Abschnitt auch

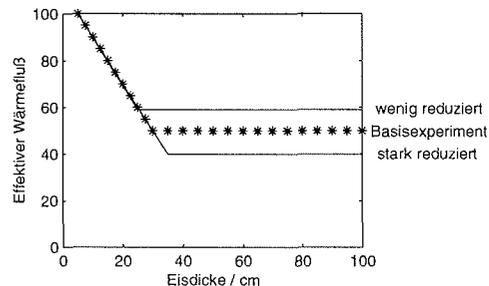


Abbildung 7.17: Effektiver Wärmefluss an der Wasseroberfläche bei unterschiedlicher numerischer Berücksichtigung der thermischen Isolation durch das Eis.

die Wechselwirkung zwischen der Eisbildung und der Winddurchmischung im Hinblick auf die Ventilationstiefe untersucht. Grundsätzlich gilt, daß bei einer geringen thermischen Isolation des Ozeans durch das Eis unter denselben atmosphärischen Bedingungen mehr Eis gebildet werden kann. Die Variationen der Wärmeflußreduzierung beeinflussen die Ventilation natürlich nur an den Positionen, an denen auch Eis gebildet wird. Da die Eisbildung in der zentralen Grönlandsee im Basisexperiment im wesentlichen auf die Winter 96/97\* und 97/98\* beschränkt ist, werden nur diese beiden Winter betrachtet.

Im Winter 96/97\* hat die Änderung der thermischen Isolation durch das Eis keinen Einfluß auf die Ventilationstiefen (siehe Abb. 7.8), was durch die geringen Eisdicken an den ventilierten Positionen verursacht wird. Im Winter 97/98\* reicht hingegen die stärkere Eisbildung durch die geringere Wärmeflußreduzierung für eine Vertiefung der durchmischten Schicht an einzelnen Positionen, die im Basisexperiment nur bis in geringe Tiefen ventiliert werden (Abb. 7.18 a). Häufig reicht bereits eine geringfügige Erhöhung der Eisbildung aus, eine Vertiefung auszulösen. Wird durch die Vertiefung Wärme an die Oberfläche gebracht, schmilzt das Eis und trotz der geringeren thermischen Isolierung entsteht keine deutlich dickere Eisbedeckung als im Basisexperiment (nicht abgebildet). Die zentrale Grönlandsee ist bei geringerer Wärmeflußreduzierung sogar früher im Jahr eisfrei als im Basisexperiment (Abb. 7.19 a). Bei einer stärkeren eisbedingten thermischen Isolation des Ozeans nimmt die Eisbedeckung langsamer zu, die maximalen Eisdicken treten so später auf und sind im Winter 97/98\* zum Teil etwas kleiner als im Basisexperiment (nicht abgebildet). Die Ventilationstiefen nehmen durch die verzögerte Eisbildung ebenfalls langsamer zu und bleiben im Winter 97/98\* zum Teil kleiner als im Basisexperiment (Abb. 7.18 b). Durch die langsamere Vertiefung der durchmischten Schicht wird pro Zeitschritt eine kleinere Menge wärmeren Wassers von unten in diese eingemischt. So steht eine geringere Menge Energie für die Eisschmelze zur Verfügung, wodurch das Eis langsamer schmilzt und die zentrale Grönlandsee praktisch genauso lange eisbedeckt bleibt wie im Basisexperiment (Abb. 7.19 b).

Findet vor oder während der Ventilation ein Eisexport statt, gilt allgemein, daß der höhere Wärmefluß und der dauerhafte Süßwasserentzug zu größeren Ventilationstiefen und

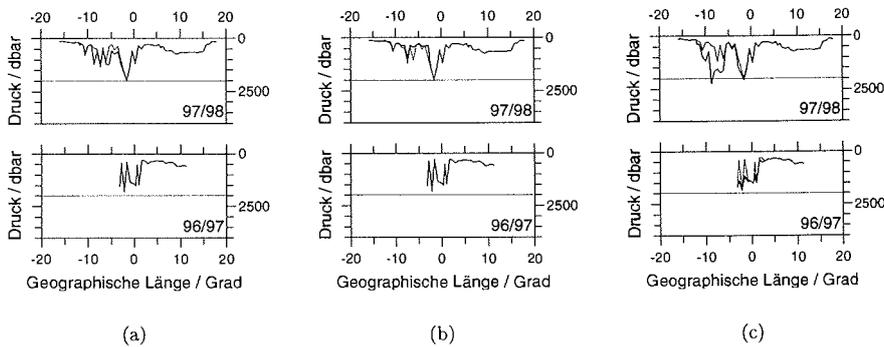


Abbildung 7.18: Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee a) bei geringerer thermischer Isolierung durch das Eis, b) bei stärkerer thermischer Isolierung durch das Eis und c) bei einem Eisexport von 10 mm am Tag mit den Ventilationstiefen des Basisexperiments (dünne Linien).

zu einer Änderung der physikalischen Eigenschaften der durchmischten Schicht führen. Wird ein Eisexport von 5 mm pro Tag (nicht abgebildet) simuliert, unterscheiden sich die Eisbedeckung und die Ventilationstiefen kaum von denen im Basisexperiment, während ein täglicher Eisexport von 10 mm einen deutlichen Einfluß auf beide Parameter hat. Die Eisbedeckung ist durch den Eisexport dünner als im Basisexperiment (nicht abgebildet) und die zentrale Grönlandsee ist ungefähr einen Monat früher als im Basisexperiment eisfrei (Abb. 7.19 c). Die Ventilationstiefen nehmen durch den Eisexport in beiden Wintern an mehreren Stationen deutlich zu (Abb. 7.18 c). Dennoch wird auch bei Berücksichtigung des Eisexportes das Gebiet zwischen  $3^{\circ}$  W und  $5^{\circ}$  W im Winter 97/98\* nur bis in geringe Tiefen ventiliert. Der Export des Eises führt zu einer Erhöhung des Salzgehaltes und der Temperatur in der durchmischten Schicht, da der Wassersäule dauerhaft salzarmes Wasser entzogen wird und keine Energie zum Schmelzen des exportierten Eises verwendet werden muß. Diese Temperaturerhöhung wird im allgemeinen nicht durch den erhöhten Wärmeverlust der Wassersäule aufgrund der geringeren Eisdicke und der daraus resultierenden geringeren thermischen Isolation kompensiert.

Die Summe des über den Winter exportierten Eisvolumens steht in keinem linearen Zusammenhang mit der Größe der Exportrate. Denn wenn eine geringere *wind efficiency* als im Basisexperiment verwendet wird, wird aufgrund der verstärkten Eisbildung ein größeres Eisvolumen exportiert: Eine Reduzierung der *wind efficiency* führt zu einer geringeren Tiefe der winddurchmischten Deckschicht, so daß diese früher im Herbst bis zur Gefrierpunkttemperatur abgekühlt werden kann; die Eisbildung beginnt früher und das Eis bleibt häufig deutlich länger erhalten. Da so über einen längeren Zeitraum Eis für den Export vorhanden ist, kann eine nominal kleinere Exportrate zu einem größeren exportierten Volumen führen (Abb. 7.20 a). Der Zusammenhang zwischen der Exportrate und dem tatsächlich exportierten Volumen ist lokal unterschiedlich: Im Bereich des Ostgrönlandstroms, in dem die Winddurchmischung nur einen geringen Einfluß auf die Eisbildung hat, führt eine Exportrate von nur 5 mm/Tag auch bei einer reduzierten Winddurch-

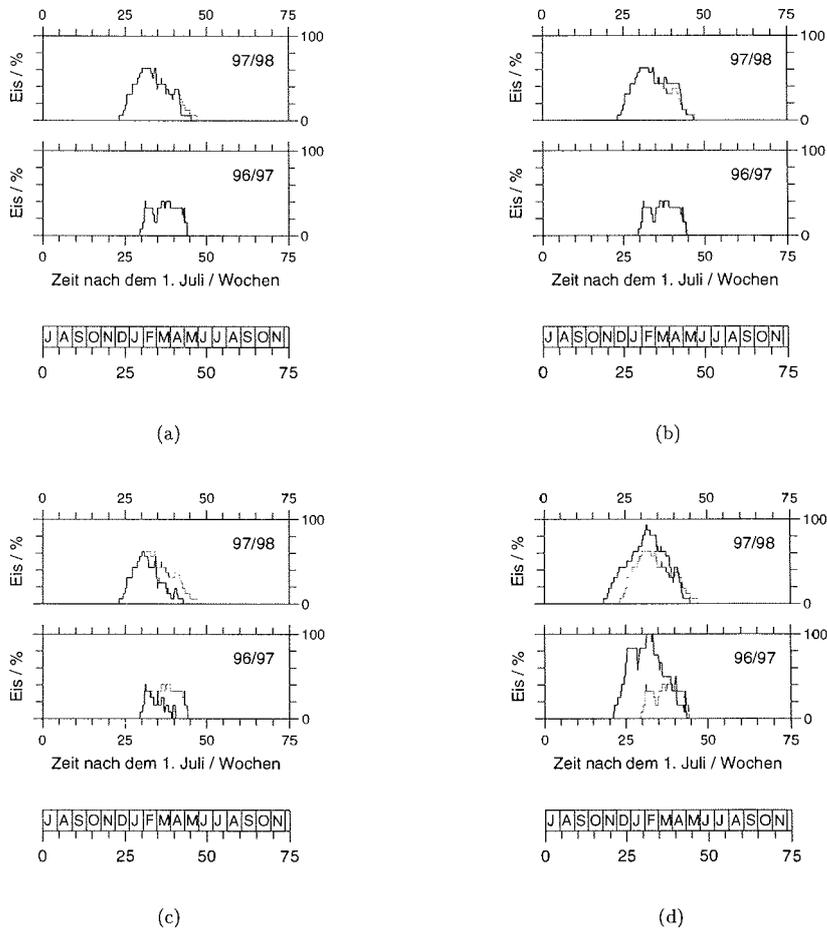


Abbildung 7.19: Eisbedeckung in der zentralen Grönlandsee a) bei geringerer thermischer Isolierung durch das Eis, b) bei stärkerer thermischer Isolierung durch das Eis, c) bei einem Eisexport von 10 mm/Tag und d) bei einem Eisexport von 5 mm/Tag und reduzierter windgetriebener Vermischung mit der Eisbedeckung im Basisexperiment (dünne Linien).

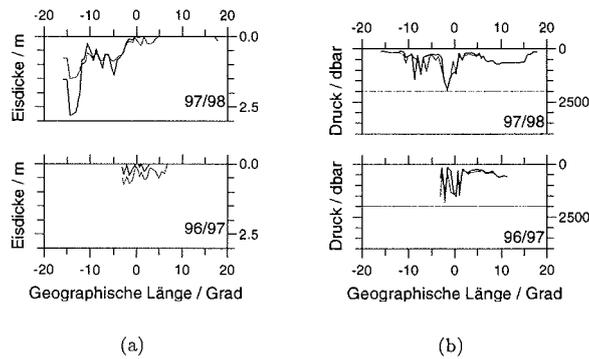


Abbildung 7.20: a) Über den Winter integrierte Dicke des exportierten Eises bei einem Export von 10 mm/Tag (dicke Linie) sowie bei einem Eisexport von nur 5 mm/Tag und nur 25% der *wind efficiency* im Basisexperiment (dünne Linie) und b) die Ventilationstiefe bei reduziertem Eisexport und reduzierter Winddurchmischung mit den Ventilationstiefen im Basisexperiment (dünne Linien).

mischung zu der erwarteten Halbierung des exportierten Eisvolumens, das bei einer Exportrate von 10 mm/Tag mit der Basiseinstellung der Winddurchmischung entsteht. Im Winter 97/98\* unterscheidet sich das aus der zentralen Grönlandsee exportierte Volumen in den beiden Experimenten kaum, während die geringere Winddurchmischung (nur 25% der Basiseinstellung) im Winter 96/97\* trotz der geringeren Exportrate zu einem doppelt so großen exportierten Volumen führt. Das exportierte Eis hat einen entsprechend großen Einfluß auf die hydrographischen Eigenschaften der durchmischten Schicht. Die Tiefe der durchmischten Schicht wird im Winter 96/97\* jedoch stärker durch die Reduzierung der Winddurchmischung als durch das exportierte Eisvolumen beeinflusst, so daß trotz des großen Volumens, das bei geringerer Winddurchmischung exportiert werden kann, die Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee an einigen Positionen kleiner als im Basisexperiment sind (Abb.7.20 b).

Wird das Modell in der Form modifiziert, daß keine Eisbildung erfolgt und nach Erreichen der Gefrierpunkttemperatur kein weiterer Wärmeverlust der Wassersäule stattfinden kann, sind die Ventilationstiefen in den Wintern 96/97\* und 97/98\* an mehreren Positionen in der zentralen Grönlandsee deutlich geringer als im Basisexperiment (Abb. 7.21 a). Wird zusätzlich eine geringere *wind efficiency* (25% des Basisexperiments) gewählt, bleibt die Ventilation bis in mittlere Tiefen in diesen zwei Wintern ganz aus, so daß die Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee sogar geringer als im Bereich des Westspitzbergenstroms sind (Abb. 7.21 b). Wird hingegen eine größere *wind efficiency* verwendet, treten ähnliche Ventilationstiefen wie im Basisexperiment auf (Abb. 7.21 c). Im Westen, im Bereich des zurückkehrenden Atlantikwassers, sind sie so sogar größer als im Basisexperiment. Die ventilationsfördernde Wirkung der Eisbildung kann also zum Teil durch eine erhöhte Winddurchmischung ersetzt werden (vergl. auch die Ventilationstiefen der Simulation ohne Eisbildung in Abb. 7.21 a mit dem Experiment mit reduzierter Wind-

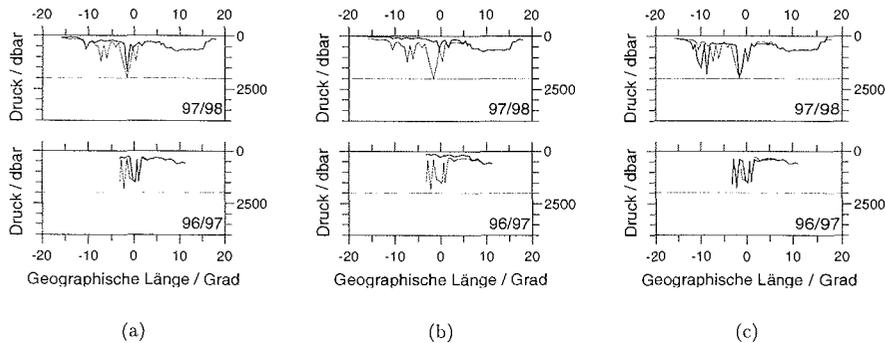


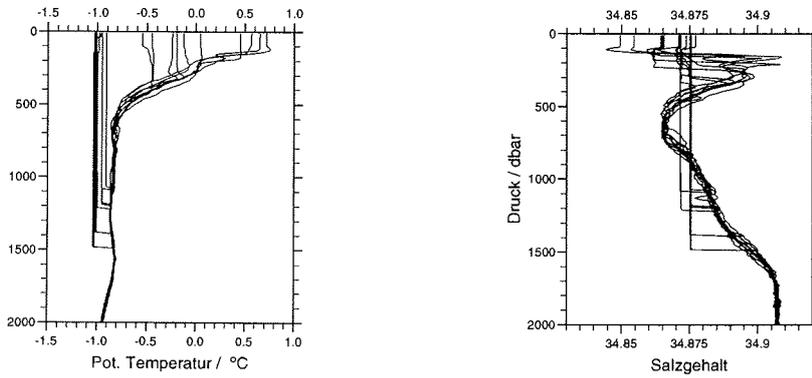
Abbildung 7.21: Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee wenn a) keine Eisbildung möglich ist und b) zusätzlich die windgetriebene Vermischung reduziert oder c) erhöht wird mit den Ventilationstiefen des Basisexperiments (dünne Linien).

durchmischung in Abb. 7.13 a sowie die Simulation mit reduzierter Winddurchmischung und ohne Eisbildung in Abb. 7.21 b mit der Simulation ohne windgetriebene Vermischung in Abb. 7.12). Die Behinderung der Eisbildung durch eine erhöhte Winddurchmischung, z. B. durch eine erhöhte Sturmaktivität im Herbst, muß demnach nicht zu reduzierten Ventilationstiefen führen.

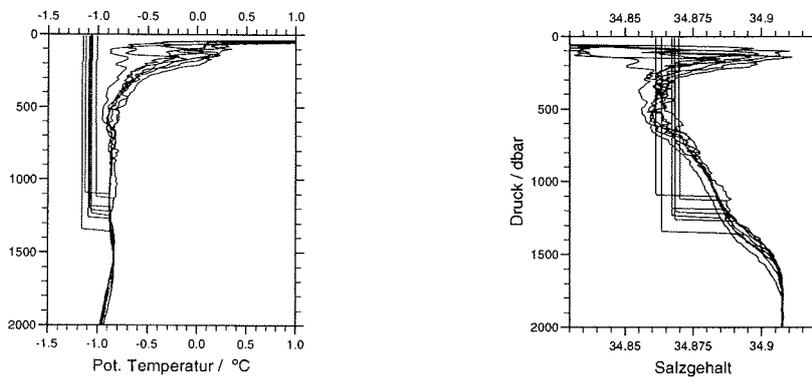
- Eisbildung ist für eine Ventilation der Grönlandsee nicht notwendig. Eine Zunahme der Eisbildung fördert jedoch im allgemeinen die Ventilation, sofern nicht gleichzeitig die Winddurchmischung reduziert wird. Eis ist auch in den Jahren, in denen es in der Grönlandsee gebildet wird nicht als Indikator für die Ventilationstätigkeit geeignet, da der Einfluß des Windes und die interannuale Variabilität der Schichtung einen größeren Einfluß auf die Eisbedeckung als die Ventilation hat.

#### 7.2.4 Advektion

Die Verankerungsdaten (Abschnitt 5.3.5) zeigen den Einfluß atlantischen Wassers in der Grönlandsee im Herbst, vor der Ventilationsphase. Das Wasser atlantischen Ursprungs wird durch die Ventilation in einem größeren vertikalen Bereich verteilt und beeinflusst dadurch die hydrographischen Eigenschaften des neu gebildeten Wassers. Wird das Modell zum einen mit den Daten des Sommers 1999 und zum anderen mit den Verankerungsdaten aus dem Herbst 1999 initialisiert und die Ergebnisse miteinander verglichen, kann der Einfluß der Advektion im Herbst 1999 abgeschätzt werden. Da die Verankerungsprofile erst in 100 m Tiefe beginnen, wird das Modell mit den Herbstprofilen initialisiert, die den unteren Rand der durchmischten Schicht bereits erfaßt haben (Profil 66 bis 84 im November und Dezember 1999). In einer solchen Situation ist es sinnvoll, den obersten Meßwert für die gesamte oberflächennahe Schicht zu verwenden. Der Einfluß der salzarmen Deckschicht



(a)



(b)

Abbildung 7.22: Vertikale Temperatur- und Salzgehaltsprofile a) wenn die Verankerungsdaten (140. Simulationstag) und b) die Daten des Sommers 1999 (290. Simulationstag) für die Initialisierung des Modells verwendet werden zusammen mit den Initialprofilen.

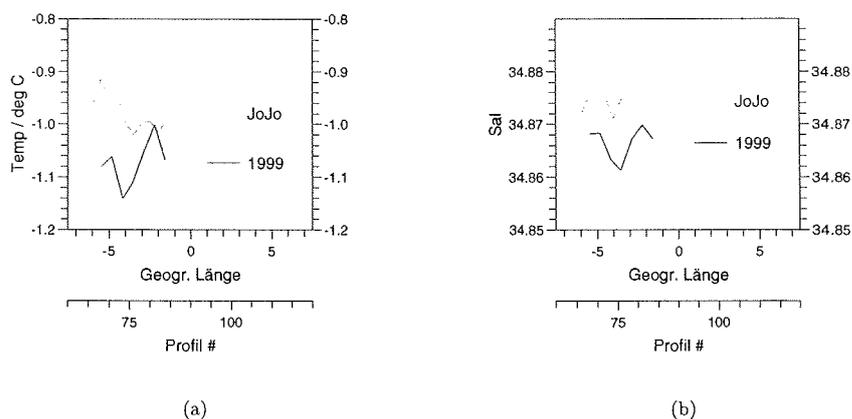


Abbildung 7.23: a) Mittlere Temperatur und b) mittlerer Salzgehalt in den oberen 1000 m der Wassersäule im April, direkt nach der simulierten Ventilationsphase, wenn das Modell mit den Sommerdaten oder mit den Daten der JoJo-Verankerung initialisiert wird.

im Herbst wird so ebenfalls berücksichtigt. Da die Verankerungsdaten auf  $3^{\circ}20' W$  gewonnen wurden, werden für den Vergleich die Sommerdaten zwischen  $5^{\circ}30' W$  und  $1^{\circ}30' W$  zusammen mit den Einstellungen des Basisexperiments mit geographisch festem meteorologischen Antrieb von  $2^{\circ} W$  (siehe auch vorangegangenen Abschnitt) verwendet.

In der mit den Verankerungsdaten initialisierten Simulation (Abb. 7.22) treten maximale Ventilationsstiefen zwischen 1150 m und 1500 m auf. Der Salzgehalt der durchmischten Schicht beträgt zum Zeitpunkt der maximalen Tiefe Ende April zwischen 34.87 und 34.875, und die Temperaturen in der durchmischten Schicht betragen zu diesem Zeitpunkt zwischen  $-1.05^{\circ}C$  und  $-0.9^{\circ}C$ . Wird das Modell mit den Sommerdaten initialisiert, treten maximale Ventilationsstiefen von 1000 m bis 1350 m auf. Der Salzgehalt der durchmischten Schicht beträgt zum Zeitpunkt ihrer größten Tiefe Ende April zwischen 34.86 und 34.87, und die Temperatur beträgt zu diesem Zeitpunkt zwischen  $-1.2^{\circ}C$  und  $-1.0^{\circ}C$ .

Demnach sind die oberen 1000 m der Wassersäule nach der Ventilation bei Verwendung der Sommerdaten  $0.08^{\circ}C$  kälter und gut 0.008 salzärmer als bei Verwendung der Herbstdaten (Abb. 7.23), während die maximalen Ventilationsstiefen vergleichbar sind. Der wesentliche Unterschied zwischen den beiden Experimenten wird durch die horizontale Advektion im Herbst verursacht, deren Auswirkungen nur in den Herbstdaten enthalten sind. Die horizontale Advektion im Herbst führt also zu einer Erhöhung der Temperatur und des Salzgehaltes im ventilierten Bereich. Der Einfluß des atlantischen Wassers überdeckt die niedrigen Temperaturen und die niedrigen Salzgehalte des ebenfalls in die Grönlandsee transportierten Polarwassers. Obwohl die horizontale Advektion durch das geringe spezifische Gewicht des eingebrachten Wassers die Ventilation behindert, sind die simulierten Ventilationsstiefen bei Verwendung der Verankerungsdaten größer als bei Verwendung der Sommerdaten. Dies wird vermutlich zum Teil durch die vertikale Advektion verursacht, die die Wassersäule zwischen Juli und November 1999 um etwa 50 m verlagert

hat. Gleichzeitig führen die höheren Temperaturen der durchmischten Schicht durch den Eintrag atlantischen Wassers zu einem größeren Wärmefluß.

- Die Advektion in die Grönlandsee führt vor allem zu deutlich höheren Temperaturen und höheren Salzgehalten im ventilierten Bereich, ohne daß dieses die Ventilation verhindern muß.

### 7.2.5 Kombination verschiedener Antriebe und Anfangsbedingungen

Die ECMWF Daten des Jahres 2001 standen während der Erstellung dieser Arbeit noch nicht zur Verfügung, so daß die Werte des Jahres 2000 auch für den späteren Zeitraum verwendet wurden. Da jedoch die Wahl des verwendeten atmosphärischen Antriebs, dessen zeitliche Variabilität und das zeitliche Zusammenspiel der einzelnen Komponenten, einen großen Einfluß auf die Ventilationstätigkeit haben kann, wird in diesem Abschnitt der Einfluß verschiedener atmosphärischer Antriebe untersucht. Weil mittlere atmosphärische Bedingungen aufgrund der fehlenden zeitlichen Variabilität keinen sinnvollen Antrieb darstellen, werden die meteorologischen Parameter aus einem Zeitraum mit einem geringen Eintrag kinetischer Energie durch den Wind (95/96), aus einem Zeitraum mit sehr niedrigen Lufttemperaturen (96/97\*), aus einem Zeitraum mit niedrigem Wärmeverlust (98/99) und aus einem Zeitraum mit einem großen Eintrag kinetischer Energie durch den Wind (99/00\*) verwendet. Da auch in den übrigen Wintern die atmosphärischen Parameter, deren zeitliche Variabilität und auch das Zusammenspiel der einzelnen Komponenten, den Verlauf der Ventilation bestimmen können, werden die Winter 94/95 bis 99/00\* in diesem Experiment ebenfalls berücksichtigt.

ANTRIEB 95/96: Werden die meteorologischen Parameter des Winters 95/96 in den Simulationen verwendet (Abb. 7.24 a), sind die Ventilationstiefen in den Wintern 99/00\* und 00/01 (mit den hydrographischen Daten des Sommers 1999 bzw. des Sommers 2000 initialisiert) in der zentralen Grönlandsee etwas größer als im Basisexperiment. Im Winter 98/99 nehmen sie insbesondere im östlichen Bereich der zentralen Grönlandsee deutlich zu. In den Wintern 96/97\* und 97/98\* sind sie in der zentralen Grönlandsee kleiner als im Basisexperiment, so daß nur noch sehr vereinzelt eine Ventilation bis in mittlere Tiefen auftritt. Im Winter 94/95 sind die Ventilationstiefen ebenfalls deutlich kleiner als im Basisexperiment, dennoch wird die gesamte zentrale Grönlandsee bis in mittlere Tiefen ventiliert. Die erreichten Tiefen sind in den Wintern 94/95, 95/96, 98/99, 99/00\* und 00/01 sehr ähnlich und nehmen in einem ähnlichen Maß von Ost nach West zu. Der zonale Gradient der Ventilationstiefen wird demnach im wesentlichen durch den Antrieb bestimmt und wird nur wenig von der Wassersäule beeinflusst. Die Ventilationstiefen in den Wintern 96/97\* und 97/98\* unterscheiden sich aufgrund ihrer großen räumlichen Variabilität deutlich von denen der anderen Winter. Da die Verwendung der meteorologischen Parameter des Winters 95/96 bei drei Initialisierungen, bei der Initialisierung mit den Daten aus den Sommern 1998, 1999 und 2000, zu größeren und bei drei Initialisierungen, bei der Initialisierung mit den Daten aus den Sommern 1994, 1996 und 1997, zu kleineren Ventilationstiefen führt, wird der Antrieb des Winters 95/96 unabhängig von dem in Abschnitt 5.1 berechneten Wärmefluß als moderater Antrieb bezeichnet.

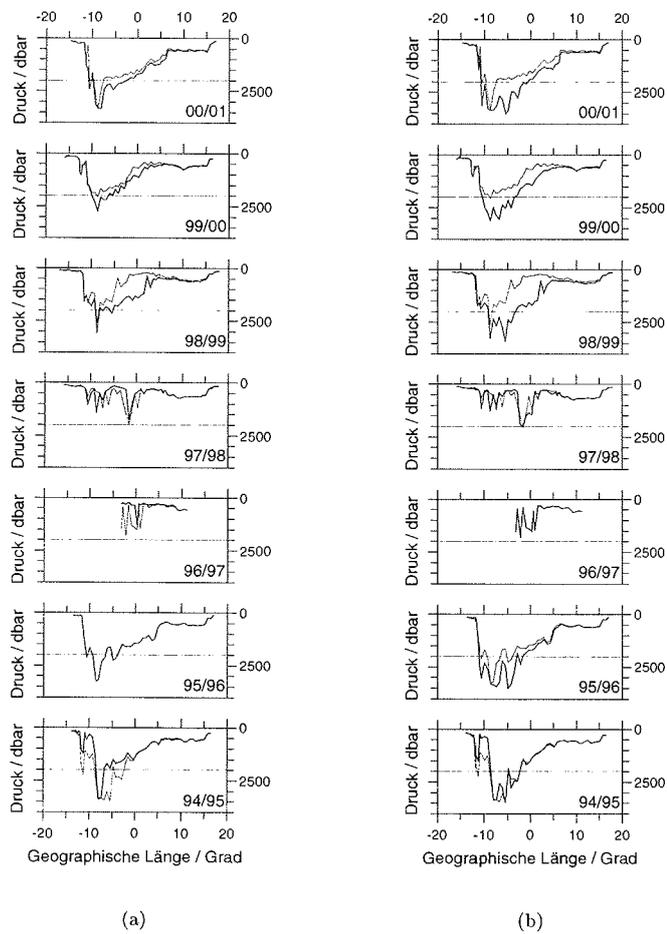


Abbildung 7.24: Ventilationstiefe in der zentralen Grönlandsee bei a) dem Antrieb des Winters 95/96, b) des Winters 96/97\*, c) des Winters 98/99 und d) bei dem Antrieb des Winters 99/00 mit den Ventilationstiefen des Basisexperiments (dünne Linien). (In der folgenden Abbildung fortgesetzt.)

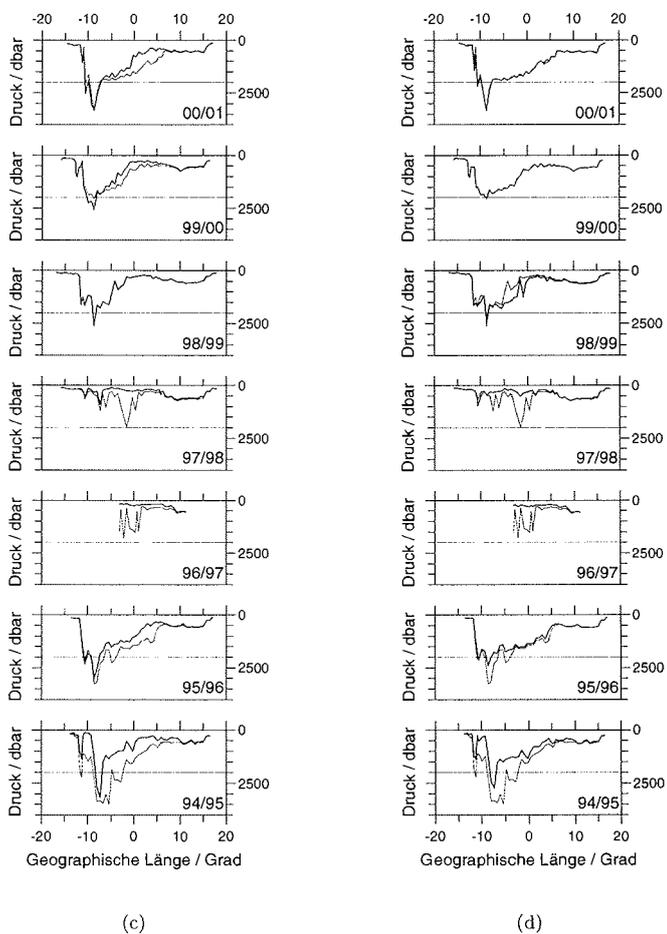


Abbildung 7.25: Fortsetzung der vorangegangenen Abbildung, Ventilationstiefe in der zentralen Grönlandsee bei c) dem Antrieb des Winters 98/99 und d) dem Antrieb des Winters 99/00 mit den Ventilationstiefen des Basisexperiments (dünne Linien).

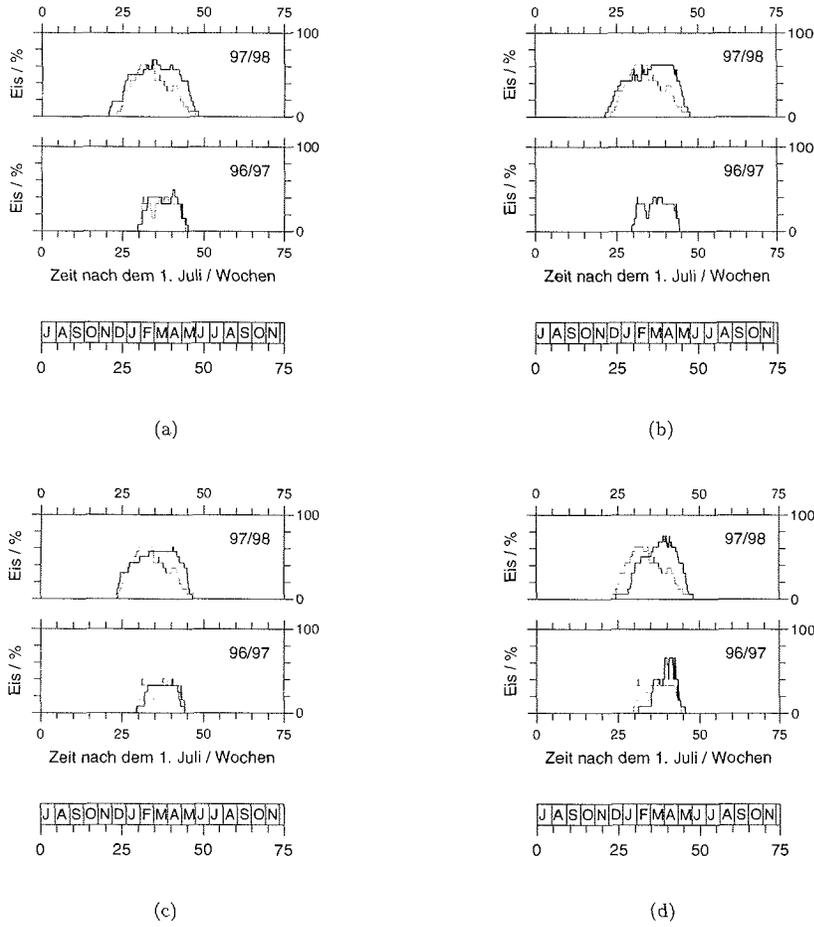


Abbildung 7.26: Eisbedeckung in der zentralen Grönlandsee bei a) dem Antrieb des Winters 95/96, b) des Winters 96/97\*, c) des Winters 98/99 und d) des Winters 99/00\* mit der Eisbedeckung im Basisexperiment in dünn.

ANTRIEB 96/97\*: Die sehr niedrigen Lufttemperaturen im Winter 96/97\*, die bei hohen Oberflächentemperaturen einen extrem hohen Wärmeverlust der Wassersäule verursachen, führen in den Wintern 94/95, 95/96, 98/99, 99/00\* und 00/01 im westlichen Bereich der zentralen Grönlandsee zu einer Ventilation bis zum Boden (Abb. 7.24 b). Dennoch sind die Ventilationstiefen im Winter 94/95 in diesem Experiment an einzelnen Stationen kleiner als im Basisexperiment. In den Wintern 96/97\* und 97/98\* bleibt die Ventilation weiterhin auf die obere Hälfte der Wassersäule beschränkt und umfaßt auch horizontal ein deutlich kleineres Gebiet als in den anderen Wintern.

ANTRIEB 98/99: Werden die atmosphärischen Parameter des Winters 98/99 mit sehr geringem Wärmeverlust verwendet, sind die Ventilationstiefen in allen Wintern vor allem im östlichen Teil der zentralen Grönlandsee kleiner als im Basisexperiment (Abb. 7.25 c). In den Wintern 96/97\* und 97/98\* findet in der zentralen Grönlandsee keine Ventilation bis in mittlere Tiefen statt. In den anderen Wintern reicht sie zumindest zwischen 5° W und 10° W und in einigen Wintern zwischen 0° und 10° W weiterhin flächendeckend bis in mittlere Tiefe.

ANTRIEB 99/00\*: Werden die atmosphärischen Parameter des Winters 99/00\* verwendet, die sich durch einen besonders großen Energieeintrag durch den Wind auszeichnen, sind die Ventilationstiefen größer als bei Verwendung der Parameter des Winters 98/99, jedoch kleiner als bei Verwendung der Parameter des Winters 95/96 (Abb. 7.25 d). In den Wintern 96/97\* und 97/98\* bleibt die Ventilation auf geringe Tiefen beschränkt. Die geringen Tiefen werden nicht durch den besonders großen Energieeintrag durch den Wind verursacht, da dieser zum Teil zu größeren Ventilationstiefen führen müsste (siehe Abschnitt 7.2.2). Die geringen Ventilationstiefen sind auch aufgrund des in Kapitel 5 berechneten Wärmeflusses (Abb. 5.9) unerwartet. Allerdings wird der relativ hohe Wärmeverlust im Winter 99/00\* in Kapitel 5 durch die hohen Oberflächentemperaturen in diesem Winter (Abb. B.16) verursacht, während die atmosphärischen Parameter selbst nur einen geringen Antrieb bewirken. Da im Modell die jeweils berechneten Oberflächentemperaturen zur Berechnung des Wärmeflusses verwendet werden, ist nicht der in Kapitel 5 berechnete Wärmefluß, sondern sind nur die meteorologischen Parameter Wind und Lufttemperatur für die simulierten Ventilationstiefen relevant.

In der Abb. 7.26 sind die Eisbedeckungen in der zentralen Grönlandsee während der vier Experimente dargestellt. Da in dieser Arbeit der Bereich zwischen 7° W und 3° E als zentrale Grönlandsee bezeichnet wird, ist die Eisbedeckung an den Positionen des Sommers 1997, an denen mit der Atmosphäre des Winters 95/96 und des Winters 96/97\* zum Teil deutlich größere Ventilationstiefen als im Basisexperiment auftreten, nicht abgebildet.

Die Eisbildung ist auch in diesen Experimenten in den Wintern möglich, in denen auch im Basisexperiment Eis gebildet wurde, also vor allem in den Wintern 96/97\* und 97/98\*. An einzelnen Stationen treten durch die unterschiedlich großen Ventilationstiefen Unterschiede in der Eisbedeckung auf, da das Einmischen wärmeren Wassers von unten zu einem frühen Schmelzen des Eises führt. Die großräumige Eisbedeckung zeigt jedoch keine signifikanten Unterschiede aufgrund variierender Ventilationstiefen. So unterscheidet sich die Eisbedeckung durch die Atmosphäre des Winters 98/99 z. B. kaum von der Eisbedeckung durch die Atmosphäre des Winters 96/97\*, obwohl in dem einen Experiment

keine und in dem anderen Experiment eine relativ ausgeprägte Ventilation bis in mittlere Tiefen stattfindet. Die durch die Atmosphäre des Winters 99/00\* später als in den anderen drei Experimenten beginnende Eisbildung wird durch die erhöhte Windenergie und die entsprechend tiefe durchmischte Schicht im Herbst und nicht durch unterschiedliche Ventilationstiefen verursacht. Auch die Eisdicken (nicht abgebildet) unterscheiden sich in allen vier Experimenten kaum von denen im Basisexperiment.

- Auch wenn bei jeder Initialisierung des Modells derselbe atmosphärische Antrieb verwendet wird, unterscheidet sich die Ventilation in den Wintern 96/97\* und 97/98\* deutlich von der in den Wintern 94/95, 95/96, 98/99, 99/00\* und 00/01. Bei den zuletzt genannten Wintern nimmt die interannuale Variabilität der Ventilationstiefen deutlich ab, und eine Änderung des Antriebs führt bei jeder Initialisierung zu einer ähnlichen Änderung der Ventilationstiefen. Die Variabilität der Eisbedeckung kann nicht als Indikator des Ventilationsstatus verwendet werden.

### 7.2.6 Einfluß der Wassersäule

Der Einfluß der von Station zu Station und von Jahr zu Jahr variierenden Wassersäule wird besonders deutlich, wenn sie die einzige Komponente ist, die Änderungen der Ventilationstiefen verursachen kann. In den vorangestellten Experimenten waren sowohl der Antrieb als auch die Struktur der Wassersäule zeitlich und räumlich variabel, so daß der mittlere Einfluß der verschiedenen Antriebsänderungen auf unterschiedliche Strukturen der Wassersäule untersucht wurde. Im nun vorgestellten Experiment wirkt an allen Positionen in jedem Jahr der Antrieb eines bestimmten Winters von einer festen geographischen Position, der nun nicht mehr räumlich, sondern nur noch zeitlich variabel ist. Hierfür werden die atmosphärischen Parameter der schon im vorangegangenen Abschnitt betrachteten Winter von 2° W verwendet, da die Werte von 2° W etwa dem jeweiligen zonalen Mittelwert entsprechen (siehe Abschnitt 5.1). Unterschiedliche Ventilationstiefen können also nur durch Unterschiede in der Wassersäule entstehen. Dabei muß berücksichtigt werden, daß die unterschiedlichen Oberflächentemperaturen weiterhin zu unterschiedlichen Wärmeflüssen führen, so daß beispielsweise im Bereich des atlantischen Wassers im Westspitzbergenstrom höhere Wärmeflüsse als anderswo resultieren.

ANTRIEB 95/96 von 2° W: Werden die Simulationen immer mit der Atmosphäre des Winters 95/96 von 2° W angetrieben, ist die interannuale Variabilität der Ventilationstiefen klein (Abb. 7.27 a). In den Wintern 94/95, 95/96, 98/99, 99/00\* und 00/01 wird damit die gesamte zentrale Grönlandsee bis in mittlere Tiefen ventiliert, und die räumliche Variabilität ist sehr gering. Die Ventilationstiefen liegen in allen fünf Wintern in der zentralen Grönlandsee zwischen 1000 m und 2000 m, und ein Ost-West Gradient, der in allen vorangestellten Experimenten zu erkennen ist, entsteht nicht. In den Wintern 96/97\* und 97/98\* tritt eine Ventilation bis in mittlere Tiefen nur in einem schmalen Gebiet rund um 0° W auf, wo die Ventilationstiefen in diesen zwei Wintern räumlich sehr variabel sind.

ANTRIEB 96/97\* von 2° W: Wird der meteorologische Antrieb des Winters 96/97\* von 2° W in allen Simulationen verwendet, nehmen die Ventilationstiefen im Vergleich zum

vorangegangenen Experiment zu (Abb. 7.27 b). In der zentralen Grönlandsee betragen sie in den Wintern 94/95, 95/96, 98/99, 99/00\* und 00/01 nun zwischen 1500 m und 2500 m. Ein Ost-West Gradient ist in der zentralen Grönlandsee weiterhin nicht zu erkennen. In den Wintern 96/97\* und 97/98\* nehmen die Ventilationstiefen ebenfalls deutlich zu, und es wird nun ein größerer Bereich der zentralen Grönlandsee bis in mittlere Tiefen ventiliert. Die Ventilationstiefen sind zumindest im Winter 96/97\* weiterhin von Station zu Station sehr unterschiedlich.

ANTRIEB 98/99 von 2° W: Wird die Atmosphäre des Winters 98/99 von 2° W als Antrieb verwendet, sind die Ventilationstiefen kleiner als in den beiden vorangegangenen Experimenten (Abb. 7.28 c). In den Wintern 96/97\* und 97/98\* kommt die Ventilation bis in mittlere Tiefen ganz zum Erliegen, so daß die Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee kleiner als im Bereich des Westspitzbergenstroms sind. Aber auch im Winter 98/99 sind sie im Zentrum der Grönlandsee nun an mehreren Positionen kleiner als im Bereich des Westspitzbergenstroms. Nur in den Wintern 95/96 und 00/01 sind sie in der zentralen Grönlandsee deutlich größer als im Bereich des Westspitzbergenstroms, ohne daß ein zonaler Gradient der Ventilationstiefen entsteht.

ANTRIEB 99/00\* von 2° W: Wird der meteorologische Antrieb des Winters 99/00\* von 2° W verwendet, nehmen die Ventilationstiefen wieder zu, bleiben jedoch kleiner als bei Verwendung der meteorologischen Parameter des Winters 95/96 oder des Winters 96/97\* (Abb. 7.28 d). In den Wintern 94/95, 95/96, 98/99, 99/00\* und 00/01 sind sie in der zentralen Grönlandsee weiterhin sehr ähnlich und betragen zwischen 1000 m und 2000 m. Die räumliche Variabilität ist sehr gering und es ist kein zonaler Gradient der Ventilationstiefen zu erkennen. In den Wintern 96/97\* und 97/98\* tritt nur an sehr vereinzelt Positionen eine Ventilation bis in mittlere Tiefen auf, und die Ventilationstiefen sind in diesen zwei Wintern an vielen Positionen in der zentralen Grönlandsee kleiner als im Bereich des Westspitzbergenstroms.

Dieses Experiment zeigt unter anderem, daß der zonale Gradient der simulierten Ventilationstiefen im wesentlichen durch den zonalen Gradienten des Antriebs verursacht wird. Im allgemeinen sind die simulierten Ventilationstiefen im westlichen Bereich der zentralen Grönlandsee durch den hohen Wärmeverlust aufgrund eines ausgeprägten Ost-West Gradienten in der ECMWF-Lufttemperatur sehr groß. Im östlichen Bereich der zentralen Grönlandsee führt der Ost-West Gradient hingegen zu geringen Wärmeverlusten und damit teilweise zu deutlich kleineren Ventilationstiefen. Ein solcher Ost-West Gradient der Lufttemperatur ist im Prinzip durch Messungen belegt, dessen Struktur jedoch nicht genau bekannt. Zudem findet der laterale Eintrag von Polarwasser in die Grönlandsee von Westen her statt, so daß das Modell aufgrund der nicht berücksichtigten Advektion die Oberflächentemperaturen überschätzt, was zu unnatürlich hohen Wärmeflüssen in den Simulationen im Westen führt. Im Osten der Grönlandsee findet an der Oberfläche ein Eintrag atlantischen Wassers statt, so daß das Modell dort aufgrund der nicht berücksichtigten Advektion die Oberflächentemperaturen und damit auch den Wärmefluß unterschätzt. Da die Verwendung des ECMWF typischen Gradienten im Modell zu einem in dieser Form nicht beobachteten zonalen Gradienten der Ventilationstiefen führt, werden in den folgenden Kapiteln die Modellrechnungen betrachtet, die positionsunabhängig mit

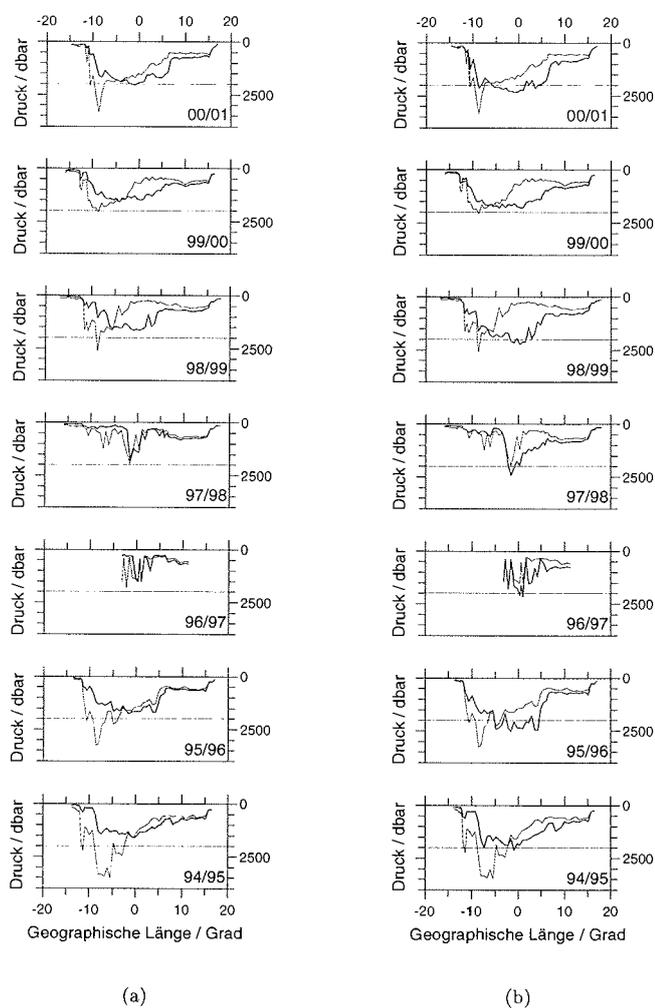
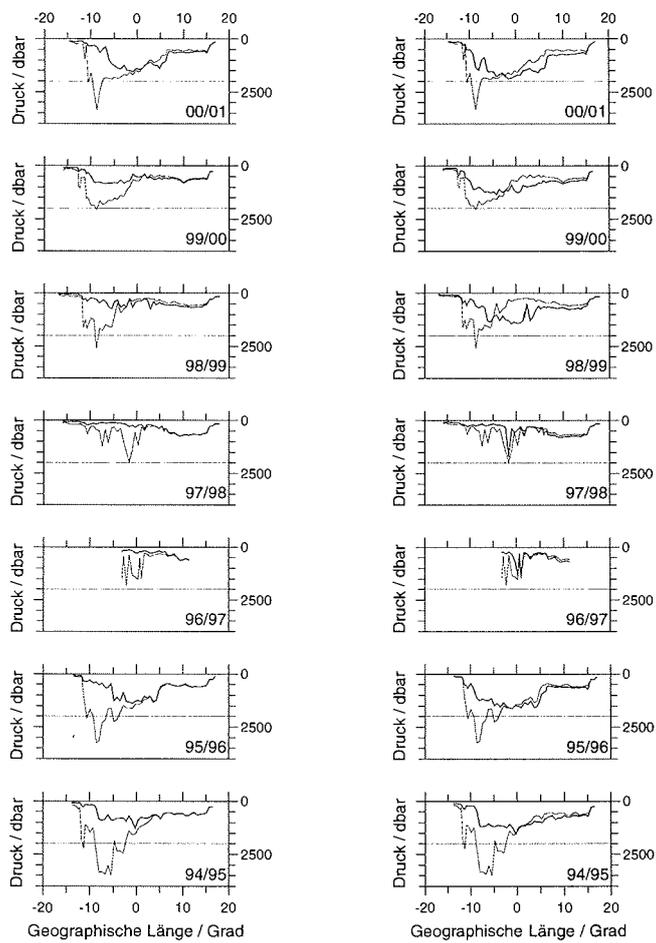


Abbildung 7.27: Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee bei a) dem Antrieb des Winters 95/96 von  $2^{\circ}$  W, b) des Winters 96/97\* von  $2^{\circ}$  W, c) des Winters 98/99 von  $2^{\circ}$  W und d) bei dem Antrieb des Winters 99/00\* von  $2^{\circ}$  W mit den Ventilationstiefen des Basisexperiments (dünne Linien). (In der folgenden Abbildung fortgesetzt.)



(c)

(d)

Abbildung 7.28: Fortsetzung der vorangegangenen Abbildung, Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee bei c) dem Antrieb des Winters 98/99 von  $2^\circ$  W und d) dem Antrieb des Winters 99/00 \* von  $2^\circ$  W mit den Ventilationstiefen des Basisexperiments (dünne Linien).

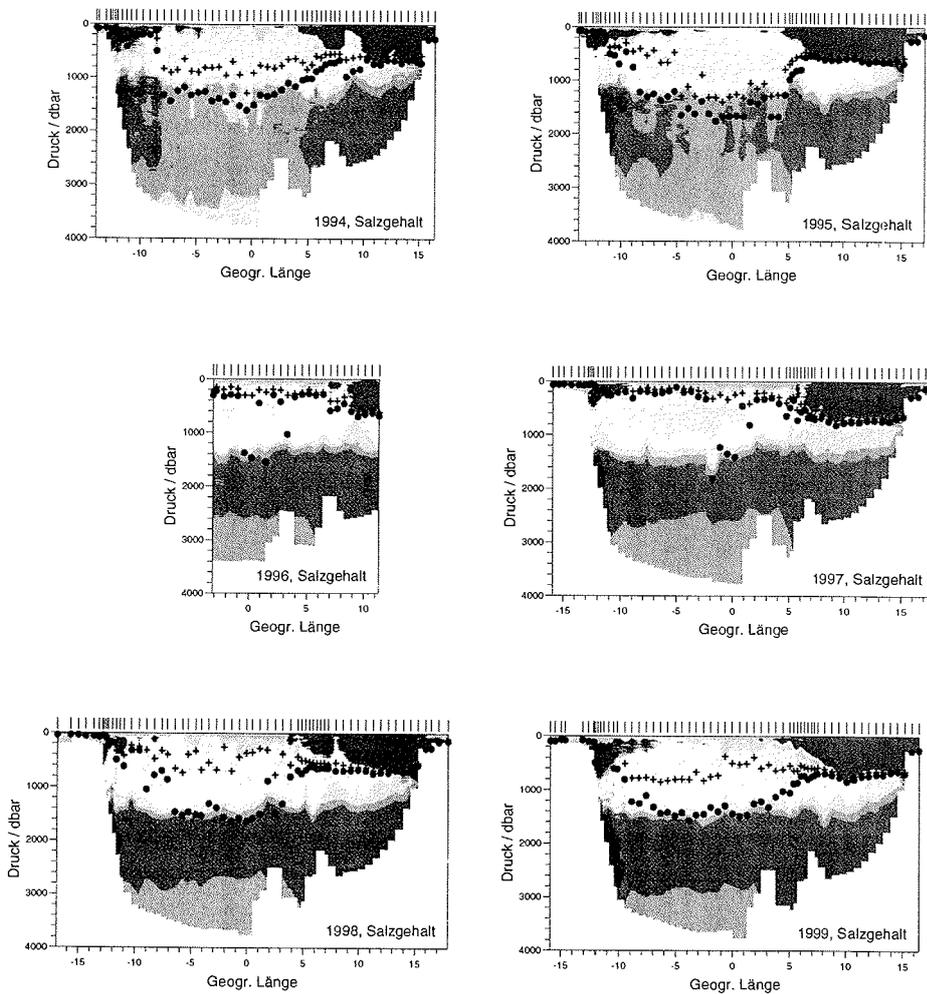


Abbildung 7.29: Gemessene vertikale Salzgehaltsverteilung vor und simulierte Ventilationstiefen in den Wintern 94/95 bis 00/01 wenn der atmosphärische Antrieb des Winters 98/99 auf  $75^{\circ}$  N und  $2^{\circ}$  W (+) oder der des Winters 95/96 auf  $75^{\circ}$  N und  $2^{\circ}$  W (•) verwendet wird (Fortführung und Salzgehaltsskala in Abb. 7.30).

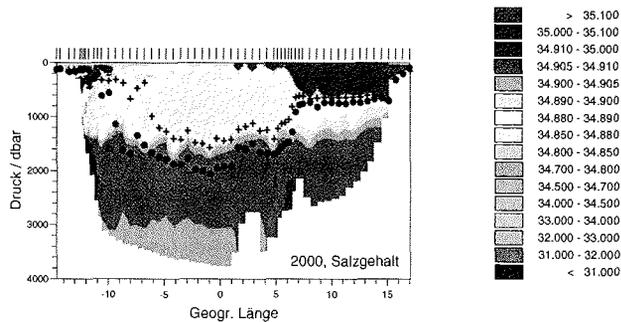


Abbildung 7.30: Fortführung der Abb. 7.29, gemessene vertikale Salzgehaltsverteilung vor und simulierte Ventilationstiefen im Winter 00/01 wenn der atmosphärische Antrieb des Winters 98/99 auf 75° N und 2° W (+) oder der des Winters 95/96 auf 75° N und 2° W (•) verwendet wird, die Salzgehaltsskala gilt auch für die Abb. 7.29.

den atmosphärischen Daten von 2° W angetrieben wurden.

Werden die Ventilationstiefen in einer Darstellung der Salzgehalte zu Beginn der Simulation auf dem 75°-Schnitt mit markiert (Abb. 7.29 und 7.30), erkennt man den Einfluß der Wassersäule auf dieselben. Die Ventilation stoppt häufig im Bereich der Salzgehaltsgradienten, die im allgemeinen auch einen erhöhten Dichtegradienten verursachen, oder kurz darunter. Dies ist z. B. im Bereich des Westspitzbergenstroms deutlich zu erkennen. Das atlantische Wasser wird stets vollständig durchmischt, während die darunter liegenden, salzärmeren Wassermassen selten von der Ventilation beeinflusst werden. Im Bereich des Ostgrönlandstroms endet die Ventilation häufig am unteren Rand der Polarwasserschicht. Etwas weiter östlich reicht sie durch das zurückkehrende Atlantikwasser und endet erst an dessen unteren Rand.

Während die Ventilation im Randbereich jedes Jahr bis in ähnliche Tiefen reicht, weisen die Ventilationstiefen im Zentrum der Grönlandsee oft große Unterschiede auf. Ist im Zentrum der Grönlandsee eine ausgeprägte salzarme Deckschicht vorhanden (Sommer 1996 und Sommer 1997), endet die Ventilation häufig an ihrem unteren Rand. Kann sie die salzarme Deckschicht durchbrechen, endet sie im Bereich des nächsten Salzgehaltsgradienten, der sich in der Tiefe des Temperaturmaximums befindet. Ist keine ausgeprägte salzarme Deckschicht vorhanden, reicht die Ventilation häufig bis in den Bereich des Salzgehaltsgradienten in mittlerer Tiefe, wo sich auch das Temperaturmaximum befindet. Eine vertikale Verlagerung der Salzgehaltsgradienten führt somit häufig zu einer entsprechenden Veränderung der Ventilationstiefe. Dabei ist zu beachten, daß die Salzgehaltsgradienten insbesondere in den Sommern 1998 und 1999 nicht immer im Konturplot zu erkennen sind.

Eisbildung findet auch in diesen Experimenten im wesentlichen in den Wintern 96/97\* und 97/98\* statt. Bei Verwendung der meteorologischen Parameter des Winters 99/00\* (2° W) beginnt die Eisbildung aufgrund der intensiven Winddurchmischung wieder später als im Basisexperiment. Als Indiz für das Ausbleiben der Ventilation bis in mittlere Tiefen bei Verwendung der Atmosphäre des Winters 98/99 (2° W) könnte die im Vergleich zu allen

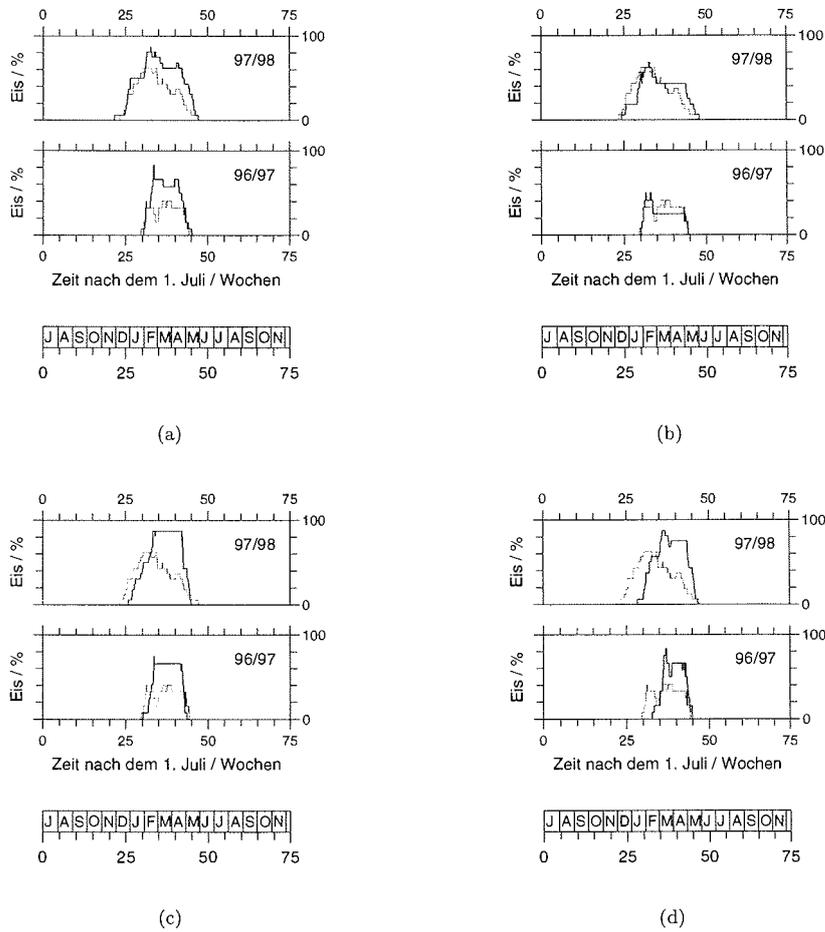
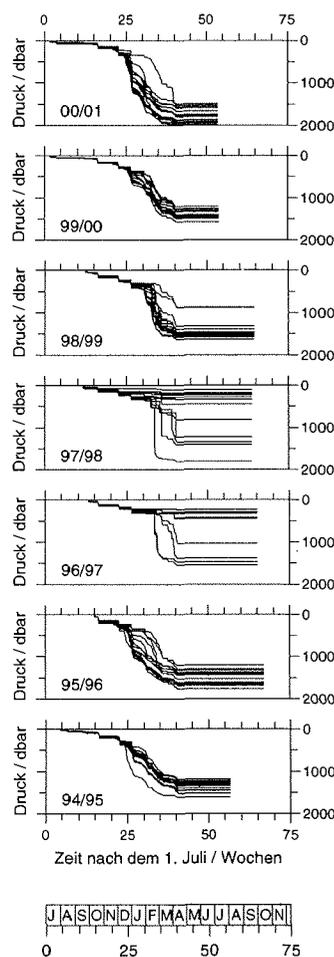


Abbildung 7.31: Eisbedeckung in der zentralen Grönlandsee bei a) dem Antrieb des Winters 94/95 von  $2^\circ$  W, b) dem Antrieb des Winters 96/97\* von  $2^\circ$  W, c) des Winters 98/99 von  $2^\circ$  W und d) bei dem Antrieb des Winters 99/00 von  $2^\circ$  W, mit der Eisbedeckung im Basisexperiment (dünne Linien).

anderen Experimenten mit einer Ventilation bis in mittlere Tiefen sehr geringe Variabilität des eisbedeckten Gebietes gewertet werden. Das Experiment mit den meteorologischen Parametern des Winters 99/00\* im vorangegangenen Abschnitt zeigt jedoch, daß das Ausbleiben der Ventilation bis in mittlere Tiefen (Abb. 7.25 d) nicht immer mit einer geringen Variabilität des eisbedeckten Gebietes zusammentreffen muß (Abb. 7.26 d).

Die zeitliche Entwicklung der Ventilations-tiefen bei dem geographisch festen meteorologischen Antrieb des Winters 95/96 von 2° W (Abb. 7.32) zeigt, daß die Vertiefung der durchmischten Schicht häufig an mehreren Positionen synchron verläuft. Die Synchronität wird zum Teil durch die Atmosphäre und zum Teil durch die Struktur der Wassersäule verursacht. Die Vertiefung der durchmischten Schicht findet z. B. in der 16. Woche an allen Stationen gleichmäßig statt und wurde durch die erhöhte Windgeschwindigkeit und durch den ersten erhöhten Wärmeverlust verursacht (siehe auch Abb. B.4 b und B.14 b im Anhang). In der 25. und 26. Woche findet an vielen Positionen eine zügige, aber nicht abrupte Vertiefung statt, die durch einen hohen Wärmeverlust (siehe Abb. B.14 b) verursacht wird. Obwohl die Auswirkungen des hohen Wärmeverlustes an vielen Positionen zeitgleich zu erkennen sind, ist das Ausmaß der Vertiefung zum Teil sehr unterschiedlich. Während die durchmischte Schicht in den Wintern 95/96 und 00/01 zum Teil mehrere hundert Meter tiefer wird, bleibt die Vertiefung im Winter 98/99 und auch 96/97\* zu diesem Zeitpunkt auf maximal einhundert Meter beschränkt. An einzelnen Stationsgruppen mit sehr ähnlichem hydrographischem Aufbau verläuft die Vertiefung synchron. Da die Struktur des atmosphärischen Antriebs über weiten Bereichen der Grönlandsee ähnlich ist (siehe auch Abschnitt 5.1), treten die Abschnitte mit einer schnellen Änderung der Ventilationstiefe und die Abschnitte mit nahezu konstanter Ventilationstiefe zum Teil auch in den früheren Experimenten an verschiedenen Positionen zeitgleich auf (siehe z. B. Abb. 7.7).



- Salzgehaltsgradienten, sowohl in geringer als auch in mittlerer Tiefe, beeinflussen die Ventilationstiefen deutlich: Sie behindern eine tiefer reichende Ventilation. Ohne den ECMWF-typischen Ost-West Gradienten des Antriebs

Abbildung 7.32: Zeitliche Entwicklung der Ventilationstiefen in der zentralen Grönlandsee bei dem Antrieb des Winters 95/96 von 2° W.

gibt es in den Wintern 94/95, 95/96, 98/99, 99/00\* und 00/01 in der zentralen Grönlandsee keine regionalen Unterschiede der Ventilationstiefen.

### 7.3 Hauptresultate

Die simulierten Ventilationstiefen entsprechen nicht den gemessenen Eindringtiefen kalten und salzarmen Wassers aus Kapitel 5. Eine konsistente Zeitreihe der Ventilationstiefen wird durch eine gleichzeitige Betrachtung der Modellergebnisse mit den vor und nach jedem Winter gemessenen hydrographischen Daten in Kapitel 8 erstellt. In diesem Abschnitt wird zunächst der Einfluß des Antriebs und der Einfluß der Wassersäule zu Beginn der Simulation auf die simulierten Ventilationstiefen untersucht, mit dem Ziel, die Gültigkeit der bisherigen Konzepte in den neunziger Jahren zu überprüfen. Hierbei zeigt sich, daß die Relevanz der verschiedenen Komponenten nicht unabhängig von der von Jahr zu Jahr variierenden Struktur der Wassersäule ist, so daß ein einzelner Winter keine allgemeingültigen Aussagen liefern kann.

In den in Kapitel 3 vorgestellten Konzepten, in denen die Tiefenwasserbildung als oberflächennaher Prozeß beschrieben wird, ist der Wärmefluß eine wesentliche Antriebskomponente. Obwohl in Kapitel 5 kein Zusammenhang zwischen dem Wärmefluß und den verzeichneten Eindringtiefen kalten und salzarmen Wassers festgestellt wurde, zeigt das Modell den erwarteten Einfluß des Wärmeflusses auf die Ventilationstiefe. Ein größerer Wärmeverlust des Ozeans führt grundsätzlich zu einer Zunahme der Ventilationstiefe. Das Ausmaß der Vertiefung ist allerdings unterschiedlich und kann unter Umständen sehr gering sein.

Die Rolle des Windes für die Ventilation der Grönlandsee wird in der Literatur meist nur in Hinblick auf dessen Einfluß auf den Wärmefluß oder die Eisbewegung diskutiert. Aber auch die direkte Durchmischung der Wassersäule durch den Wind beeinflusst die tiefer reichende Ventilation. Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Winddurchmischung und der Ventilationstiefe ist im Modell jedoch nicht vorhanden. Eine geringere und auch eine stärkere Winddurchmischung kann zu größeren oder zu kleineren Ventilationstiefen führen. Vergleicht man die Änderung der Ventilationstiefe (Abb. 7.13 und 7.15 a) mit der Verteilung der hydrographischen Parameter (Abb. C.1 bis C.7) zeigt sich, daß eine größere Winddurchmischung im allgemeinen dann zu größeren Ventilationstiefen führt, wenn eine ausgeprägte salzarme Deckschicht salzreiches Wasser überlagert, wie es in den Sommern 1996, 1997 und 1998 in der gesamten Grönlandsee und in den anderen Sommern im Bereich des Polarwassers und des zurückkehrenden Atlantikwassers der Fall ist. Die Windenergie kann trotz des ausgeprägten Dichtegradienten am unteren Rand der salzarmen Deckschicht salzigeres Wasser einmischen, so daß der Dichtegradient reduziert wird. Die durchmischte Schicht bleibt bei einer solchen Schichtung häufig auch im Verlauf des Winters deutlich kälter als die darunter liegende Schicht, so daß durch ihre Vertiefung die Oberflächentemperatur und damit auch der Wärmefluß steigt. An den Positionen mit gering ausgeprägter salzarmen Deckschicht führt eine stärkere Winddurchmischung dagegen zu geringeren Ventilationstiefen. Eine hohe Windenergie zu Beginn der Simulation mischt die warmen oberflächennahen Schichten sehr schnell in die Tiefe, so daß die Oberflächentemperatur und damit auch der Wärmeverlust sinkt. Da die Temperatur der durchmischten

Schicht bei nur gering ausgeprägter salzreicher Deckschicht aufgrund der geringen Stabilität der Wassersäule nicht deutlich unter die Temperatur der darunter liegenden Schichten sinken kann, führt die stärkere Winddurchmischung auch später im Jahr kaum zu einer Erhöhung der Oberflächentemperatur oder des Wärmeverlustes. Hierdurch wird deutlich, daß der Aufbau der Wassersäule während der verstärkten Winddurchmischung und damit auch der Zeitpunkt der Winddurchmischung für die Ventilationsgeschichte relevant ist.

Obwohl die Konzepte der frühen neunziger Jahre die Notwendigkeit der Eisbildung für eine Ventilation der Grönlandsee beinhalten, zeigt die mittlere Eisbildung im Modell wie die gemessene Eisbedeckung in Kapitel 5 keinen Zusammenhang mit der Ventilationstiefe. Die Eisbildung ist weder für die Ventilation notwendig, noch kann die großräumige Eisbedeckung oder deren Änderung zu ihrer Identifizierung verwendet werden. Das Modell simuliert in mehreren Wintern eine Ventilation bis in mittlere Tiefen, ohne daß Eis in der zentralen Grönlandsee gebildet wird. In den zwei Wintern, in denen im Basisexperiment Eis gebildet wird, ist die Eisbedeckung von Jahr zu Jahr und von Experiment zu Experiment unterschiedlich dick, tritt an unterschiedlich vielen Stationen auf und ist zum Teil auch von unterschiedlicher Dauer, ohne daß die Unterschiede mit unterschiedlichen Ventilationstiefen korrelieren. Eine stärkere Eisbildung, z. B. aufgrund einer geringeren thermischen Isolierung der Wassersäule durch das bereits gebildete Eis, erleichtert die Ventilation. Ein dauerhafter Eisexport führt aufgrund des mit ihm verbundenen Süßwasser- und Kälteexports selbstverständlich zusätzlich zu höheren Temperaturen und höheren Salzgehalten in der durchmischten Schicht. Die unterschiedlichen Ventilationstiefen, die z. B. durch die Variationen des Wärmeflusses entstehen, beeinflussen die Eisbedeckung an den einzelnen Stationen wie erwartet; eine tief reichende oder eine frühe Vermischung führt dabei häufig zu einer reduzierten Dauer der Eisbedeckung. Der Einfluß der verschiedenen Ventilationstiefen auf die großräumige Eisbedeckung ist jedoch gering, und vor allem der große Einfluß der Wassersäule, wie z. B. der vertikalen Ausdehnung der salzreichen Deckschicht, auf die Eisbildung, verhindern eine Klassifizierung des Ventilationsstatus anhand der Eisbedeckung sogar in den Wintern, in denen Eis gebildet wird. Die Winddurchmischung hat ebenfalls einen größeren Einfluß auf die Eisbedeckung als die Ventilation. Eine geringere Winddurchmischung führt zu einer stärkeren Eisbildung und umgekehrt, ohne daß sich die Ventilationstiefe ändern muß, da sowohl die Winddurchmischung als auch die Eisbildung zur Überwindung der Halokline beitragen. Generell ist die Eisbildung im Modell immer dann möglich, wenn eine ausgeprägte salzreiche Deckschicht und damit auch eine große Stabilität in Oberflächennähe vorhanden ist. Das Ausbleiben der Eisbildung ist nicht auf den atmosphärischen Antrieb zurückzuführen, da bei einer Initialisierung mit den Daten der Sommer 1996 und 1997 in jedem Experiment Eis gebildet wurde (Abschnitt 7.2.5). Bei den anderen Initialisierungen führt jedoch auch der hohe Wärmeverlust durch die Atmosphäre des Winters 96/97\* zu keiner Eisbildung, da der stabilisierende Effekt einer ausgeprägten salzreichen Deckschicht fehlt.

Die Bedeutung der Advektion von Wassermassen in die Grönlandsee im Herbst wird durch die unterschiedlichen Initialisierungen der Simulation des Winters 99/00\*, nämlich durch die Verwendung von Sommer- oder Herbstdaten, deutlich. Die Advektion im Herbst führt zu höheren Salz- und Wärmehalten insbesondere in den oberen 1000 m der Wassersäule.

Wird in den Simulationen trotz der unterschiedlichen hydrographischen Anfangsdaten immer der Antrieb eines festen Zeitraums verwendet, zeigt sich, daß die interannuale

Variabilität der Ventilationstiefen deutlich abnimmt. Ein Teil der simulierten interannualen Variabilität der Ventilationstiefen wird also durch die Atmosphäre verursacht. Das deutlich unterschiedliche Verhalten der Ventilation in den Wintern 96/97\* und 97/98\* ist jedoch auf Eigenschaften der Wassersäule zurückzuführen. Bisherige Untersuchungen haben diesen Unterschied im Ablauf der Ventilation in Abhängigkeit von der Struktur der Wassersäule nicht gezeigt.

Wird nicht nur der Antrieb eines festen Zeitraums, sondern auch einer festen geographischen Position verwendet, um von dem Einfluß der zonalen Veränderlichkeit der Atmosphäre zu abstrahieren, zeigt sich der Einfluß der Wassersäuleneigenschaften zu Beginn des Winters auf die Ventilationstiefe. Erhöhte Dichtegradienten, in Oberflächennähe oder in mittlerer Tiefe, behindern die Ventilation deutlich. Neben der unterschiedlichen Struktur und Stärke der Dichtegradienten führt auch ihre variierende vertikale Position zu unterschiedlichen Ventilationstiefen. In Oberflächennähe kann ein Aufwölben der Isopyknen das Ausmaß der in einzelnen Jahren sehr ausgeprägten salzarmen Deckschicht reduzieren und so die Ventilation ermöglichen. In mittlerer Tiefe führt hingegen ein Abwärtswölben der Isopyknen zu größeren Ventilationstiefen, wie z. B. im Winter 97/98\* auf 2° W.

## Kapitel 8

# Zusammenführung und Diskussion der Ergebnisse

Bisher wurden in der Arbeit eine Vielzahl an Hinweisen und Indizien zur Ventilation gesammelt, die sich nicht in das bisherige Konzept der Konvektion (siehe S. 18 und 19) einfügen. So zeigen sowohl die Interpretation der meteorologischen, kryosphärischen und hydrographischen Zeitreihen in Kap. 5 als auch die Modelluntersuchungen in Kap. 7 eine überraschend geringe Bedeutung des Eises für die Ventilation in den neunziger Jahren. Zudem deutet die große Diskrepanz zwischen den in Kap. 5 und Kap. 7 bestimmten Ventilationstiefen darauf hin, daß die Ventilation nicht immer zu einem Eintrag kalten und salzarmen Wassers führen muß. Das Modell zeigt in jedem Winter drei Veränderungen durch die Ventilation, nämlich eine Temperatur- und Salzgehaltsabnahme, eine Dichtezunahme und eine vertikale Homogenisierung im ventilierten Bereich. Diese treten in den Beobachtungen jedoch nicht immer gleichzeitig auf, obwohl jede dieser Veränderungen nur durch die Ventilation verursacht werden kann: Das winterliche Oberflächenwasser ist die einzige Wassermasse in der Grönlandsee, die kälter und salzärmer als die obere Zwischenwasserschicht ist; der einzige signifikante Dichtegewinn findet durch die Oberfläche statt und wird durch die dichtegetriebene Ventilation in tiefere Schichten übertragen; und die Anregung für eine vertikale Homogenisierung über mehrere 100 m kann nur an den Grenzflächen -Boden oder Oberfläche- entstehen. Eine detaillierte und gleichzeitige Berücksichtigung der aufgrund des mehrjährigen Datenmaterials sehr vielfältigen beobachteten und simulierten Veränderungen (Abschnitt 8.1) führt zu einem Kriterienkatalog zur Bestimmung der Ventilationstiefen anhand von hydrographischen Messungen. Mit der daraus resultierenden verlässlichen Zeitreihe der Ventilationstiefen werden die bestehenden Konzepte zur Ventilation überprüft und präzisiert (Abschnitt 8.2). Dabei sind vor allem die Existenz zweier Ventilationsformen, die je nach Anfangsstruktur der Wassersäule auftreten, die Bedeutung der aktuellen Zwei-Schichtung sowie die Relevanz der vertikalen Position der die beiden Schichten trennenden Grenzschicht für die Ventilationstiefe überraschend (Abschnitt 8.3). Anschließend wird gezeigt, daß mit den hier entwickelten Kriterien ein Instrumentarium besteht, mit dem Ventilationstiefen anhand von hydrographischen Sommermessungen bestimmt werden können. Dies ist besonders bemerkenswert, weil sogar die Analyse von Wintermessungen mit den bisherigen Kriterien nicht zu einer eindeutigen Bestimmung der Ventilationstiefen führen konnte.

## 8.1 Einzelne Winter / Modellergebnisse und Messungen

Während die Sommermessungen indirekt Hinweise auf die winterlichen Prozesse liefern, kann das Modell eine Anzahl dieser Prozesse explizit berechnen. Wird bei der Interpretation der Daten berücksichtigt, daß eindimensionale Modelle z. B. aufgrund der fehlenden Advektion von Wassermassen oder Eis eine zu kalte und zu salzarme durchmischte Schicht in der Grönlandsee produzieren (Visbeck, 1993; Visbeck *et al.*, 1995), führt die gleichzeitige Berücksichtigung der Beobachtungen und Modellsimulationen zu einer konsistenten und umfassenden Beschreibung der Prozesse in jedem einzelnen Winter. Es zeigt sich, daß mehrere Veränderungen ein hinreichendes Indiz für die Ventilation sind, daß jedoch keine dieser Veränderungen notwendigerweise auftreten muß.

**Winter 94/95:** Obwohl Sommermessungen nach dem Winter 94/95 keine Temperatur- oder Salzgehaltsabnahme in der oberen Zwischenwasserschicht gegenüber dem Vorjahr aufweisen, gelingt eine Ventilation der gesamten oberen Zwischenwasserschicht im Modell bereits bei Anwendung eines geringen Wärmeverlustes. Gleichzeitig ist die Struktur der simulierten und beobachteten Profile im Sommer 1995 (Abb. 8.1) sehr ähnlich, mit einer vertikal homogenen oberen Zwischenwasserschicht ohne Fluktuationen. Die simulierten Temperaturen und Salzgehalte sind lediglich niedriger als die gemessenen. Da die Eiskonzentration in diesem Winter sehr gering war (Abb. 5.13), hat in erster Linie der Eintrag atlantischen Wassers die beobachtete Zunahme des Salzgehaltes von fast zwei Hundertstel in den oberen 1000 m (Abb. 8.1) verursacht. (Die Salzgehaltsabnahme in 1100 m Tiefe ergibt sich durch die vertikale Advektion.) Die Berücksichtigung des eingetragenen atlantischen Wassers im Modell würde auch dort zu einer entsprechenden Salzgehaltszunahme und gleichzeitig zu einer Temperaturzunahme und einer Dichteabnahme führen. Die Dichteabnahme und, durch den Einfluß des thermobarischen Effekts<sup>1</sup>, auch die Temperaturzunahme würden zusätzlich zu geringeren simulierten Ventilationstiefen führen. Wie groß der Einfluß unterschiedlicher Volumina atlantischen Wassers im Initialprofil auf die hydrographischen Eigenschaften der simulierten durchmischten Schicht ist, zeigen die beiden Profile mit einer sehr warmen und salzhaltigen durchmischten Schicht insbesondere bei einem geringen Wärmefluß (Abb. 8.1).

Bei Berücksichtigung der Advektion kommen die Modellergebnisse demnach den im Sommer 1995 gemessenen Wassermasseneigenschaften nahe und geben Hinweise auf eine Reihe von Veränderungen durch die Ventilation im Winter 94/95. So zeigt z. B. die Konzentrierung der im Sommer 1995 gemessenen Werte im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21) und auch die Abnahme der noch im Sommer 1994 gemessenen Fluktuationen (Abb. 5.17) die vertikale Homogenisierung der oberen Zwischenwasserschicht. Die dichtegetriebene Vermischung hat auch die Dichtezunahme bewirkt, die trotz des Eintrags spezifisch leichteren Atlantikwassers zu beobachten war (Abb. 8.2). Die Reduzierung der vertikalen Ausdehnung des Temperaturmaximums (Abb. 5.17) zeigt, daß die vollständige Vermischung bis in den Bereich des Temperaturmaximums reichte. Eine solche Ventilationstiefe führt darüberhinaus zu den im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21) sichtbaren Veränderungen am unteren Rand

<sup>1</sup>Da die vertikale Advektion im Modell nicht berücksichtigt wird, kann die dichtegetriebene Ventilation nur durch den thermobarischen Effekt zu einer Abnahme der pot. Dichte rel. zur Oberfläche im unteren Teil des ventilierten Bereichs (siehe Abb. 8.2) führen.

1994. 1995, Modell

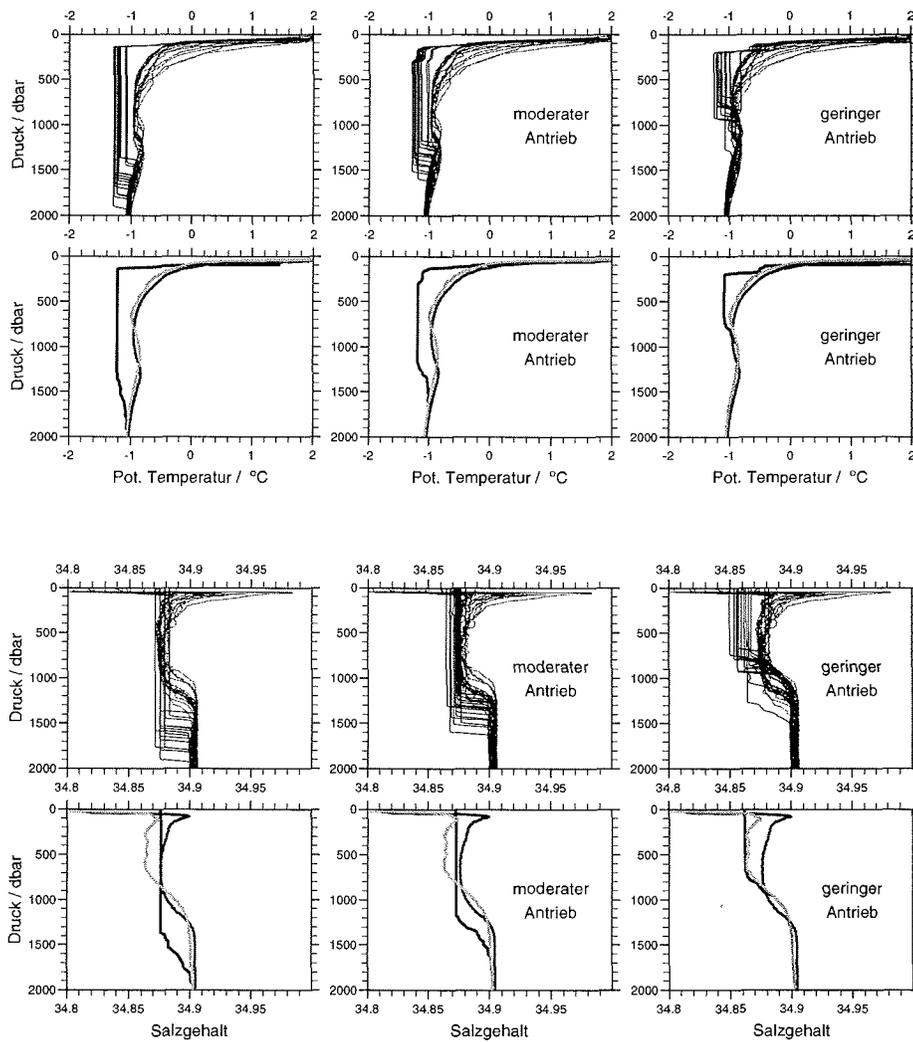


Abbildung 8.1: Winter 94/95: Modellerte (350. Tag) und gemessene einzelne und horizontal gemittelte Temperatur- und Salzgehaltsprofile vor und nach dem Winter 94/95 bei Verwendung des geographisch festen Antriebs (von 2° W), eines moderaten Antriebs (des Winters 95/96 von 2° W) und eines geringen Antriebs (des Winters 98/99 von 2° W).

der oberen Zwischenwasserschicht. Obwohl die Temperaturen und Salzgehalte in weiten Bereichen der oberen Zwischenwasserschicht aufgrund des Eintrags atlantischen Wassers zunehmen, ist im Bereich des Salzgehaltsgradienten am unteren Rand der oberen Zwischenwasserschicht eine Temperaturabnahme zu erkennen<sup>2</sup>. Diese entsteht durch die vertikale Vermischung mit der darüberliegenden oberen Zwischenwasserschicht, wie sie bei einer Vertiefung der durchmischten Schicht bis in den Bereich des Temperaturmaximums stattfindet.

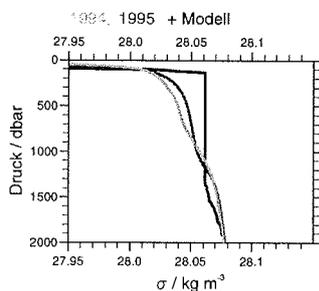


Abbildung 8.2: Horizontal gemittelte modellerte (350. Tag) und gemessene Dichteprofile rel. zur Oberfläche vor und nach der Ventilation im Winter 94/95 bei Verwendung der meteorologischen Parameter auf 75° N und 2° W.

Da der einzige Mechanismus, der im Bereich der oberen Zwischenwasserschicht eine Dichteerhöhung und eine vertikale Homogenisierung verursachen kann, die dichtegetriebene Ventilation ist, muß im Winter 94/95 eine Ventilation der oberen Zwischenwasserschicht stattgefunden haben. Die nur gering ausgeprägte salzarme Deckschicht zu Beginn des Winters und die Advektion atlantischen Wassers verhinderten dabei den erwarteten Eintrag kalten und salzarmen Wassers in die oberen Zwischenwasserschicht und führten zu einer Erhöhung der Temperatur und des Salzgehaltes in derselben. Die Eisbildung spielte bei der Erhöhung des Salzgehaltes und der Temperatur eine untergeordnete Rolle: Die Eisbildung war im ganzen Winter 94/95 in der zentralen Grönlandsee unerheblich.

**Winter 95/96:** Obwohl die Messungen vor und nach dem Winter 95/96 eine Temperatur- und Salzgehaltsabnahme lediglich in den oberen 200 m zeigen (Abschnitt 5.3.3), gelingt eine Ventilation der gesamten oberen Zwischenwasserschicht im Modell wiederum bereits bei Anwendung eines geringen Wärmeverlustes. Gleichzeitig ist die Struktur der simulierten und beobachteten Profile im Sommer 1996 wieder sehr ähnlich (Abb. 8.3), mit einer vertikal homogenen oberen Zwischenwasserschicht ohne Fluktuationen. Lediglich die simulierten Temperaturen sind zu niedrig, während die Salzgehalte den Beobachtungen entsprechen. Allerdings hat in diesem Winter der gemessene Salzgehalt auch nicht durch die Advektion zugenommen. Vielmehr wurde Atlantikwasser und Polarwasser in einem solchen Verhältnis in die Grönlandsee eingetragen, daß der Salzgehalt nahezu konstant bleibt, was zu einer Temperaturzunahme führt (Polarwasser + Atlantikwasser = zu warmes Grönlandseewasser, siehe auch Abb. 5.16). So zeigt wie im Vorwinter vor allem die Konzentrierung der im Sommer 1996 in der oberen Zwischenwasserschicht gemessenen Werte im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21) und die Temperatur- und Salzgehaltsabnahme im Bereich des Salzgehaltsgradienten am unteren Rand der oberen Zwischenwasserschicht<sup>2</sup> die Auswirkungen der Ventilation, die erneut bis in den Bereich des Temperaturmaximums

<sup>2</sup>Werden die  $\Theta$ -S Änderungen zwischen der oberen Zwischenwasserschicht und dem Temperaturmaximum durch eine Salzgehaltszunahme erklärt, resultiert eine extreme Dichtezunahme, deren Ursache nicht zu finden ist, während eine Temperatur- und Salzgehaltsabnahme, deren Ursache benannt werden kann, als isopyknischer Prozeß die beobachteten Veränderungen verursachen kann.

1995. 1996, Modell

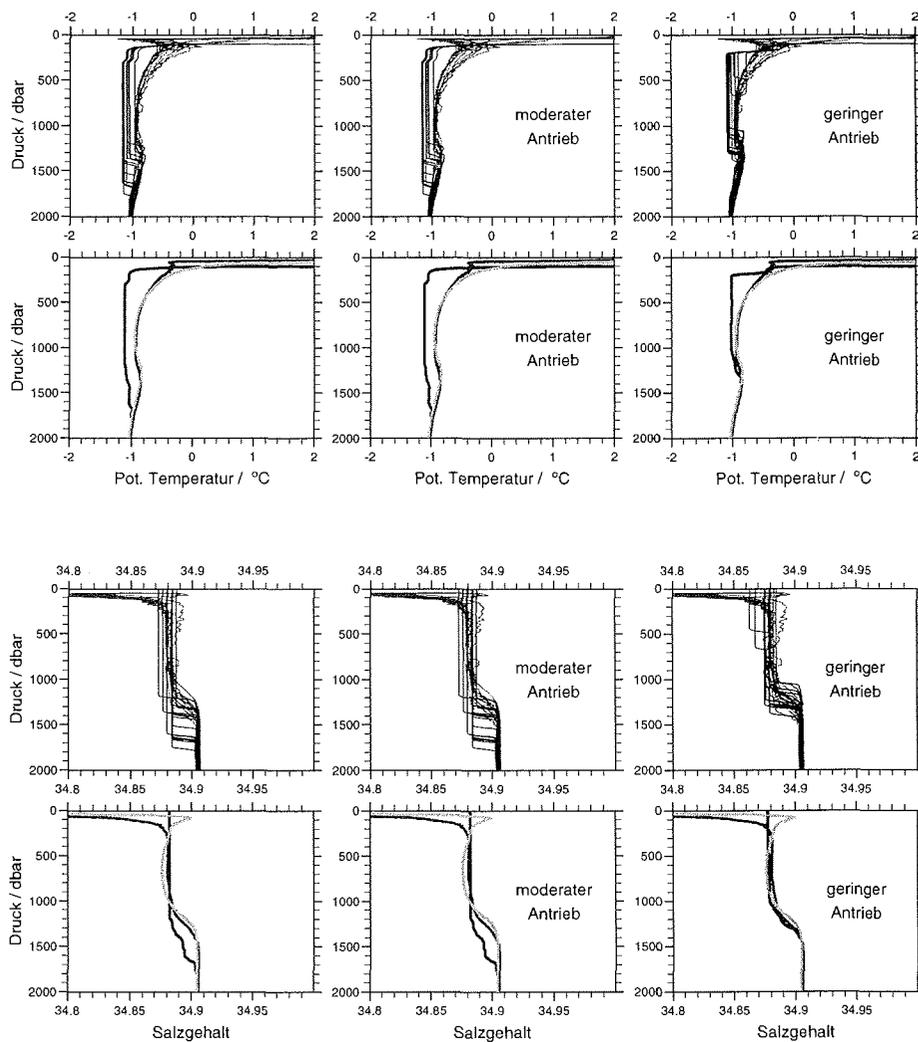


Abbildung 8.3: Winter 95/96: Modellerte (350. Tag) und gemessene einzelne und horizontal gemittelte Temperatur- und Salzgehaltsprofile vor und nach dem Winter 95/96 bei Verwendung des geographisch festen Antriebs (von  $2^\circ$  W), eines moderaten Antriebs (des Winters 95/96 von  $2^\circ$  W) und eines geringen Antriebs (des Winters 98/99 von  $2^\circ$  W).

reichte. Das sehr geringe Ausmaß der Dichtezunahme, die erst nach der Berücksichtigung der vertikalen Advektion oder aber in den in-situ Werten (Abb. 8.18) deutlich wird, ist in diesem Winter ausreichend, um die obere Zwischenwasserschicht zu ventilieren, da diese aufgrund der Ventilation im Vorjahr bereits vor dem Winter eine sehr geringe Stabilität aufweist. Zudem verhindert die Vertiefung der durchmischten Schicht im Herbst die Eisbildung. Die Zunahme der Eiskonzentration im Verlauf des Winters wird durch advective Einflüsse ermöglicht. So zeigen z. B. Ergebnisse eines Salt Flux Modells (*L. Toudal, pers. Mitteilung 2001*), daß im Winter 95/96 salzarmes Wasser in die Grönlandsee importiert wird, während in den anderen Wintern der Export dominiert. Auch war im Frühjahr 1996 mehrjähriges Eis in der Grönlandsee vorhanden (*Backhaus, 1996*), was auf einen advectiven Einfluß deutet. So sind die niedrigen Temperaturen und Salzgehalte in den oberen 200 m im Sommer 1996, die vor allem im Bereich des Jan Mayen Stroms, d. h. in einem bevorzugten Ausbreitungspfad des polaren Wassers, zu finden sind, auf die Advektion im Frühjahr zurückzuführen. Damit ist dieser Bereich besonders kalter Wassermassen kein Indikator für die winterliche Ventilationstiefe in der zentralen Grönlandsee.

Offensichtlich führt auch im Winter 95/96 die nur gering ausgeprägte salzarme Deckschicht zu Beginn des Winters und die laterale Advektion zu einer Temperatur- und Salzgehaltszunahme in der ventilerten oberen Zwischenwasserschicht. Die laterale Advektion an der Oberfläche brachte im späteren Verlauf des Winters auch kaltes und salzarmes Wasser in die zentrale Grönlandsee, das jedoch nicht im zuvor ventilerten Bereich vertikal verteilt werden konnte. Die Ventilation konnte anhand der Konzentrierung der in der oberen Zwischenwasserschicht gemessenen Werte im  $\Theta$ - $S$  Diagramm und anhand der Dichtezunahme identifiziert werden.

**Winter 96/97\*:** Die Messungen nach dem Winter 96/97\* zeigen eine Temperatur- und Salzgehaltsabnahme gegenüber dem Vorjahr und somit ganz offensichtlich eine Ventilation bis in mittlere Tiefen. Hingegen ist eine Ventilation der oberen Zwischenwasserschicht im Modell zumindest bei geringem Wärmeverlust nicht möglich. Eine Erhöhung des Antriebs führt zu der Simulation der erwarteten Ventilation, wobei diese aber nicht die gesamte obere Zwischenwasserschicht umfaßt, denn sie findet nur an einzelnen Stationen statt. Die simulierten Temperaturen sind im ganzen und die simulierten Salzgehalte vor allem in der unteren Hälfte der im Modell ventilerten Bereiche niedriger als die in entsprechender Tiefe gemessenen Werte (Abb. 8.5). Der verwendeten Methode entsprechend wird auch die gemessene Salzgehaltsstruktur in der oberen Zwischenwasserschicht nach dem Winter, nämlich die Zunahme des Salzgehaltes mit der Tiefe, von den einzelnen simulierten Profilen nicht wiedergegeben. Erst die nachträgliche Berücksichtigung einer horizontalen Vermischung durch die horizontale Mittelung der simulierten Profile führt zur Wiedergabe der gemesse-

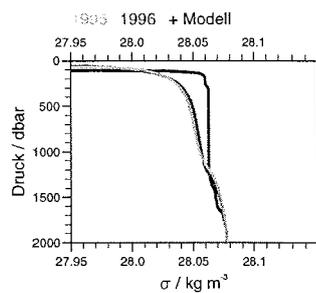


Abbildung 8.4: Horizontal gemittelte modellierte (350. Tag) und gemessene Dichteprofile rel. zur Oberfläche vor und nach der Ventilation im Winter 95/96 bei Verwendung der meteorologischen Parameter auf 75° N und 2° W.

1996, 1997, Modell

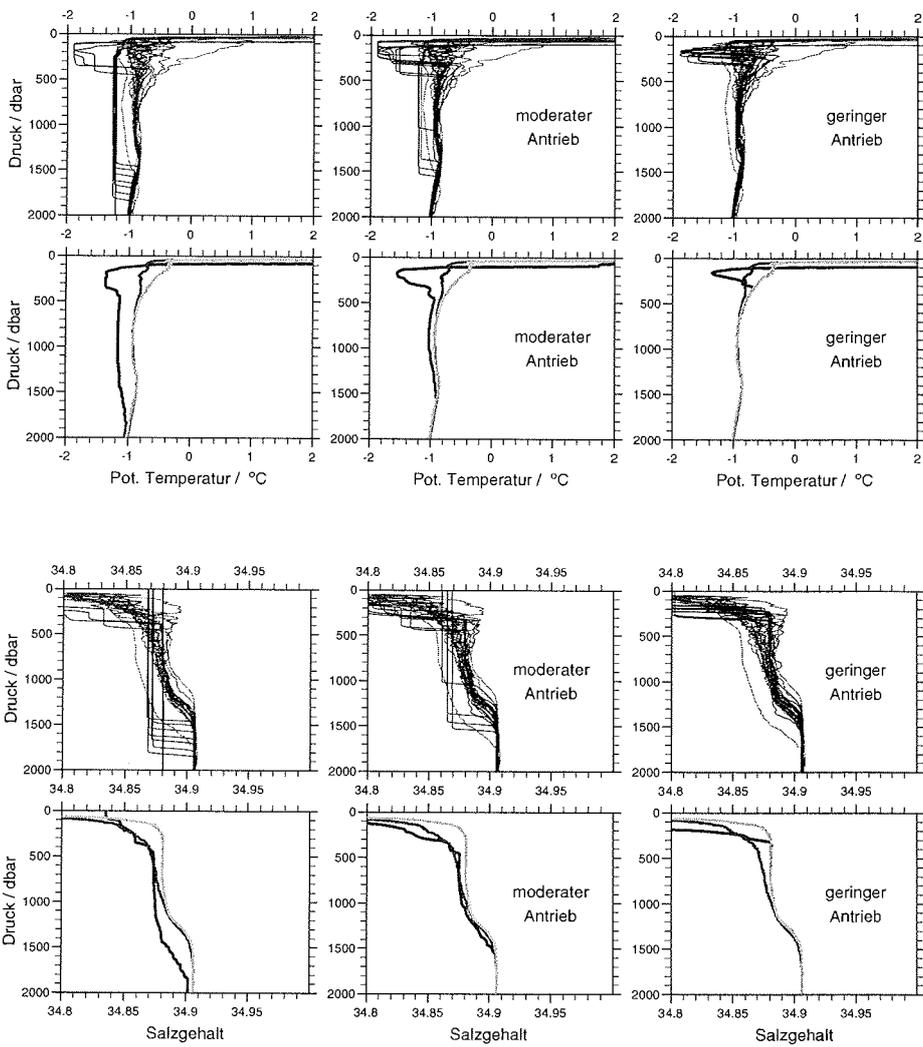


Abbildung 8.5: Winter 96/97\*: Modellierte (350. Tag) und gemessene einzelne und horizontal gemittelte Temperatur- und Salzgehaltsprofile vor und nach dem Winter 96/97\* bei Verwendung des geographisch festen Antriebs (von 2° W), eines moderaten Antriebs (des Winters 95/96 von 2° W) und eines geringen Antriebs (des Winters 98/99 von 2° W).

nen Salzgehaltsstruktur durch das Modell (Abb.8.5). In den Modellsimulationen, in denen die Ventilationstiefen der maximalen Tiefe der gemessenen Salzgehaltsabnahme entsprechen, wie das in etwa bei dem moderaten Antrieb des Winters 95/96 von 2° W der Fall ist, sind die horizontal gemittelten simulierten Profile sehr dicht an den gemessenen. Lediglich im direkten Einflußbereich des Atlantikwassers sind die simulierten Werte niedriger als die gemessenen. Die Ventilation ist nicht bis in den Bereich des Salzgehaltsgradienten am unteren Rand der oberen Zwischenwasserschicht vorgedrungen, wie die im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21) sichtbare Temperatur- und Salzgehaltszunahme<sup>3</sup> in diesem Bereich zeigt. Die gemessene Dichteabnahme (Abb. 8.6 und auch Abb. 8.18) in der oberen Zwischenwasserschicht zeigt den Einfluß der Advektion, die stets spezifisch leichteres Wasser in die Grönlandsee transportiert. Die Dichtezunahme durch die dichtegetriebene Ventilation hat den Effekt der Advektion im Winter 96/97\* nicht überdeckt. Die Ursache hierfür ist die vom Modell diagnostizierte geringe horizontale Ausdehnung der Ventilation. Nur vereinzelt auftretende Ventilation ist mit einer geringeren mittleren Dichtezunahme im ventilierten Bereich verbunden als eine flächendeckende Ventilation bis in dieselbe Tiefe. Horizontale Unterschiede der Ventilationstiefen können auch zu der beobachteten Erhöhung der kleinskaligen Fluktuationen (Abb. 5.18) führen. Da die unterschiedlichen Ventilationstiefen im Winter 96/97\* im Modell zu deutlich unterschiedlichen hydrographischen Eigenschaften in den jeweiligen Profilen führen, können erhöhte kleinskalige Fluktuationen z. B. durch eine unvollständige Vermischung nach der Ventilationsphase entstehen.

Die größten Ventilationstiefen im Winter 96/97\* entsprechen damit der in Abschnitt 5.3.3 angegebenen Tiefe von 1100 m. Diese Ventilationstiefe wurde jedoch vermutlich nicht flächendeckend erreicht. Die gemessenen Veränderungen des hydrographischen Aufbaus werden vom Modell am besten reproduziert, wenn die Ventilation etwa bei einem Drittel der Stationen bis in 1100 m Tiefe reicht, bei einem weiteren Drittel nur etwa bis zur Hälfte und die Ventilation bei dem restlichen Drittel auf etwa 200 m beschränkt bleibt. Die Beobachtungen zeigen eine deutliche Temperatur- und Salzgehaltsabnahme im ventilierten Bereich und eine Zunahme der kleinskaligen Fluktuationen, was beides Indizien für eine Ventilation sind. Eine Konzentrierung der gemessenen Werte im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21), also eine vertikale Homogenisierung von Teilen der Wassersäule, und auch eine Dichtezunahme wurden nicht beobachtet.

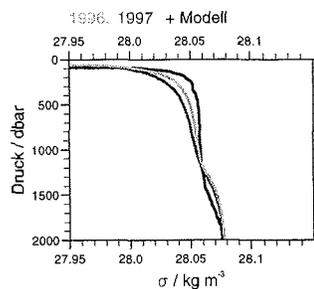


Abbildung 8.6: Horizontal gemittelte modellierte (350. Tag) und gemessene Dichteprofile rel. zur Oberfläche vor und nach der Ventilation im Winter 96/97\* bei Verwendung der meteorologischen Parameter auf 75° N und 2° W.

<sup>3</sup>Werden die  $\Theta$ -S Änderungen zwischen der oberen Zwischenwasserschicht und dem Temperaturmaximum durch eine Salzgehaltsabnahme erklärt, resultiert eine extreme Dichtezunahme, deren Ursache nicht zu finden ist, während eine Temperatur- und Salzgehaltszunahme als isopyknischer Prozeß die beobachteten Veränderungen verursachen kann; es ist also genau die umgekehrte Situation der Vorwinter.

1997. 1998, Modell

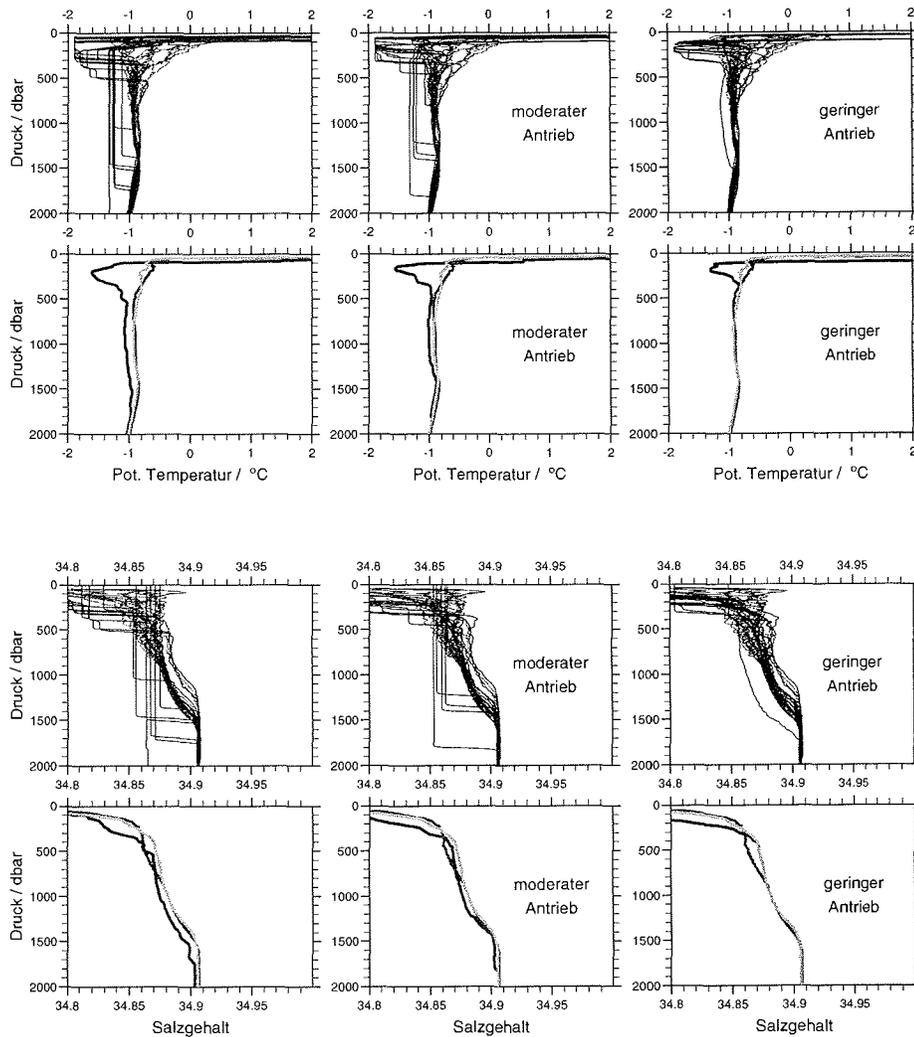


Abbildung 8.7: Winter 97/98\*: Modellerte (350. Tag) und gemessene einzelne und horizontal gemittelte Temperatur- und Salzgehaltsprofile vor und nach dem Winter 97/98\* bei Verwendung des geographisch festen Antriebs (von 2° W), eines moderaten Antriebs (des Winters 95/96 von 2° W) und eines geringen Antriebs (des Winters 98/99 von 2° W).

**Winter 97/98\*:** Im Winter 97/98\* ist, wie im Winter 96/97\*, die Anwendung eines geringen Wärmeverlustes nicht ganz ausreichend, um die anhand der gemessenen Temperatur- und Salzgehaltsabnahme diagnostizierte Ventilationstiefe zu simulieren. Auch bei stärkerem Antrieb bleibt die tiefer reichende Ventilation auf einzelne Positionen beschränkt. Wieder sind die simulierten Temperaturen und Salzgehalte vor allem in der unteren Hälfte der im Modell ventilerten Bereiche niedriger als die in entsprechender Tiefe gemessenen Werte (Abb. 8.7). Auch die gemessene Salzgehaltsstruktur wird von den einzelnen simulierten Profilen im jeweils ventilerten Bereich nicht wiedergegeben, so daß erneut die horizontale Vermischung für deren Wiedergabe berücksichtigt werden muß. Wie im Vorwinter zeigen die gemessenen Größen im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21) eine Temperatur- und Salzgehaltszunahme im Bereich des Salzgehaltsgradienten am unteren Rand der oberen Zwischenwasserschicht und eine Dichteabnahme in der oberen Zwischenwasserschicht (Abb. 8.8 und auch Abb. 8.18). Wie im Winter 96/97\* ist die nicht flächendeckende Ventilation, wie sie vom Modell simuliert wird, die Ursache dafür, daß die dichtegetriebene Ventilation die Dichteabnahme durch die Advektion nicht kompensieren konnte. Auch die kleinskaligen Fluktuationen im ventilerten Bereich (Abb. 5.19) können wieder als Indiz für eine nicht flächendeckende Ventilation verwendet werden, da die horizontal variierenden Ventilationstiefen auch im Winter 97/98\* zu großen horizontalen Unterschieden in den hydrographischen Eigenschaften führen, die zusammen mit einer unvollständigen Vermischung die beobachteten Fluktuationen verursachen können.

Im Winter 97/98\* reicht die Ventilation bis in die in Abschnitt 5.3.3 angegebene Tiefe von 800 m, fand aber nicht flächendeckend statt. Wie im Vorwinter reicht eine Ventilation an nur einem Drittel der Stationen bis zur maximalen Ventilationstiefe, um die gemessenen Veränderungen mit dem Modell zu reproduzieren. Eine Konzentrierung der in der oberen Zwischenwasserschicht gemessenen Werte im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21) und auch eine Dichtezunahme wurden nicht beobachtet.

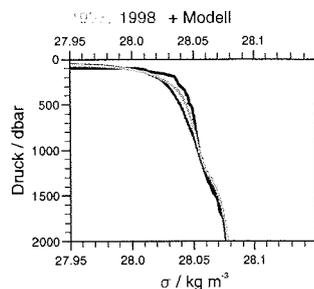


Abbildung 8.8: Horizontal gemittelte modellierte (350. Tag) und gemessene Dichteprofile rel. zur Oberfläche vor und nach der Ventilation im Winter 97/98\* bei Verwendung der meteorologischen Parameter auf 75° N und 2° W.

**Winter 98/99:** Obwohl die gemessene Temperatur- und Salzgehaltsabnahme im Winter 98/99 auf die oberen 250 m beschränkt ist (Abschnitt 5.3.3), reicht die simulierte Ventilation bei Anwendung des geringen Wärmeverlustes tiefer als in den beiden vorangegangenen Wintern (Abb. 8.9). Bei stärkerem Antrieb reicht die simulierte Ventilation noch tiefer, die Unterschiede zu den gemessenen Eigenschaften nehmen dann jedoch deutlich zu. Während die zu niedrigen simulierten Temperaturen und Salzgehalte durch die im Modell fehlende Advektion erklärt werden könnten, würde eine tiefer reichende Ventilation die Struktur der Salzgehaltsverteilung derart ändern, daß sie nicht mit den Beobachtungen zusammen paßt. Aufgrund der geringen horizontalen Variabilität der simulierten Ventilationstiefen würde auch die nachträgliche Berücksichtigung der horizontalen Vermischung nicht zu einer

1998. 1999, Modell

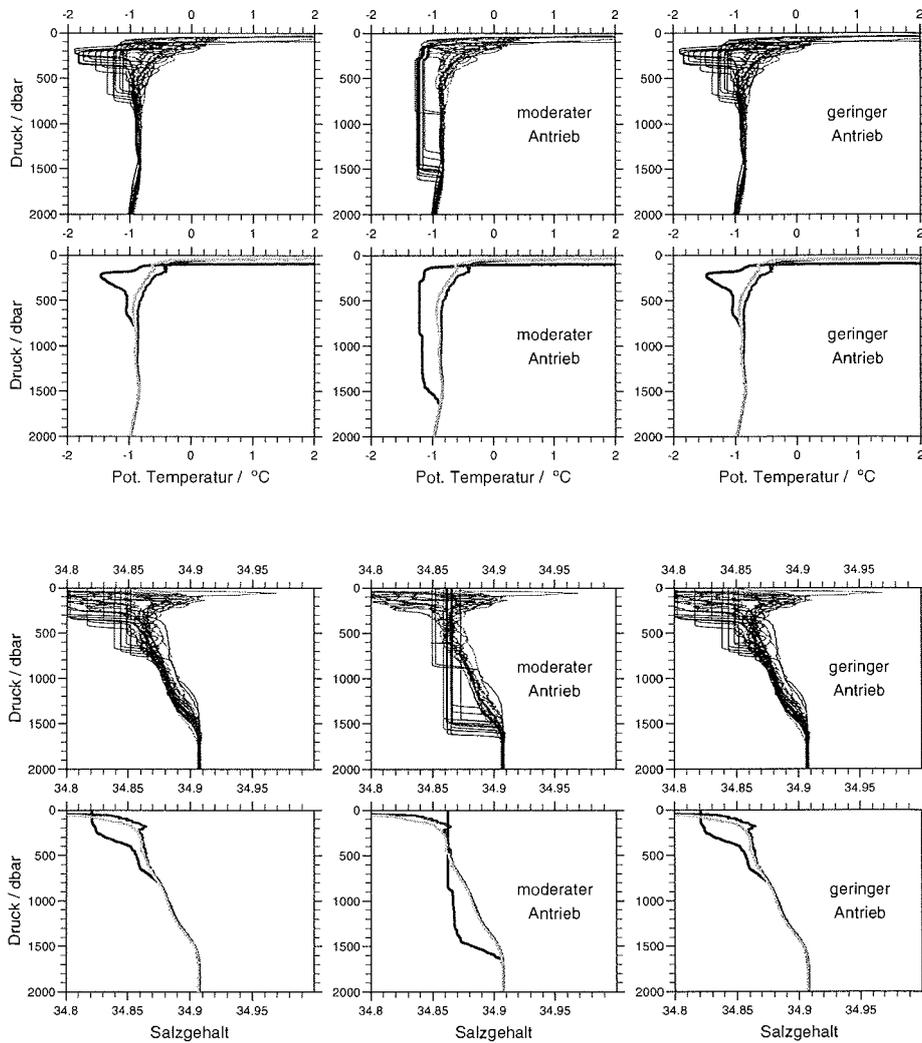


Abbildung 8.9: Winter 98/99: Modellerte (350. Tag) und gemessene einzelne und horizontal gemittelte Temperatur- und Salzgehaltsprofile vor und nach dem Winter 98/99 bei Verwendung des geographisch festen Antriebs (von 2° W), eines moderaten Antriebs (des Winters 95/96 von 2° W) und eines geringen Antriebs (des Winters 98/99 von 2° W).

Wiedergabe der gemessenen Zunahme des Salzgehaltes mit der Tiefe führen.

Die Messungen zeigen weder eine Dichtezunahme in der oberen Zwischenwasserschicht noch eine Konzentrierung der in der oberen Zwischenwasserschicht gemessenen Werte im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21) und auch keine Temperatur- oder Salzgehaltsabnahme in der oberen Zwischenwasserschicht oder an deren unteren Rand. So beschränkte sich die Ventilation im Winter 98/99 vermutlich auf den Bereich der Wassersäule, der durch die sommerliche Erwärmung und durch die Advektion sehr variable Bedingungen aufweist, so daß eingetragene Signale nicht über einen längeren Zeitraum verfolgt werden können.

**Winter 99/00\*:** Im Winter 99/00\* reicht ein geringer Wärmeverlust nicht aus, um die aufgrund der gemessenen Temperatur- und Salzgehaltsabnahme erwartete Ventilationstiefe zu simulieren. Ein stärkerer Antrieb führt zu der flächendeckenden Simulierung der erwarteten Ventilationstiefe. Die Temperatur und der Salzgehalt im ventilerten Bereich werden vom Modell wieder unterschätzt. Die gemessene Dichte der oberen Zwischenwasserschicht hat der flächendeckenden, dichtegetriebenen Ventilation entsprechend zugenommen. Eine Darstellung im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21) zeigt eine Konzentrierung der in der oberen Zwischenwasserschicht gemessenen Werte. Die Änderungen der  $\Theta$ -S Eigenschaften im Bereich des Salzgehaltsgradienten am unteren Rand der oberen Zwischenwasserschicht zeigen in diesem Winter eine Temperaturabnahme, die vermutlich auch mit einer Salzgehaltsabnahme verbunden ist. Die Ventilation reichte demnach im Winter 99/00\* flächendeckend bis in den Bereich des Temperaturmaximums.

Wird das Modell mit den Verankerungsdaten initialisiert, also die Entwicklung im Winter 99/00\* mit einem Initialfeld aus dem Herbst 1999 simuliert, gibt das Modell die Eigenschaften, die nach dem Winter in der oberen Zwischenwasserschicht gemessenen wurden, sehr gut wieder (Abb. 8.13). Der wesentliche Unterschied zwischen den simulierten und gemessenen Eigenschaften in der oberen Zwischenwasserschicht bei einer Initialisierung des Modells mit den Sommerdaten wird also durch die Advektion im Herbst verursacht. Ein Eisexport spielt aufgrund der fehlenden Eisbedeckung keine Rolle. Die Diskrepanz zwischen den gemessenen und simulierten Profilen

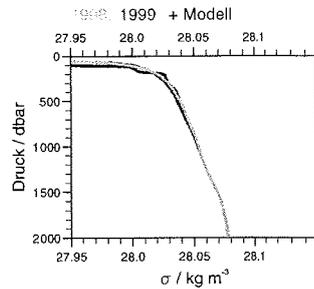


Abbildung 8.10: Horizontal gemittelte modellierte (350. Tag) und gemessene Dichteprofile rel. zur Oberfläche vor und nach der Ventilation im Winter 98/99 bei Verwendung der meteorologischen Parameter auf 75° N und 2° W.

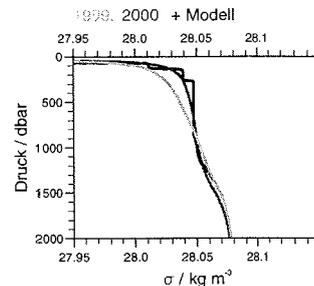


Abbildung 8.11: Horizontal gemittelte modellierte (350. Tag) und gemessene Dichteprofile rel. zur Oberfläche vor und nach der Ventilation im Winter 99/00\* bei Verwendung der meteorologischen Parameter auf 75° N und 2° W.

1999. 2000, Modell

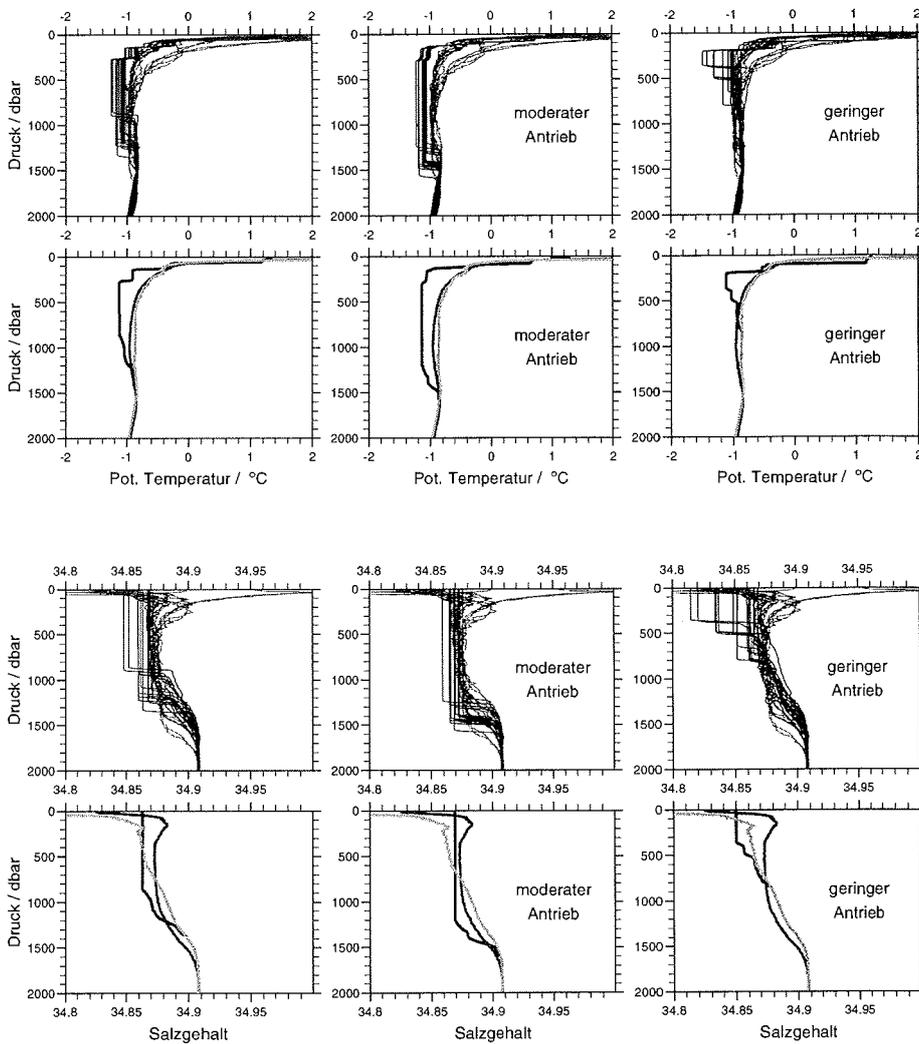


Abbildung 8.12: Winter 99/00\*: Modellierte (350. Tag) und gemessene einzelne und horizontal gemittelte Temperatur- und Salzgehaltsprofile vor und nach dem Winter 99/00\* bei Verwendung des geographisch festen Antriebs (von 2° W), eines moderaten Antriebs (des Winters 95/96 von 2° W) und eines geringen Antriebs (des Winters 98/99 von 2° W).

zeigt aber auch bei einer Initialisierung mit den Verankerungsdaten den Einfluß der Advektion nach der Ventilation, die zu dem gemessenen Salzgehaltsminimum an der Oberfläche und zu dem darunter liegenden Salzgehaltsmaximum führt.

Mittlere Eigenschaften z. B. der oberen 1000 m der Wassersäule (Abb. 8.14) zeigen weder die Advektion im Herbst noch die Advektion im Frühjahr deutlich. Verglichen mit der gemessenen räumlichen Variabilität sind die Unterschiede im mittleren gemessenen und simulierten Salzgehalt nach der Ventilation gering. Die mittleren simulierten Temperaturen sind niedriger als die gemessenen und die mittlere simulierte Dichte entsprechend größer. Eine mögliche Ursache hierfür wäre eine zu geringe sommerliche Erwärmung in den Simulationen. Jedoch kann auch die Advektion zu einer Temperaturzunahme ohne Salzgehaltsänderung führen, sofern polares und atlantisches Wasser im richtigen Verhältnis eingetragen wird. Dies zeigt erneut, daß der Salzinhalt der Wassersäule kein ausreichender Indikator für das Ausmaß der Advektion ist.

Im Winter 99/00\* fand eine flächendeckende Ventilation statt, die sowohl zu einer Temperatur- und Salzgehaltsabnahme, einer Konzentrierung der in der oberen Zwischenwasserschicht gemessenen Werte im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21) als auch zu einer Dichtezunahme führte.

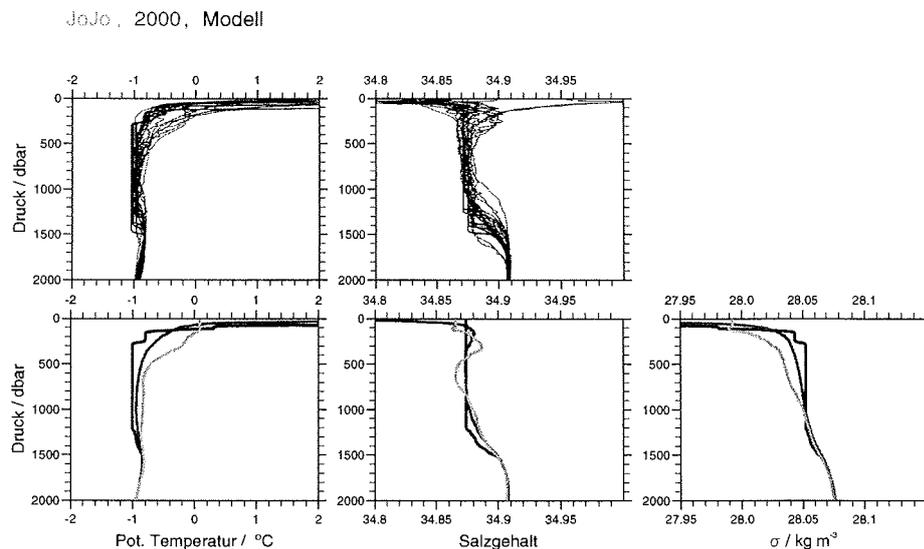


Abbildung 8.13: Winter 99/00\*: Modellerte (300. Tag) und gemessene einzelne und horizontal gemittelte Temperatur- und Salzgehaltsprofile vor und nach dem Winter 99/00\* wenn die Verankerungsdaten zur Initialisierung verwendet werden bei Verwendung des geographisch festen Antriebs (von 2° W).

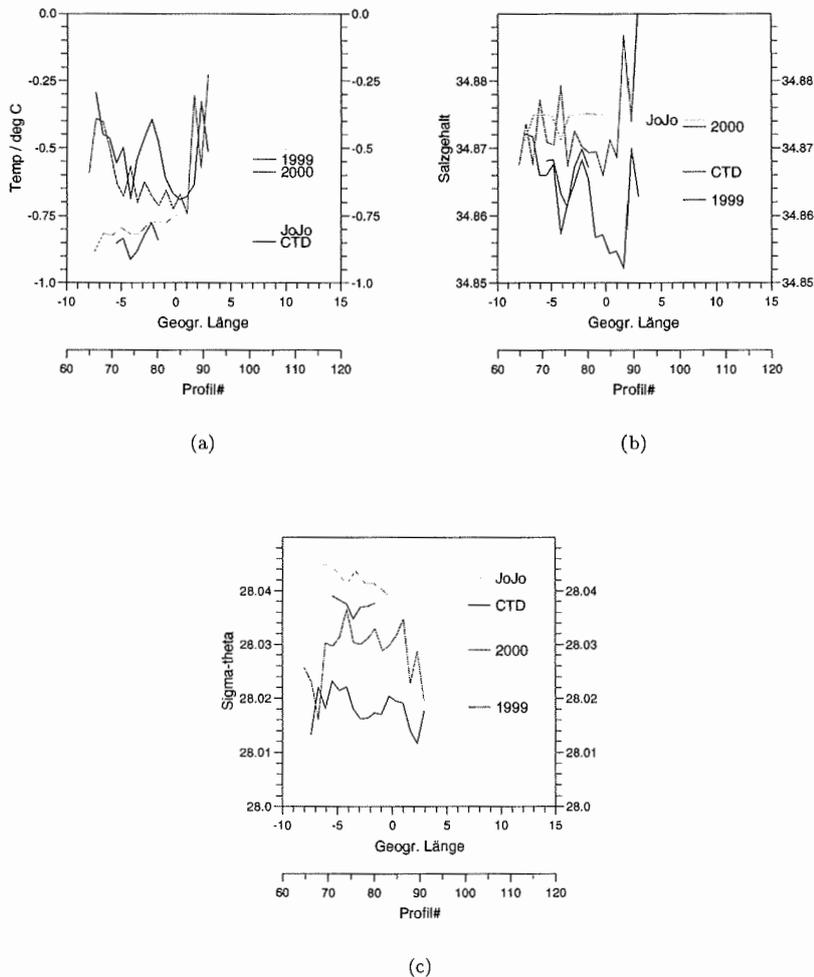


Abbildung 8.14: a) Mittlere Temperatur, b) mittlerer Salzgehalt und c) mittlere Dichte in den oberen 1000 m der Wassersäule im Sommer (Juli) gemessen (1999 und 2000) und modelliert (mit 99/00 2° W angetrieben); initialisiert mit den Verankerungsdaten (JoJo) und den Sommerdaten 1999 (CTD) zusammen mit den horizontalen Mittelwerten in der zentralen Grönlandsee zwischen 7° W und 3° E.

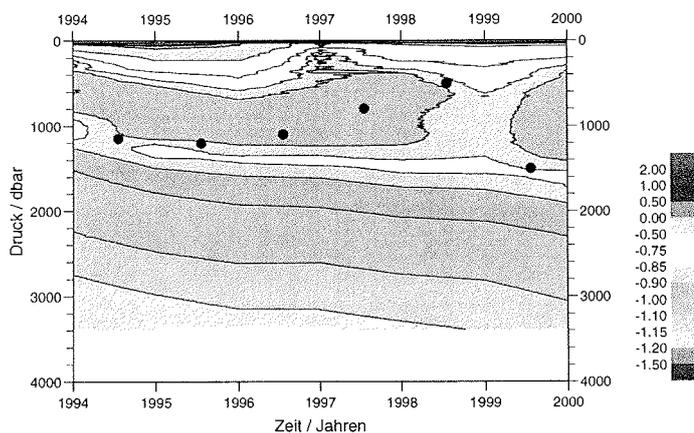


Abbildung 8.15: Die maximal erreichten Ventilationstiefen in den einzelnen Wintern (•) mit der zeitlichen Entwicklung der vertikalen Temperaturverteilung auf 75° N zwischen 0° und 4° W; die Jahreszahlen kennzeichnen die Sommerdaten.

## 8.2 Gesamtbetrachtung

Ein Vergleich der im vorangegangenen Abschnitt bestimmten Ventilationstiefen mit der vertikalen Temperaturstruktur (Abb. 8.15) zeigt, daß die Ventilation das Temperaturmaximum in den untersuchten Wintern nicht durchdrungen hat. Obwohl am Ende der Zeitreihe eine größere Ventilationstiefe als zu Beginn erreicht wurde, wurden dennoch keine älteren Wassermassen unterhalb des Stabilitätsmaximums belüftet. Eine tiefer reichende Ventilation wird durch die vertikale Dichtestruktur behindert. Obwohl die Grönlandsee generell eine geringe Stabilität aufweist, ist in den neunziger Jahren ein stärkerer Dichtegradient im Bereich des Temperaturmaximums vorhanden, der ein Stabilitätsmaximum verursacht (Abb. 8.16). Die mehrjährige Zeitreihe zeigt dabei deutlich, daß das Stabilitätsmaximum in mittlerer Tiefe nicht durch die Ventilation entsteht, sondern bereits vor der Ventilationsphase existiert.

Während die maximale Ventilationstiefe durch die vertikale Position des Stabilitätsmaximums vorgegeben ist, wird die Ventilationstätigkeit in der darüberliegenden Schicht durch das im folgenden beschriebene Zusammenspiel zwischen der Wassersäule und den Antriebskomponenten bestimmt. Das gängige Konzept wird dabei insbesondere hinsichtlich der Eisbildung modifiziert. Das Ausmaß der salzarmen Deckschicht, mit entsprechend niedrigen Salzgehalten z. B. in den oberen 200 m (Abb. 8.17 c), bestimmt den Dichtegradienten in Oberflächennähe, der von Jahr zu Jahr sehr verschieden sein kann. Der zu dessen Überwindung benötigte Wärmeverlust ist somit auch verschieden, so daß der Wärmeverlust (Abb. 8.17 b) trotz seines erwarteten großen Einflusses auf die Ventilationstiefen nicht alle Schwankungen derselben verursacht. Während die relativ geringen Ventilationstiefen im Winter 98/99 dem geringen Wärmeverlust in diesem Winter entsprechen, können z. B. die geringen Ventilationstiefen im Winter 97/98\* nicht durch den Wärmeverlust erklärt werden, der im Winter 97/98\* relativ hoch war. Aber nicht nur die Auswirkungen des

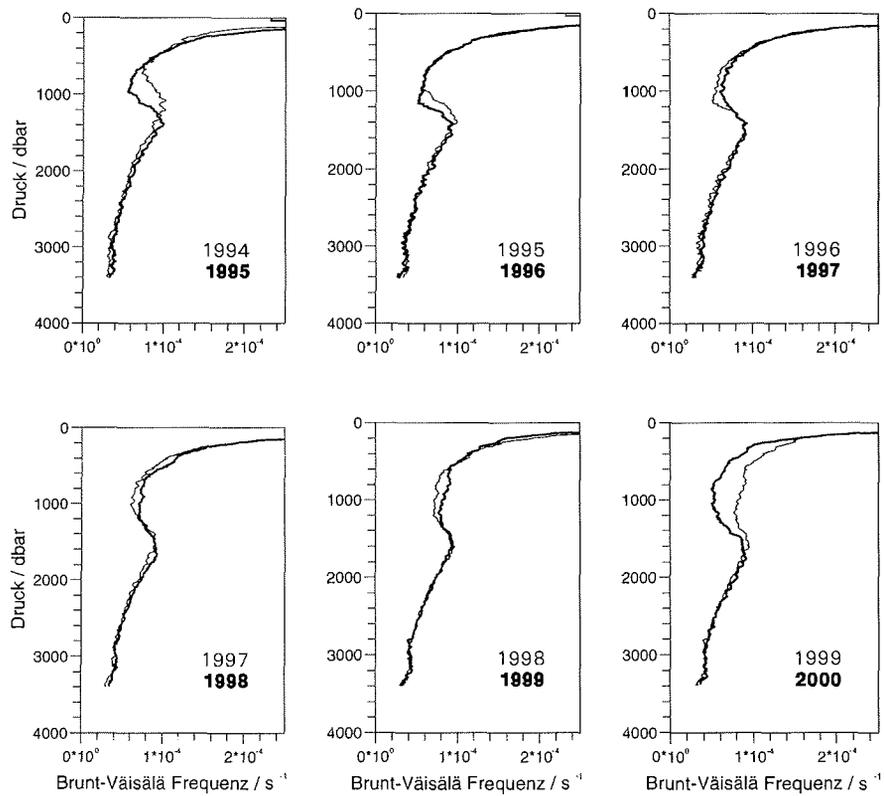


Abbildung 8.16: Brunt-Väisäläfrequenz zwischen  $7^\circ$  W und  $3^\circ$  E gemittelt. Aus 10 dbar Mitteln berechnet und über 50 dbar gleitend gemittelt.

Wärmeverlustes, sondern auch die des Windes und der Eisbildung werden durch die Existenz einer ausgeprägten salzarmen Deckschicht beeinflusst (Abb. 8.17). So bestätigen die Messungen die durch die Modelluntersuchungen gewonnene Erkenntnis, daß die Eisbedeckung lediglich die Existenz einer ausgeprägten salzarmen Deckschicht dokumentiert. Existiert diese bereits im Herbst, fördert die frühe Eisbildung die Ventilation, kann aber den negativen Einfluß der salzarmen Schicht auf die Ventilation nicht immer kompensieren. Eisbildung im späteren Verlauf des Winters wird durch einen advektiven Eintrag salzarmen Wassers ermöglicht, welcher die Ventilation im allgemeinen stoppt. Wesentlich ist, daß die Eisbildung, entgegen der weitverbreiteten Meinung, für eine Ventilation bis in mittlere Tiefen nicht generell notwendig ist. Die Winddurchmischung fördert insbesondere bei Starkwindereignissen die Ventilation bei einer ausgeprägten salzarmen Deckschicht, da sie die Halokline zu überwinden hilft. Auch die Veränderungen der Oberflächentemperaturen durch die Winddurchmischung, die zu Änderungen des Wärmeflusses führen, beeinflussen die Ventilation. Da der endgültige Effekt der Winddurchmischung auf die Ventilation durch die Struktur der Wassersäule mitbestimmt wird, korreliert die Winddurchmischung nicht unmittelbar mit den Ventilationstiefen.

Neben ihrem Einfluß auf die Auswirkungen der Antriebskomponenten, hat die salzarme Deckschicht, die horizontal sehr variabel ist, auch einen großen Einfluß auf die horizontale Variabilität der Ventilationstiefen und damit auch auf das ventilierte Volumen. In Wintern mit einer flächendeckenden Ventilation wird die Grönlandsee entlang  $75^\circ\text{N}$  zwischen  $9^\circ\text{W}$  und  $5^\circ\text{E}$  vollständig bis in die in Abb. 8.15 angegebene Tiefe ventiliert. Wird das ventilierte Gebiet durch ein rotationssymmetrisches Becken mit einem Mittelpunkt auf  $2^\circ\text{W}$  und  $75^\circ\text{N}$  angenähert, entspricht dieses einer Ausdehnung von  $73^\circ15'\text{N}$  bis  $76^\circ45'\text{N}$  auf  $2^\circ\text{W}$  und mit dem Radius von 200 km einer Fläche von  $1.2 \times 10^{11} \text{ m}^2$ . In den Wintern 96/97\* und 97/98\*, vor denen eine ausgeprägte salzarme

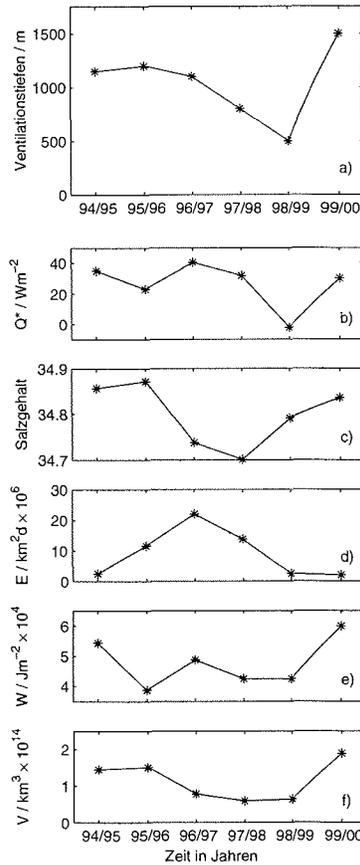


Abbildung 8.17: a) Ventilationstiefen in m, b) Wärmeverlust ( $Q^*$ ) in  $\text{W/m}^2$ , c) mittlerer Salzgehalt der oberen 200 dbar, d) über ein Jahr integrierte Eisbedeckung ( $E$ ) in Millionen  $\text{km}^2 \times 10^6$  Tagen, e) über ein Jahr integrierte durch den Wind eingetragene Energie ( $W$ ) in  $\text{J/m}^2 \times 10^4$  und f) das ventilierte Volumen ( $V$ ) der Grönlandsee in  $\text{km}^3 \times 10^{14}$  in den Wintern 94/95 bis 99/00\*.

Deckschicht vorhanden war, die zur Eisbildung führte, findet nur in etwa in einem Drittel dieses Gebietes (i.e. einem Drittel der Ausgangsprofile) eine Ventilation bis in die in Abb. 8.15 angegebene Tiefe statt, während die Ventilation in den anderen beiden Dritteln etwa auf die Hälfte der maximalen Ventilationstiefe bzw. ungefähr auf 200 m beschränkt bleibt. Dieses führt zu einem entsprechend kleinen ventilierten Volumen (Abb. 8.17 f). Diese Zahlen entsprechen nicht einer Tiefenwasserbildungsrate, da die Ventilation in mittlerer Tiefe endet, und kann daher auch nicht mit entsprechenden Zahlen verglichen werden. (Eine Übersicht über die Tiefenwasserbildungsraten verschiedener Autoren wird z. B. bei *Rhein*, 1996, gegeben.). Zudem wird das durch die Ventilation beeinflusste Volumen angegeben, also jenes, welches während des Winters Teil der durchmischten Schicht war. Dieses ist nicht das neugebildete Wasservolumen der Grönlandsee. Nur der Volumengewinn der oberen Zwischenwasserschicht durch das Absinken des Temperaturmaximums, ihrer unteren Grenze, kann als neu gebildetes Grönlandseewasser bezeichnet werden.

Die Wassersäule, die großen Einfluß auf die Ventilation hat, wird natürlich selbst auch durch die Ventilation verändert, z. B. durch den Eintrag kalten und salzarmen Wassers. Obwohl die Ventilation auch zu einer Temperatur- und Salzgehaltszunahme in der oberen Zwischenwasserschicht führen kann, entsprechen die hier bestimmten Ventilationstiefen in fünf der untersuchten Winter doch der größten Tiefe, die einen Eintrag kalten und/oder salzarmen Wassers zeigt. Der Eintrag kalten und/oder salzarmen Wassers kann jedoch nicht immer in Richtung Wasseroberfläche verfolgt werden und tritt in einigen Wintern nur im Bereich des Temperaturmaximums auf. Bleibt die obere Zwischenwasserschicht während des Winters kälter als das Temperaturmaximum ist eine Ventilation bis in das Temperaturmaximum stets mit einer Temperaturabnahme in diesem Bereich verbunden, die jedoch sehr marginal sein kann. Endet die Ventilation im Bereich der oberen Zwischenwasserschicht kann die Ventilation sogar überall im ventilierten Bereich zu einer Temperatur- und Salzgehaltszunahme führen und damit die Ventilationstiefe nicht anhand der Temperatur- und Salzgehaltsentwicklung bestimmt werden.

Die Ventilation beeinflusst auch die Dichteverteilung (Abb. 8.18) und damit die Stabilität im ventilierten Bereich (Abb. 8.19), wobei die Analyse der Stabilität nur durch den präzisen hydrographischen Datensatz mit guter räumlicher Abdeckung möglich ist. Eine Dichtezunahme und eine Stabilitätsabnahme sind ein deutliches Anzeichen für eine Ventilation. Während die Veränderungen von Jahr zu Jahr oft marginal und mit einzelnen Profilen nur schwer zu belegen sind, ist die Dichtezunahme und die Stabilitätsabnahme in der oberen Zwischenwasserschicht zu Beginn der Zeitreihe und die darauf folgende umgekehrte Entwicklung hin zu einem Dichteminimum und einem Stabilitätsmaximum im Sommer 1999 deutlich und läßt sich somit als Indikator für die Ventilation verwenden. Das Ausbleiben der Ventilation läßt sich mit diesen Größen jedoch nicht belegen (siehe z. B. 96/97\* und 97/98\*).

Eine Ventilation wie im Winter 94/95, 95/96 und 99/00\* erleichtert die folgende Ventilation, da die Stabilität im ventilierten Bereich minimal ist. Zusätzlich hat die Dichte im ventilierten Bereich zugenommen, so daß auch eine nachfolgende Erhöhung der Ventilationstiefe erleichtert wird. Nach den Wintern 96/97\*, 97/98\* und auch 98/99 ist dagegen ein vertikaler Dichtegradient in der oberen Zwischenwasserschicht vorhanden und es wird keine Dichtezunahme während der Winter verzeichnet. Dieses behindert die nachfolgende

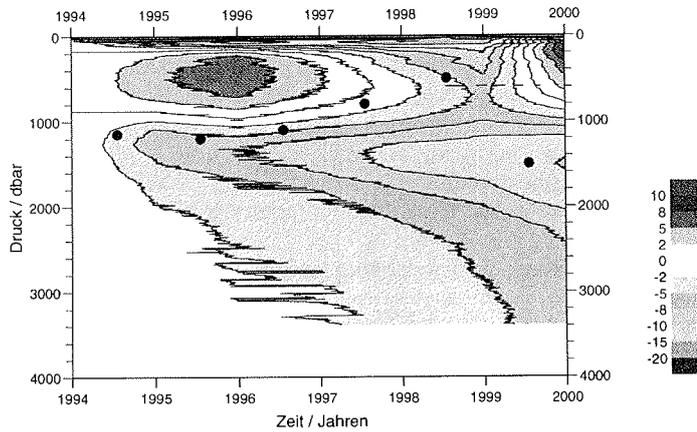


Abbildung 8.18: Gemessene zeitliche Entwicklung der in-situ Dichte entlang  $75^\circ N$  zwischen  $0^\circ$  und  $4^\circ W$  in  $g/m^3$  relativ zu den Werten im Sommer 1994 zusammen mit den maximal erreichten Ventilationstiefen in den einzelnen Wintern (●).

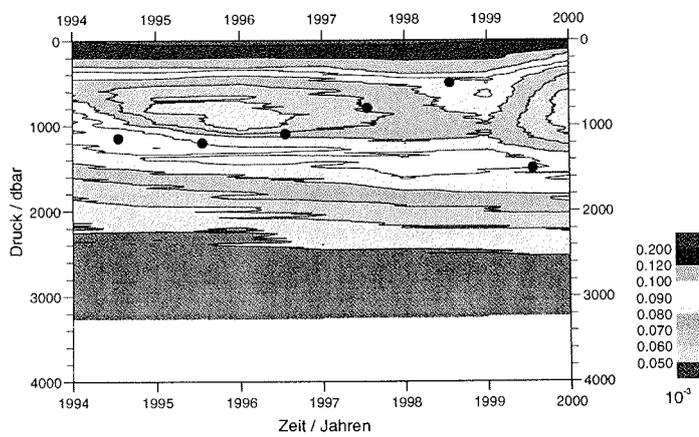


Abbildung 8.19: Gemessene zeitliche Entwicklung der Stabilitätsfrequenz entlang  $75^\circ N$  zwischen  $0^\circ$  und  $4^\circ W$  in  $g/m^3$  zusammen mit den maximal erreichten Ventilationstiefen in den einzelnen Wintern (●).

Ventilation und erschwert eine Erhöhung der Ventilationstiefe. Als Vorkonditionierung ist demnach eine Ventilation wie in den Wintern 94/95, 95/96 und 99/00\* effektiver, so daß also auch die Ventilationsgeschichte, Form und Ausmaß der vorangegangenen Ventilation, Einfluß auf die nachfolgende Ventilation hat.

Die Betrachtung der sechs Winter führt auch zu der Identifizierung der horizontalen Advektion als einen permanent stattfindenden Prozeß, der die Wassersäule nachhaltig beeinflusst. Auch in den Wintern, in denen die Temperatur und der Salzgehalt in Bereichen der Wassersäule abgenommen haben, zeigen die nicht ventilierten Bereiche der oberen Zwischenwasserschicht eine Temperatur- und Salzgehaltszunahme. Diese Änderungen werden zum Teil von der vertikalen Advektion überdeckt und sind deshalb häufig nur in einer Darstellung im  $\Theta$ -S Diagramm (Abb. 5.21) sichtbar. Die Anteile des polaren und atlantischen Wassers am eingetragenen Volumen sind variabel. Der Vergleich der Messungen mit den Ergebnissen des eindimensionalen Modells weist darauf hin, daß die Advektion stets zu einer Erhöhung des Wärmehalts der Grönlandsee führt. Gleichzeitig führt die Advektion zu einer Dichteabnahme und einer Zunahme der Stabilität in der Grönlandsee. In der Zeitreihe der vertikalen Temperaturverteilung (Abb. 8.15) ist die Temperaturerhöhung im Bereich der oberen Zwischenwasserschicht nur in dem Winter mit geringen Ventilationstiefen (98/99) zu sehen. (Bei der Betrachtung des Salz- oder Wärmehalts in festen Tiefenintervallen muß der Einfluß der vertikalen Advektion berücksichtigt werden.) Der Einfluß durch die Advektion wird häufig durch die Ventilation kompensiert, was langfristig zu einem nahezu stationären Zustand führt. Somit sind über die Zeit konstante Wärme- und Salzinhalte kein Indiz für eine nicht stattgefundene Advektion.

### 8.3 Diskussion

Obwohl die Ventilation im Untersuchungszeitraum fast durchgängig bis in mittlere Tiefe reichte, weisen sowohl die von der Anfangsstruktur der Wassersäule abhängige Bedeutung der Antriebskomponenten, als auch die mit dieser Struktur variierenden Zeitskalen der modellierten Ventilation sowie die unterschiedlichen Auswirkungen der Ventilation auf die Wassersäule auf zwei grundsätzlich verschiedene Ventilationsabläufe hin, wie sie von *Send und Marshall* (1995) beschrieben werden (Abb. 8.20). Zum einen kann der Auftriebsverlust an der Oberfläche eine verstärkte vertikale Vermischung verursachen, wie es bei einer Vertiefung der durchmischten Deckschicht der Fall ist. Zum anderen ist es aber auch möglich, daß ein Wasserpaket in Form eines *Plumes* in die Tiefe gelangt, ohne daß eine vollständige Vermischung mit dem Umgebungswasser erfolgt. Um bei der Abwärtsbewegung der *Plumes* Massenerhaltung zu gewährleisten, erfolgt eine Aufwärtsbewegung innerhalb und außerhalb des Absinkgebietes. Aus diesen beiden Ventilationstypen resultieren zwei verschiedene Vertikalstrukturen des Dichteaufbaus (Abb. 8.20). Die vertikal konstante Dichteverteilung im ventilierten Bereich durch eine Ventilation in Form einer Vertiefung der durchmischten Schicht ist nach den Wintern 94/95, 95/96 und 99/00\* in den Beobachtungen zu sehen, während der deutliche vertikale Dichtegradient im ventilierten Bereich nach den Wintern 96/97\*, 97/98\* und auch 98/99 auf eine *Plumekonvektion*<sup>4</sup> hinweist.

<sup>4</sup>Während eine Vertiefung der durchmischten Schicht auch durch den Wind verursacht werden kann, sind *Plumes* stets dichtegetrieben und somit stets eine Konvektion (= dichtegetriebene vertikale Bewegung).

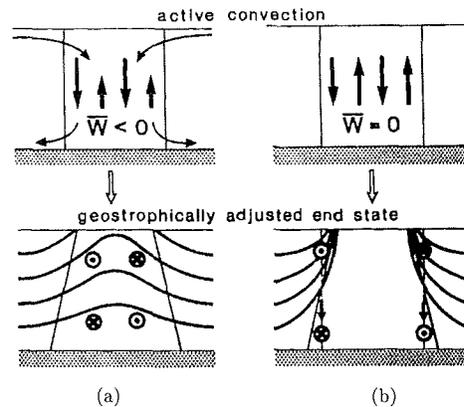


Abbildung 8.20: Wassermassentransport und Dichteschichtung bei zwei Arten der Ventilation wenn a) ein vertikaler Massentransport stattfindet und wenn b) die Ventilation im wesentlichen zu einer Vermischung führt (Send und Marshall, 1995). Dabei beschreiben  $\oplus$  und  $\otimes$  die Strömung senkrecht zur Darstellungsebene ( $\oplus$  = auf den Betrachter zu und  $\otimes$  = von ihm weg).

So zeigen vermutlich auch die von Mertens (2000) beschriebenen Temperaturverteilungen im ventilerten Bereich Anfang 1989 und Anfang 1995 die Unterschiede der beiden Ventilationsarten. Die vielen kleinskaligen vertikalen und horizontalen Temperaturunterschiede Anfang 1989 wären durch eine *Plume*konvektion und die homogene Temperaturverteilung Anfang 1995 wäre durch eine Vertiefung der durchmischten Schicht erklärt.

Welcher der beiden Ventilationsstypen auftritt, wird durch die oberflächennahe Struktur der Wassersäule bestimmt. Ist keine ausgeprägte salzarme Deckschicht vorhanden, wird die durchmischte Schicht bei ausreichendem Wärmeverlust Stück für Stück tiefer, ohne daß große Unterschiede zwischen den hydrographischen Eigenschaften der durchmischten Schicht und denen der darunterliegenden Wassermassen entstehen können. Ist hingegen eine ausgeprägte salzarme Deckschicht vorhanden, wird diese stark abgekühlt bevor eine vertikale Durchmischung erfolgen kann. Wird dann oberflächennahes Wasser in die Tiefe transportiert, führt der thermobarische Effekt aufgrund des großen Temperaturunterschieds relativ zum Umgebungswasser zu einer Zunahme der Absinkgeschwindigkeit mit der Tiefe. Sinkt der untere Bereich der durchmischten Schicht schneller als der darüberliegende Bereich, kann er sich möglicherweise vom oberen Bereich trennen und einen *Plume* bilden (siehe z. B. auch Garwood Jr. et al., 1994). Eine vollständige Vermischung mit dem Umgebungswasser ist vielleicht schon aufgrund der kurzen Zeitspanne (Stunden) nicht möglich, und das Wasser könnte in Form von *Plumes* absinken, ohne die Umgebungsstruktur zu vernichten und sich dann im entsprechenden Dichteniveau einschichten.

Gemessene Veränderungen der  $SF_6$ -Verteilung bestätigen den in dieser Arbeit beschriebenen Ablauf der Ventilation in den letzten Wintern und sind durch die zwei verschiedenen Ventilationsformen erklärbar. Der *Tracer*  $SF_6$  wurde zur Überprüfung verschiedener Fragen, wie das Ausmaß der Ventilation und des Exports des Grönlandseewassers, im

Rahmen des EU-Projektes ESOP-2 in mittlere Tiefen der Grönlandsee (etwa 400 m) im August 1996 ausgebracht. Die langfristigen Veränderungen zeigen ein langsames Absinken des  $SF_6$ -Maximums durch die vertikale Advektion und einen relativ geringen Export von Grönlandseewasser (mittlere Tiefe), so daß geringe Bildungsraten des Grönlandseewassers zur Aufrechterhaltung der Wassermassenstruktur ausreichen. Veränderungen der  $SF_6$ -Verteilung auf kürzeren Zeitskalen zeigen, daß die Ventilation im Winter 96/97\* durch das  $SF_6$ -Maximum gedrungen ist, ohne dieses vollständig zu vermischen. Gleichzeitig wurde ein Aufsteigen des *Tracers* beobachtet. Beide Effekte können durch die Form der Ventilation, die hier *Plumekonvektion* genannt wird, verursacht werden. Ein entsprechendes Konzept liegt der Simulation der *Tracerentwicklung* von *Watson et al.* (1999b) zu grunde. Ihre Simulation der  $SF_6$ -Verteilung führt zu der Aussage, daß im Winter 96/97\* in einem Gebiet von nur 10 bis 20 % der Fläche der Grönlandsee nur 10 % des Wassers zwischen 200 und 1300 m Tiefe kürzlich an der Oberfläche war. Zwischen dem Sommer 1999 und dem Sommer 2001 erfolgte im Unterschied zu den Vorjahren eine vollständige vertikale Vermischung des *Tracers*. Zwischen diesen beiden Messungen liegen zwei Winter, in denen nach den vorliegenden Ergebnissen eine Ventilation in Form einer Vertiefung der durchmischten Schicht erfolgte. Zur Simulation der *Tracerentwicklung* in den zuletzt genannten zwei Wintern müßte demnach eine Vertiefung der durchmischten Schicht die Grundlage bilden.

Die mitunter diskutierte Frage, welche der beiden Ventilationsformen tiefer reichen kann oder effektiver ist, kann nicht generell beantwortet werden. Ein größeres Volumen wird im allgemeinen durch eine Vertiefung der durchmischten Schicht ventiliert, da diese mit einer flächendeckenden Ventilation verbunden ist. Die Temperaturabnahme mit der Tiefe im Tiefenwasser der Grönlandsee kann natürlich als Indiz für dessen Erneuerung durch *Plumekonvektion* gewertet werden und damit ihre Bedeutung unterstreichen, da im allgemeinen angenommen wird, daß die kältesten und somit kompressibelsten *Plumes* am tiefsten reichen. Es ist jedoch auch denkbar, daß nach einer Vertiefung der durchmischten Schicht bis zum Boden, also nach einer vollständigen Durchmischung der Wassersäule, der Eintrag wärmeren arktischen Tiefenwassers, das sich in Tiefen von etwa 2000 m einschichtet, diesen Gradienten verursacht.

Die mögliche Existenz von zwei verschiedenen Ventilationsstypen führt dazu, daß ein einheitliches Kriterium zur Bestimmung der Ventilation nicht ausreichend ist und stets zwei verschiedene, häufig sogar gegensätzliche Veränderungen durch die Ventilation verursacht werden können. So kann sowohl eine Erhöhung der kleinskaligen Fluktuationen als auch eine vertikale Homogenisierung der Wassersäule, also eine Verringerung der Stabilität, ein deutlicher Hinweis auf eine vorangegangene Ventilation sein. Gleichfalls ist ein Eintrag kalten und salzarmen Wassers in größeren Bereichen der Wassersäule oder nur im Bereich des Temperaturmaximums ein Merkmal vorangegangener Ventilation, aber kein notwendiges Kriterium. Auch eine Dichtezunahme ist ein deutlicher Indikator für eine Ventilation, ohne daß eine Dichteabnahme das Ausbleiben der Ventilation belegen könnte. So müssen stets sowohl die Temperatur- und Salzgehalts- als auch die Dichte- und Stabilitätsentwicklung betrachtet werden. Während jeder dieser Parameter einen eindeutigen Hinweis auf eine Ventilation liefern kann, kann ein Ausbleiben der Ventilation nicht eindeutig belegt werden.

Wird untersucht, ob in den einzelnen Wintern verschiedene, z. B. also tiefere oder

ältere Wassermassen ventiliert werden, ist eine Angabe der Ventilationstiefe in sigma-Koordinaten, also bezüglich der Dichte, sinnvoll. Ist hingegen das von der Ventilation beeinflusste Volumen von Interesse, oder aber der Weg des atmosphärischen CO<sub>2</sub> in den tiefen Ozean, ist die Angabe der Eindringtiefe in Metern sinnvoll. Insbesondere bei einer Untersuchung des beeinflussten Volumens muß neben der Ventilationstiefe auf jeden Fall auch die Ventilationsform berücksichtigt werden.

Für eine Bestimmung der Ventilationstätigkeit, also der Ventilationstiefe und -form, ist neben der Kenntnis der durch die Ventilation verursachten Veränderungen des gewählten Meßparameters vor allem die räumliche und zeitliche Auflösung der Messungen wesentlich. So müssen für eine Abschätzung der Veränderungen durch die Ventilation Beobachtungen vor und nach der Ventilationsphase vorliegen. Ein Vergleich zeitlich getrennter Messungen ist jedoch nur mit einer Bezugsgröße möglich, wie z. B. entlang eines Tiefenniveaus oder einer Isopykne. Beide sind in der Grönlandsee durch die vertikale und die horizontale Advektion zu variabel, als daß mit ihrer Hilfe Messungen mit einem mehrjährigen Zwischenraum miteinander in Bezug gesetzt werden können. So ist eine mindestens jährliche Erfassung der großskaligen Parameterverteilung notwendig. Diese muß zudem die räumliche Variabilität erfassen, damit die häufig kleinen zeitlichen Veränderungen von ihr unterschieden werden können.

Neben der mindestens jährlich erfaßten großskaligen Parameterverteilung und der prinzipiellen Kenntnis der möglichen Änderungen eines Parameters durch die Ventilation ist es zudem sinnvoll, die Veränderungen der Parameterverteilung durch die horizontale Advektion und den Austausch mit der Atmosphäre zu kennen. Beide Größen können bisher jedoch nur sehr ungenau bestimmt werden. Genaue Informationen über den Austausch mit der Umgebung können zum Teil durch kontinuierliche Messungen über den Winter hinweg ersetzt werden. Angaben z. B. über das Polarwasser- und Atlantikwasservolumen, welches in Grönlandseewasser umgewandelt wird, ist ohne genaue Kenntnis der horizontalen Advektion jedoch nicht möglich.

Im Falle der hydrographischen Daten heißt dies, daß die räumliche und zeitliche Auflösung der Messungen entlang 75° N geeignet ist, die Ventilationstätigkeit zu bestimmen. Allerdings sollte weder die zeitliche noch die räumliche Auflösung verringert werden. Zudem wäre es sinnvoll, auch andere Parameter zu messen, deren Veränderungen eindeutig mit der Ventilationstätigkeit korreliert sind, und die vorzugsweise elektronisch und in-situ mit Hilfe einer sich bewegenden Sonde erfaßt werden können. Aufgrund der Weiterentwicklung der Meßsysteme wird zur Zeit z. B. der Parameter Sauerstoff hinsichtlich dieser Aufgabe überprüft.

Die aufgeführten Überlegungen zeigen, daß nicht der gewählte Parameter sondern die Häufigkeit der Messungen für eine Bestimmung der Ventilationstätigkeit wesentlich ist.

Die in dieser Arbeit angegebene großskalige Ventilationstiefe in der Grönlandsee wurde mit Hilfe der kontinuierlichen Messungen der JoJo-Verankerungen und einer jährlichen Erfassung des großskaligen Wassermassenaufbaus bestimmt. Kleinskalige Phänomene, wie die in jüngster Zeit verstärkt beobachteten Wirbel (z. B. *Gascard, 1999; Watson et al., 1999a*) werden mit einer solchen Meßstrategie nicht ausreichend erfaßt. Weder der Ursprung dieser Wirbel noch ihre Bedeutung für die Ventilation der Grönlandsee sind geklärt. Generell zeigt das Modell im Kapitel 7, daß innerhalb solcher Strukturen größere Ventilationstiefen

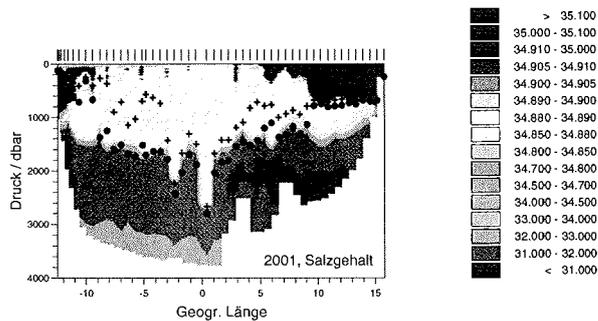


Abbildung 8.21: Gemessene vertikale Salzgehaltsverteilung vor und simulierte Ventilationstiefen im Winter 01/02 wenn der atmosphärische Antrieb des Winters 98/99 auf  $75^{\circ}$  N und  $2^{\circ}$  W (+) oder der des Winters 95/96 auf  $75^{\circ}$  N und  $2^{\circ}$  W (•) verwendet wird.

als im Umfeld auftreten können, sofern sie das intermediäre Stabilitätsmaximum nach unten verlagern. Besonders eindrucksvoll ist dieses zu sehen, wenn das Modell mit den hydrographischen Daten aus dem Sommer 2001, die bisher nicht in dieser Arbeit verwendet wurden, initialisiert wird, da sie einen besonders ausgeprägten Wirbel beinhalten (Abb. 8.21). Auch innerhalb der Wirbel bestimmt das Stabilitätsmaximum die maximal mögliche Ventilationstiefe, so daß auch dort keine älteren Wassermassen unterhalb des Stabilitätsmaximums belüftet werden. Messungen in einem solchen Wirbel im Frühjahr und Sommer 2001 zeigen, daß die Temperaturen innerhalb des Wirbels niedriger sind als in der Umgebung (*pers. Mitteilung Wilkenson, 2001*). Weil ein lokal erhöhter Wärmefluß als Ursache der Temperaturunterschiede unwahrscheinlich ist, müssen sie durch andere Prozesse verursacht werden. Da der Eintrag atlantischen Wassers eine wesentliche Komponente ist, die in der Grönlandsee zu einer Erhöhung der Temperatur beiträgt, könnte ein erschwerter Eintrag atlantischen Wassers in den Wirbel, z. B. aufgrund der mit den Dichtegradienten verbundenen Strömung, die niedrigen Temperaturen innerhalb des Wirbels erklären. Die Beobachtung, daß in einem im Frühjahr 1997 vermessenen Wirbel das in der Grönlandsee künstlich ausgebrachte  $\text{SF}_6$  nur in sehr kleinen Konzentrationen vorkam (*Messias et al., 1999*), belegt einen sehr geringen Austausch zwischen dem Wasser im Wirbel und dem Umgebungswasser. Wenn die Strömung innerhalb des Wirbels darüberhinaus auch den Eintrag oberflächennahen polaren Wassers erschwert, wird auch die Ausbildung einer salzarmen Deckschicht erschwert, so daß dann innerhalb des Wirbels nur eine Ventilation in Form einer Vertiefung der durchmischten Schicht auftreten kann. Dies könnte die Existenz des bis in 2000 m Tiefe sehr homogenen Profils im Frühjahr 1997 (*Gascard, 1999; Messias et al., 1999*) erklären, obwohl in der Umgebung nur *Plumek*konvektion auftrat, so daß offensichtlich beide Ventilationstypen im selben Winter auftreten können.

Bei allen hier diskutierten Aspekten des Ventilationsprozesses muß man bedenken, daß es sich nicht um eine direkte Belüftung des Tiefenwassers handelt, da sich die Ventilation, wie oben angeführt, wegen des intermediären Stabilitätsmaximums etwa auf die obere Hälfte der Wassersäule beschränkt. Solange ein derart ausgeprägtes Stabilitätsmaximum,

wie es seit den neunziger Jahren beobachtet wird, existiert, ist fraglich, ob eine direkte Ventilation des Bodenwassers in der Grönlandsee überhaupt möglich ist.

#### 8.4 Anwendung der Erkenntnisse

Die Ventilation im Winter 00/01 wurde durch den Einsatz der JoJo-Verankerungen und durch Schiffsexpeditionen am Ende des Winters im Rahmen des EU-Programms CONVECTION detailliert vermessen. Dennoch birgt die Bestimmung der Ventilationstiefen große Schwierigkeiten. Die JoJo-Daten (Abb. 8.23) zeigen den Import von atlantischem Wasser, der über den Sommer bis in den späten Herbst stattfindet. Die Atlantikwasserschicht wird im März von oben her abgekühlt und mit salzärmeren Oberflächenwasser vermischt. Nachdem die Wassersäule bis zu der unteren Grenze der Atlantikwasserschicht durchmischt ist, kann eine weitere Vertiefung der durchmischten Deckschicht anhand der physikalischen Parameter nicht

weiter verfolgt werden, da sich die Temperaturen und Salzgehalte in der oberen Zwischenwasserschicht während der Ventilationsphase nicht ändern. Zudem sind die hydrographischen Eigenschaften der oberen Zwischenwasserschicht mit denen in der durchmischten Schicht identisch, so daß der untere Rand der durchmischten Schicht nicht eindeutig zu identifizieren ist. Nach der Ventilationsphase (Mai/Juni) ist die vertikale Struktur der Wassersäule mit der Struktur vor der Ventilationsphase (November) identisch (Abb. 8.22).

Die Schiffsmessungen im Winter zeigen ebenfalls kein deutliches Anzeichen für eine Ventilation unterhalb des von Atlantikwasser beeinflussten Bereichs. So wurde letztendlich die Tiefe des Dichtegradienten unter der vertikal sehr homogenen oberen Zwischenwasserschicht als Ventilationstiefe angegeben (*pers. Mitteilung Wilkenson, 2001*). Die extreme Homogenität dieser Schicht ist auf eine Vertiefung der durchmischten Schicht zurückzuführen, jedoch kann diese auch im Winter 99/00\* stattgefunden haben und muß kein Indiz für eine erneute Ventilation sein. So geben also auch die Wintermessungen mit herkömmlichen Kriterien keinen eindeutigen Hinweis auf die Ventilationstätigkeit im Winter 00/01.

Die Sommermessungen liefern anhand herkömmlicher Kriterien ebenfalls keinen eindeutigen Hinweis auf die Ventilationstiefe im Winter 00/01. Die Temperatur und der Salzgehalt haben in der oberen Zwischenwasserschicht zugenommen (Abb. 8.26 und auch 8.25), so daß dort eine Temperatur- oder Salzgehaltsabnahme nicht als Indikatoren für die winterliche Ventilation benutzt werden können. Auch eine Erhöhung der kleinskaligen Fluktuationen wurde in den vertikalen Profilen nicht beobachtet. Die Dichte zeigt eine leichte Zunahme in 200 m bis 500 m Tiefe, was einer Ventilation bis 500 m entsprechen würde. Ein solcher Wert wurde auch anhand der in den JoJo-Messungen sichtbaren Abkühlung des Atlantikwassers als minimale Ventilationstiefe diagnostiziert. Für eine Ventilation bis in größere Tiefen liefern die Temperatur, der Salzgehalt und die Dichte keinen Hinweis. Erst

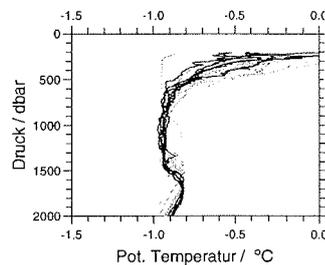


Abbildung 8.22: JoJo-Profil vor (November: grün) und nach (Mai/Juni: schwarz) der Ventilationsphase

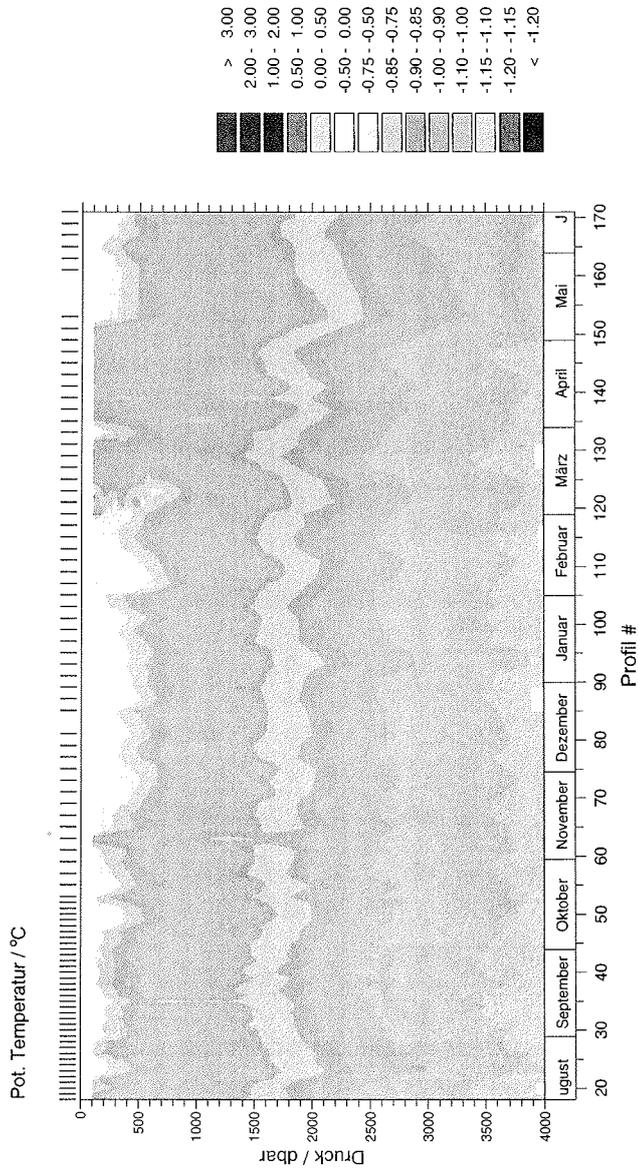


Abbildung 8.23: Temperaturentwicklung im Winter 00/01 auf 75° N und 4° 30' W

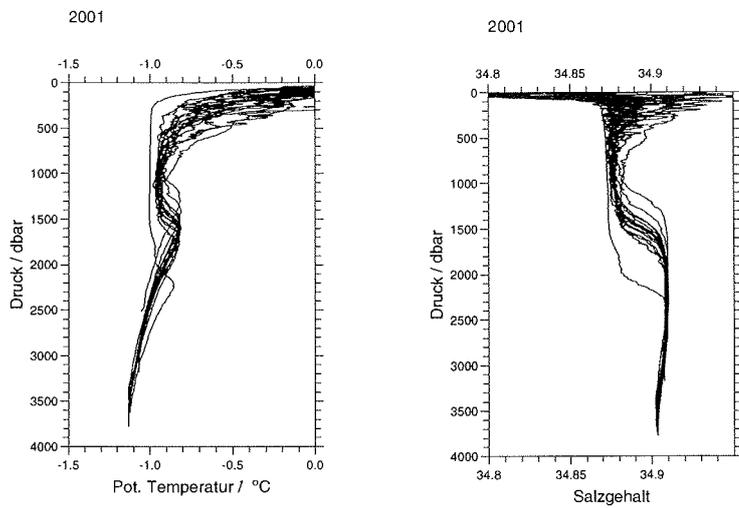


Abbildung 8.24: Vertikale Profile der potentiellen Temperatur und des Salzgehaltes aus dem Sommer 2002 auf 75° N zwischen 7° W und 3° E

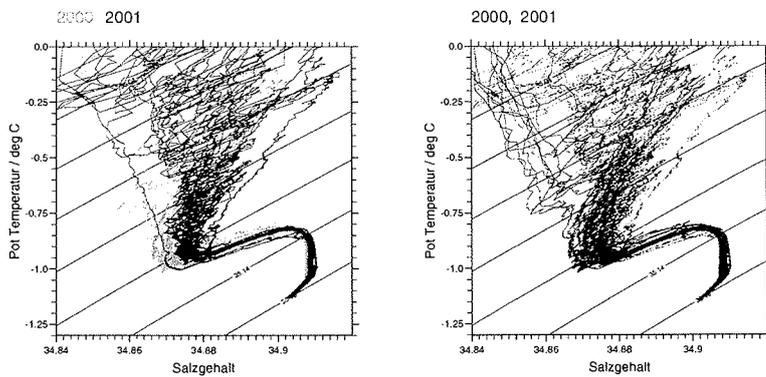


Abbildung 8.25:  $\Theta$ -S Diagramme zweier aufeinanderfolgender Jahre (2000 und 2001) mit der früheren Fahrt in grün und der späteren Fahrt in rot und mit Linien gleicher potentieller Dichte relativ zu 1500 m.

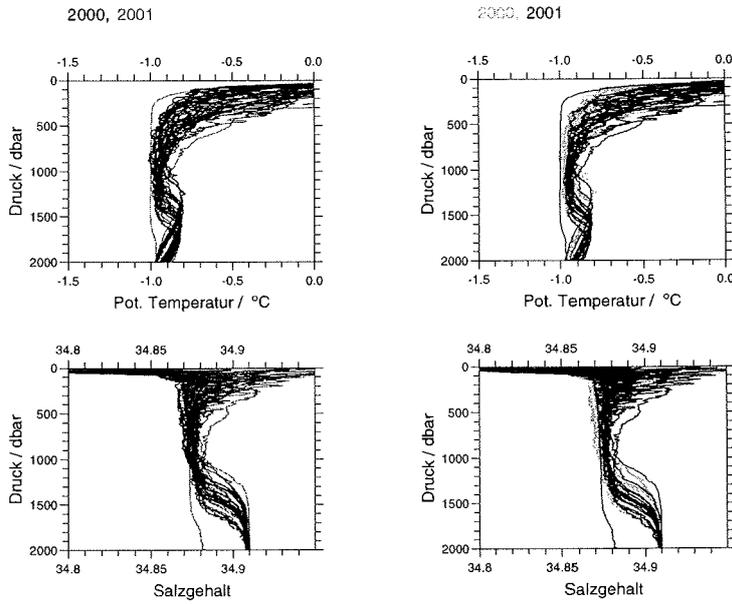


Abbildung 8.26: Vertikale Profile der potentiellen Temperatur und des Salzgehaltes des Winters 00/01, mit den Daten der vorangegangenen Fahrt in grün oder der folgenden Fahrt in rot im Hintergrund

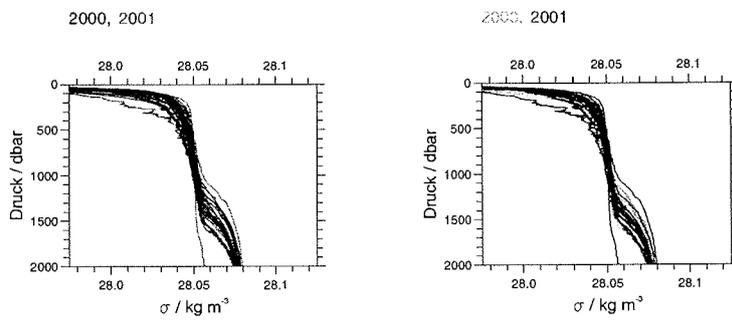


Abbildung 8.27: Vertikale Profile der potentiellen Dichte rel. zur Oberfläche des Winters 00/01, mit den Daten der vorangegangenen Fahrt in grün oder der folgenden Fahrt in rot im Hintergrund

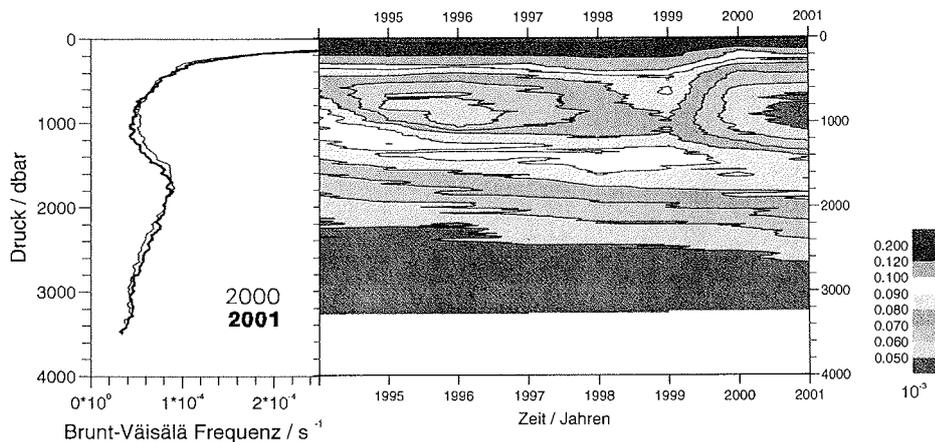


Abbildung 8.28: Brunt-Väisäläfrequenz, das Profil des Sommers 2001 zwischen 7° W und 3° E gemittelt, aus 10 dbar Mitteln berechnet und über 50 dbar gleitend gemittelt sowie die gemessene zeitliche Entwicklung der Stabilität entlang 75° N zwischen 0° und 4° W in g/m<sup>3</sup> einschließlich Sommer 2001

die Betrachtung der Stabilität zeigt die Homogenisierung der Wassersäule bis in 1200 m (Abb. 8.28). (Die Abnahme der Stabilität z. B. in 1400 m wird hingegen durch die vertikale Advektion verursacht.) Im Sommer 2001 treten die niedrigsten Werte der Stabilität in der oberen Zwischenwasserschicht der gesamten Zeitreihe auf (Abb. 8.28). Somit zeigt die Stabilität, und nur diese, deutlich, daß die gesamte obere Zwischenwasserschicht im Winter 00/01 durch eine Ventilation in Form einer Vertiefung der durchmischten Schicht belüftet wurde, und daß die Ventilation erneut durch das Stabilitätsmaximum in mittlerer Tiefe gestoppt wurde.

Die Beobachtungen im Sommer 2000 und 2001 machen deutlich, daß die gemeinsame Betrachtung der Temperatur-, Salzgehalts-, Dichte- und Stabilitätsentwicklung für eine zuverlässige Bestimmung der Ventilationstiefe unverzichtbar ist. Darüberhinaus ist ein Vergleich mit dem Zustand vor der Ventilationsphase notwendig, der nur durch eine regelmäßige und detaillierte Erfassung der großskaligen Wassereigenschaften und deren Variabilität möglich ist.

## Kapitel 9

# Zusammenfassung

Der vorgestellte hydrographische Datensatz ermöglichte erstmals eine Beschreibung der wesentlichen zur Ventilation beitragenden Prozesse in der Grönlandsee über mehrere Winter. Diese sind in Abb. 9.1 zusammengefaßt dargestellt, wobei vor allem das Zusammenspiel der Prozesse hier erarbeitet wurde. In den späten neunziger Jahren wird etwa das obere Drittel der Wassersäule, der Bereich oberhalb der Pyknokline in mittlerer Tiefe, nahezu jährlich ventiliert. Die größeren Tiefen der Grönlandsee werden auf längeren Zeitskalen durch die vertikale Advektion belüftet. Diese wird hier nur mittelbar behandelt, nämlich nur in Hinblick auf ihren Einfluß auf die vertikale Position der Pyknokline.

Die Analyse der langjährigen Zeitreihe zeigt, daß die direkte Ventilation des oberen Drittels grundsätzlich in zwei Formen erfolgen kann, durch *Plumek*konvektion oder durch eine Vertiefung der durchmischten Schicht, so daß eine Verallgemeinerung anhand eines Einzelereignisses gewonnener Erkenntnisse nicht zulässig ist. Durch die Existenz zweier Ventilationsformen ist zudem ein einzelnes Kriterium zur Bestimmung der Ventilationstiefe nicht ausreichend (Tabelle 9.1), so daß z. B. weder eine Temperatur- oder Salzgehaltsabnahme noch eine Dichtezunahme mit der Ventilation einhergehen muß. Auch ein einzelnes schematisches Modell der Ventilation z. B. für die Simulation der Tracerverteilung durch die Ventilation ist nicht ausreichend, wie die gemessenen SF<sub>6</sub>-Verteilungen zeigen. Welche Form der Ventilation auftritt, wird im wesentlichen durch das Ausmaß der salzarmen Deckschicht, also durch den Eintrag des Polarwassers bestimmt. So führt eine Zunahme des salzarmen Wassers in der Grönlandsee zunächst nicht zu einem Erliegen der Ventilation sondern zu einem anderen Ablauf derselben.

Obwohl die Ventilation nicht immer dieselben Veränderungen der Hydrographie bewirkt, ist eine jährliche Bestimmung der Ventilationstätigkeit, also der Ventilationstiefe und -form, bisher nur anhand von hydrographischen Daten möglich, da nur diese als elektronisch leicht erfäßbare Parameter jährlich mit der benötigten räumlichen Auflösung vorliegen. Aufgrund der Unsicherheiten bei den Austauschraten mit den angrenzenden Wassermassen und der Atmosphäre sind neben einer mindestens jährlichen Erfassung der großskaligen Wassermassenverteilung kontinuierliche Messungen über den Winter hinweg notwendig.

Eine Eisbedeckung in der Grönlandsee ist ein Indikator für die Existenz einer ausgeprägten salzarmen Deckschicht, ist aber für die Ventilation nicht notwendig. So weist die

**Belüftungsprozeß:** Die Wassermasseneigenschaften der Schicht zwischen der Oberfläche und der Ventilationstiefe werden durch eine Kombination von Prozessen gebildet, die von Winter zu Winter sehr unterschiedlich ablaufen. Wichtig sind in erster Linie der Wärmefluß durch die Oberfläche und die Struktur der Wassersäule zu Beginn des Winters, die neben der oberflächennahen Advektion vor allem durch die Ventilationsgeschichte bestimmt wird.

So steht der obere Bereich der Wassersäule, in den neunziger Jahren etwa das obere Drittel, regelmäßig in direktem Kontakt mit der Atmosphäre.

**Transportprozeß:** Während Teile der Wassersäule im folgenden Winter weiter durch die direkte Ventilation modifiziert werden, gelangt das Wasser durch die vertikale Advektion in größere Tiefen.

Die vertikale Advektion ist wahrscheinlich verbunden mit einem Export von Bodenwasser, welches durch die jeweils darüberliegende Schicht ersetzt wird (Budéus et al., 1998).

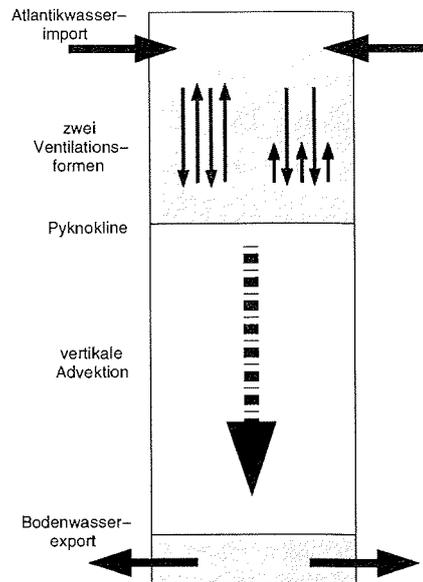


Abbildung 9.1: Ventilationsschema

Beobachtung, daß die Ventilation der Grönlandsee in etlichen Wintern ohne Eisbildung stattfindet, darauf hin, daß die Eisbedeckung als global erfaßbarer Indikator für die Ventilation nicht zu verwenden ist. Auch andere fernerkundbare Parameter, wie z. B. die Oberflächentemperatur, sind als Ventilationsindikator ungeeignet, da die Ventilation durch eine Vertiefung der durchmischten Schicht zu keiner signifikanten Änderung der hydrographischen Eigenschaften in der durchmischten Schicht während der Ventilationsphase führt.

Die Eigenschaften der gebildeten Wassermassen werden maßgeblich durch den Eintrag atlantischen Wassers bestimmt, welches das am Boden der Grönlandsee exportierte Wasservolumen ersetzt. Das Ausmaß der Advektion selbst ist Gegenstand der wissenschaftlichen Diskussion. Die Zeitreihen der hydrographischen Parameter zeigen, daß die häufig verwendeten Wärme- oder Salz-inhalte kein Indikator für die Advektion sind. Aufgrund des Wechselspiels zwischen vertikaler Advektion und dem lateralen Im- und Export zur Massenerhaltung sind auch Advektionsraten aus Modellen nicht zuverlässig. Diese zeigen aufgrund der zu wenig berücksichtigten Grenzschichtprozesse keine vertikale Advektion.

Tabelle 9.1: Die Merkmale der zwei in der Grönlandsee vorkommenden Ventilationsformen, wobei jene Veränderungen, die eine stattgefundene Ventilation belegen, dick gedruckt sind.

	Vertiefung der durchmischten Schicht	<i>Plumek</i> konvektion
kleinskalige <b>Fluktuationen</b> z. B. im Temperaturprofil	Verringerung	<b>Verstärkung</b>
<b>Dichte</b> entwicklung von Sommer zu Sommer	<b>Zunahme</b>	Abnahme
<b>Stabilitäts</b> entwicklung von Sommer zu Sommer	<b>Verringerung</b>	Erhöhung
<b>Temperatur-</b> und <b>Salzgehalts-</b> entwicklung	Zu- oder <b>Abnahme</b>	<b>Abnahme</b>
<b>Eisbildung</b> als mögliche Antriebskomponente	Nein	Ja
Eindeutige Merkmale zur Identifizierung des Ausbleibens der Ventilation existieren nicht!		

Wie tief die direkte Ventilation reicht, hängt vor allem von der vertikalen Position des Stabilitätsmaximums ab, sofern der Wärmefluß einen ausreichenden Antrieb liefert. Auch für die verstärkt untersuchten Wirbel gilt, daß im allgemeinen keine Wassermassen unterhalb des Stabilitätsmaximums ventiliert werden, so daß trotz der großen beschriebenen Eindringtiefen innerhalb der Wirbel keine Belüftung des Tiefenwassers stattfindet. Findet auch in Zukunft eine Verlagerung des Stabilitätsmaximums in größere Tiefen durch die vertikale Advektion statt, sind mit der Zeit zunehmend größere Ventilationstiefen zu erwarten, ohne daß ältere Wassermassen unterhalb des Stabilitätsmaximums belüftet werden.

Die Anwendung der Ergebnisse auf den Winter 00/01 zeigen, daß in dieser Arbeit die Grundlagen geschaffen wurden, um aus in Zukunft gemessenen und zum Teil auch aus historischen hydrographischen Daten Ventilationstiefen zuverlässig zu bestimmen und die Randbedingungen für verschiedene Modelle (z. B. Boxmodelle und Tracersimulationen) zu präzisieren. Dies war notwendig, um zukünftig begründete Aussagen über die Tendenz der Ventilationstätigkeit in der Grönlandsee machen zu können und um z. B. auch den großskaligen Zusammenhang der Ventilationstätigkeit mit verschiedenen großskaligen Charakteristiken (z. B. NAO) zu untersuchen.



## Anhang A

# Berechnung des Wärmeflusses

### A.1 Bulkformeln

**Solarstrahlung:** Die am Außenrand der Atmosphäre ankommende Strahlungsenergie der Sonne wird bei senkrechtem Einfall durch die Solarkonstante ( $S = 1368 \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2}\right]$ ) beschrieben. Die eintreffende Strahlungsenergie ist allerdings zeitlich nicht völlig konstant, sondern regelmäßigen und unregelmäßigen Schwankungen unterworfen. Ein Teil dieser Schwankungen kann als Funktion vom Abstand der Sonne zur Erde berechnet werden.

Auf dem Weg zur Meeresoberfläche wird die Solarstrahlung der unterschiedlich hoch stehenden Sonne durch die Reflektion an den Wolken, die Absorption in der Atmosphäre und die Streuung an Luftmolekülen, Wasserdampf und anderen Partikeln weiter modifiziert. Hinzu kommt, daß aufgrund der reflektierenden Eigenschaft der Meeresoberfläche nur ein Teil der einfallenden Strahlung die selbige durchdringt. Der an der Meeresoberfläche reflektierte Anteil wird durch die Albedo der Meeresoberfläche quantifiziert.

Die Modellgleichung nach *Dobson und Smith* (1985), die unter Berücksichtigung der obengenannten Effekte die durch die Meeresoberfläche dringende Solarstrahlung beschreibt, lautet

$$H_S = (S \sin(90 - \zeta))(A + B \sin(90 - \zeta))(1 - a). \quad (\text{A.1})$$

Dabei sind A und B Konstanten zur Berücksichtigung des Bedeckungsgrades,  $a$  die Albedo der Meeresoberfläche und  $\zeta$  der Zenitwinkel der Sonne.  $90 - \zeta$  ist die Sonnenhöhe, die als Funktion der geographischen Position und der Zeit berechnet wird (*Duffett-Smith*, 1990).

**Langwellige Strahlung:** Die langwellige Nettostrahlung an der Meeresoberfläche setzt sich aus der langwelligen Strahlung des Ozeans und der Atmosphäre zusammen. Die langwellige Strahlung ist nach Boltzmann proportional zu der vierten Potenz der Temperatur des strahlenden Körpers. Der Proportionalitätsfaktor wird durch das Oberflächenemissionsvermögen bestimmt, das im Falle der Atmosphäre durch die Feuchte der Luft und die Bewölkung beeinflusst wird. In dieser Arbeit wird die langwellige Nettostrahlung

nach der empirischen Formel von *Haney* (1971) berechnet,

$$Q_B = e(0.39 - 0.05 E^{\frac{1}{2}})(1 - 0.6 c^2) \sigma T_{SS}^4, \quad (\text{A.2})$$

Dabei ist  $e = 0.985$  das Oberflächenemissionsvermögen (*Kondo*, 1975),  $E$  der Wasserdampfdruck in der Luft in hPa,  $c$  der Wolkenbedeckungsgrad,  $\sigma$  die Stefan-Boltzmann Konstante ( $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}^4}$ ) und  $T$  die Oberflächentemperatur des Ozeans in Kelvin.

Der Dampfdruck  $E$  wird aus der relativen Feuchte  $r$  und dem Sättigungsdampfdruck  $E_s$  in hPa berechnet ( $E = r E_s$ ). Dabei wird der Sättigungsdampfdruck in Abhängigkeit von der Lufttemperatur  $T_a$  in Kelvin anhand der Fleagle-Businger Gleichung berechnet

$$E_s = 10^{(9.4051 - \frac{2353.0}{T_a})}. \quad (\text{A.3})$$

**Die turbulenten Wärmeflüsse:** In den unteren 10 m der Atmosphäre wird die turbulente Bewegung nicht nur durch den Auftrieb, sondern im wesentlichen durch den Scherstreß verursacht, so daß die Austauschrate der turbulenten Wärmeflüsse vom Betrag der Windgeschwindigkeit ( $u$ ) abhängt (*Gill*, 1982). Der sensible Wärmefluß  $Q_H$ , der den Wärmeaustausch durch kleinskalige turbulente Diffusion beschreibt, wird neben dem Wind auch durch die Wärmekapazität der Luft ( $\rho_a c_a$ , mit der Dichte von Luft  $\rho_a = 1.2 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$  und der spezifischen Wärme  $c_a = 1004 \frac{\text{J}}{\text{kg}^3 \text{K}}$ ) und der Differenz zwischen der Oberflächentemperatur des Meeres ( $T_{SS}$ ) und der Lufttemperatur ( $T_a$ ) beeinflusst. Der Vergleich der Dimensionen dieser Größen führt zu der folgenden Gleichung zur Berechnung des fühlbaren Wärmeflusses  $Q_H$  (z. B. *Dietrich et al.*, 1975; *Gill*, 1982).

$$Q_H = C_H \rho_a c_a u (T_a - T_{SS}) \quad (\text{A.4})$$

Dabei ist  $C_H$  der dimensionslose Austauschkoefizient zur Berechnung der fühlbaren Wärme, der wie der Austauschkoefizient für die latente Wärme  $C_E$  von der Windgeschwindigkeit und der Stabilität der Atmosphäre abhängt. Bei stabiler Schichtung sind die Austauschkoefizienten kleiner als bei neutraler oder labiler Schichtung. Die Berechnung der Austauschkoefizienten wird im Abschnitt A.2 beschrieben.

Der latente Wärmefluß  $Q_E$  entsteht durch den Phasenübergang zwischen flüssiger Phase (oder auch fester Phase bei Eis) und gasförmiger Phase. Durch die Verdunstung wird dem verbleibenden Wasserkörper Wärme entzogen. Dieser Wärmeentzug ist proportional zur Feuchtedifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre und wird im allgemeinen nach einem Ansatz von *Kondo* (1975) parametrisiert.

$$Q_E = C_E \rho_a L u (q_s - q_a). \quad (\text{A.5})$$

Dabei ist  $L$  die spezifische Verdunstungswärme des Wassers ( $L = 2.45 \times 10^6$ ),  $q_a$  die spezifische Feuchte in 10 m Höhe und  $q_s$  die spezifische Sättigungfeuchte an der Wasseroberflächentemperatur ( $q_s(T_{SS})$ ).

Der latente Wärmefluß führt im allgemeinen zu einem Wärmeverlust des Ozeans. Nur in Ausnahmefällen, bei sehr hoher Temperaturdifferenz zwischen Luft und Wasser und sehr hoher Luftfeuchtigkeit, kann der Ozean durch Kondensationsprozesse Wärme gewinnen.

## A.2 Die Austauschkoefizienten

Die Austauschkoefizienten für den Impuls ( $C_{DD}$ ), den Wasserdampf ( $C_{ED}$ ) und die fühlbare Wärme ( $C_{HD}$ ) bei diabatischen Bedingungen werden in Abhängigkeit von den Austauschkoefizienten bei neutralen Bedingungen ( $C_D, C_E, C_H$ ), dem Betrag der Windgeschwindigkeit ( $u$ ) und der Temperaturdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre ( $T_s - T_a$ ) berechnet (Kondo, 1975). So wird erst die Berechnung der Austauschkoefizienten unter neutralen Bedingungen ( $C_D, C_E, C_H$ ) und dann die Modifikationen für diabatische Bedingungen beschrieben.

Da die Turbulenz über dem meist dünnen Eis der zentralen Grönlandsee (siehe Abschnitt 2.5) den Verhältnissen über dem offenen Ozean sehr ähnlich sind (McBean, 1986), werden die Austauschkoefizienten auch in Zeiträumen mit einer Eisbedeckung nach den empirischen Formeln von Kondo (1975) berechnet.

**Bei neutralen Bedingungen:** Die Austauschkoefizienten bei neutralen Bedingungen in einer Höhe von 10 m werden mit den folgenden empirischen Näherungsformeln bestimmt:

$$10^3 C_D(10\text{m}) = a_d + b_d u_{10}^{p_d} \quad (\text{A.6})$$

$$10^3 C_H(10\text{m}) = a_h + b_h u_{10}^{p_h} + c_h (u_{10} - 8)^2 \quad (\text{A.7})$$

$$10^3 C_E(10\text{m}) = a_e + b_e u_{10}^{p_e} + c_e (u_{10} - 8)^2 \quad (\text{A.8})$$

Dabei ist  $u_{10}$  der Betrag der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, und  $a_d, b_d, p_d, a_h, b_h, p_h, c_h, a_e, b_e, p_e, c_e$  sind Konstanten, die der Tabelle A.1 entnommen werden können. Diese Formeln gelten über einem Ozean ohne Gischt.

Liegen die meteorologischen Daten nicht in 10 m Höhe vor, können die Austauschkoefizienten in anderer Höhe ( $C(z)$ ) aus den Austauschkoefizienten in 10 m Höhe ( $C(10\text{m})$ ) und der Kármáns Konstante ( $k = 0.4$ ) bestimmt werden.

$$C_D(z) = k^2 \left[ k [C_D(10\text{m})]^{-\frac{1}{2}} - \ln \frac{z_{10}}{z} \right]^{-2} \quad (\text{A.9})$$

$$C_H(z) = k C_D^{\frac{1}{2}} \left[ k [C_D(10\text{m}) (10\text{m})]^{-\frac{1}{2}} [C_H(10\text{m})]^{-1} + \ln \frac{z}{z_{10}} \right]^{-1} \quad (\text{A.10})$$

$$C_E(z) = k C_D^{\frac{1}{2}} \left[ k [C_D(10\text{m}) (10\text{m})]^{-\frac{1}{2}} [C_E(10\text{m})]^{-1} + \ln \frac{z}{z_{10}} \right]^{-1} \quad (\text{A.11})$$

Zuvor wird  $C(10\text{m})$  zusammen mit  $u_{10}$  durch sukzessive Approximation bestimmt. Dafür wird die Gleichung (A.6) unter der Annahme eines logarithmischen Windprofils, Gleichungen (A.12) und (A.13), verwendet. Als Ausgangspunkt wird  $u_{10} := u_z$  gesetzt.

$$z_0 = \exp \left[ \ln z_{10} - k [C_D(10\text{m})]^{-\frac{1}{2}} \right] \quad (\text{A.12})$$

$$u_{10} = u_z \frac{\ln \frac{10}{u_{10}}}{\ln \frac{z}{z_0}} \quad (\text{A.13})$$

Tabelle A.1: Konstanten zur Berechnung der Austauschkoefizienten in 10 m Höhe.

$u_{10} \text{ ms}^{-1}$	$a_d$	$a_h$	$a_e$	$b_d$	$b_h$	$b_e$	$c_h$	$c_e$	$p_d$	$p_h$	$p_e$
0.3-2.2	0	0	0	1.08	1.185	1.23	0	0	-0.15	-0.157	-0.16
2.2-5.0	0.771	0.927	0.969	0.0858	0.0546	0.0521	0	0	1	1	1
5.0-8.0	0.867	1.15	1.18	0.0667	0.01	0.01	0	0	1	1	1
8.0-25.0	1.2	1.17	1.197	0.025	0.0075	0.008	-0.00045	-0.0004	1	1	1
25,0-50.0	0	1.652	1.68	0.073	-0.017	-0.016	0	0	1	1	1

**Bei diabatischen Bedingungen:** Die Austauschkoefizienten  $C(10\text{m})$  gelten bei neutralen Bedingungen. Für diabatische Bedingungen werden die Koeffizienten mit Hilfe eines Stabilitätsparameters ( $S$ ) modifiziert.

$$S = S_0 \frac{|S_0|}{|S_0| + 0.01} \quad (\text{A.14})$$

wobei

$$S_0 = (T_S - T_a) u_z^{-2} \left[ 1.0 + \log_{10} \frac{10}{z} \right]^{-2} \quad (\text{A.15})$$

Dann gilt bei einer stabilen Schichtung ( $T_S - T_a < 0$ ):

$$\frac{C_{DD}}{C_D} \approx \frac{C_{HD}}{C_H} \approx \frac{C_{ED}}{C_E} \quad (\text{A.16})$$

$$\approx 0.1 + 0.03 S + 0.9 \exp(4.8 S), \quad (\text{für } -3.3 < S < 0), \quad (\text{A.17})$$

$$\approx 0, \quad (\text{für } S \leq 0); \quad (\text{A.18})$$

und bei einer labilen Schichtung ( $T_S - T_a > 0$ ):

$$\frac{C_{DD}}{C_D} \approx 1.0 + 0.47 S^{\frac{1}{2}}, \quad (\text{A.19})$$

$$\frac{C_{HD}}{C_H} \approx \frac{C_{ED}}{C_E} \approx 1.0 + 0.63 S^{\frac{1}{2}}. \quad (\text{A.20})$$

## Anhang B

# Meteorologische Daten

### B.1 Windgeschwindigkeit

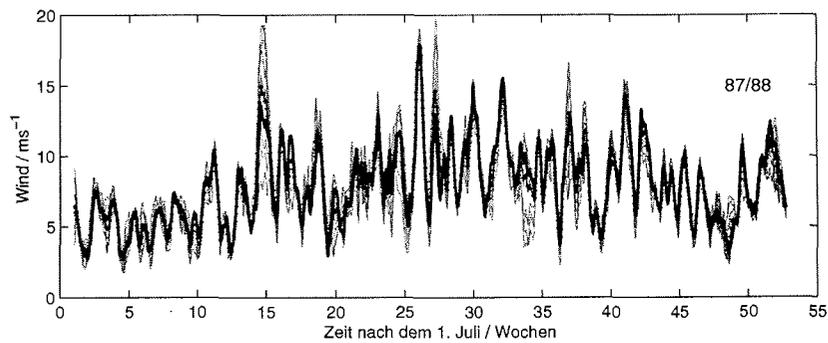


Abbildung B.1: Betrag der Windgeschwindigkeit über der Grönlandsee im Winter 87/88 über drei Tage gemittelt, von  $74^{\circ}$  N bis  $76^{\circ}$  N und von  $8^{\circ}$  W bis  $4^{\circ}$  E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von  $75^{\circ}$  N und  $2^{\circ}$  W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

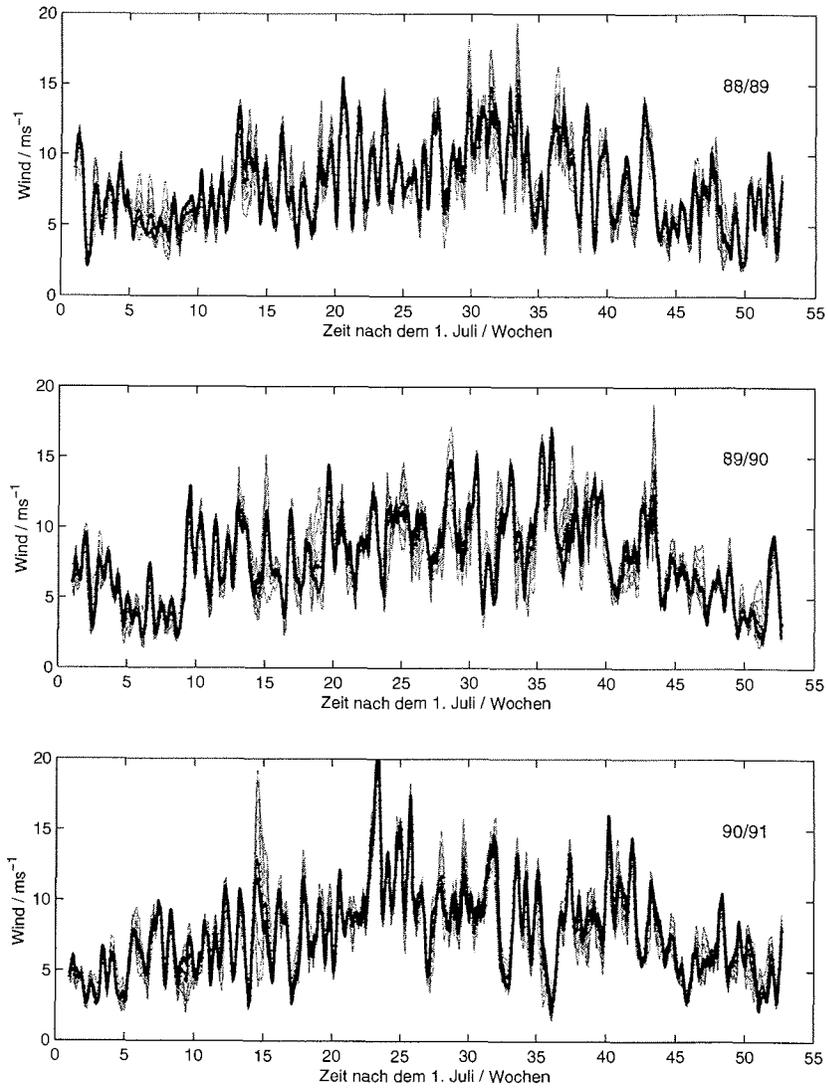


Abbildung B.2: Betrag der Windgeschwindigkeit über der Grönlandsee in den Wintern 88/89 bis 90/91 über drei Tage gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

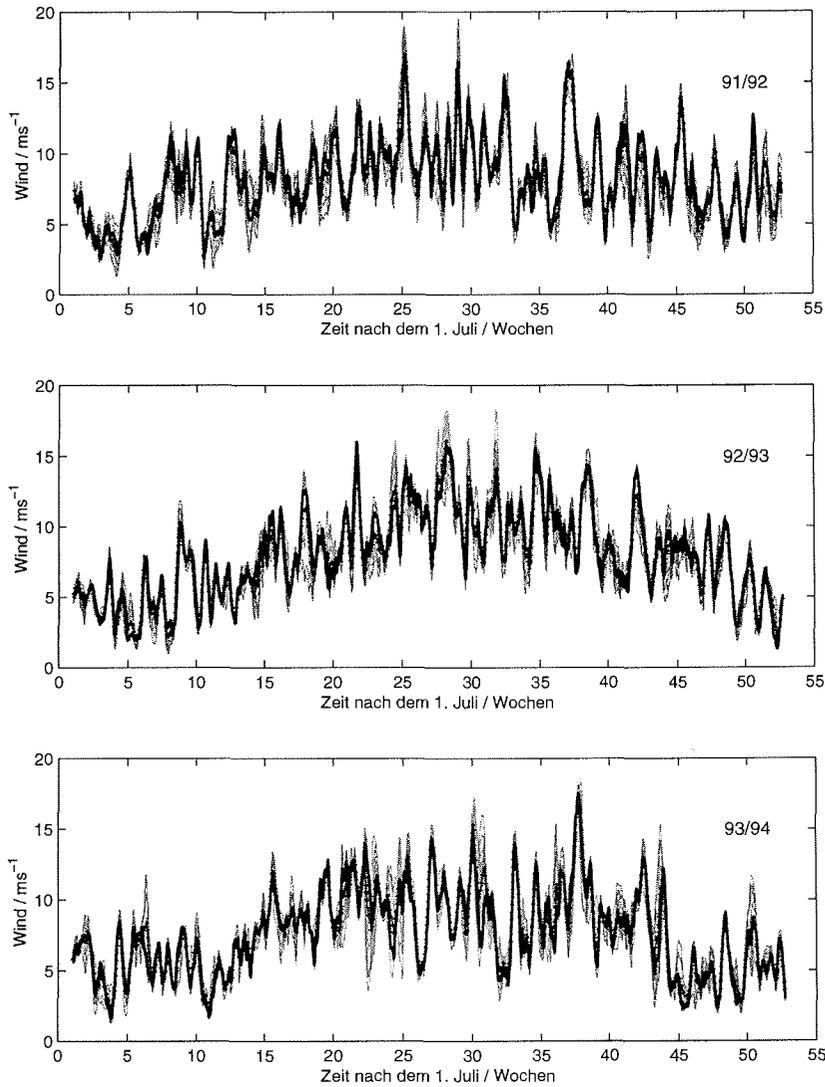


Abbildung B.3: Betrag der Windgeschwindigkeit über der Grönlandsee in den Wintern 91/92 bis 93/94 über drei Tage gemittelt, von  $74^{\circ}\text{N}$  bis  $76^{\circ}\text{N}$  und von  $8^{\circ}\text{W}$  bis  $4^{\circ}\text{E}$ , die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von  $75^{\circ}\text{N}$  und  $2^{\circ}\text{W}$  und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

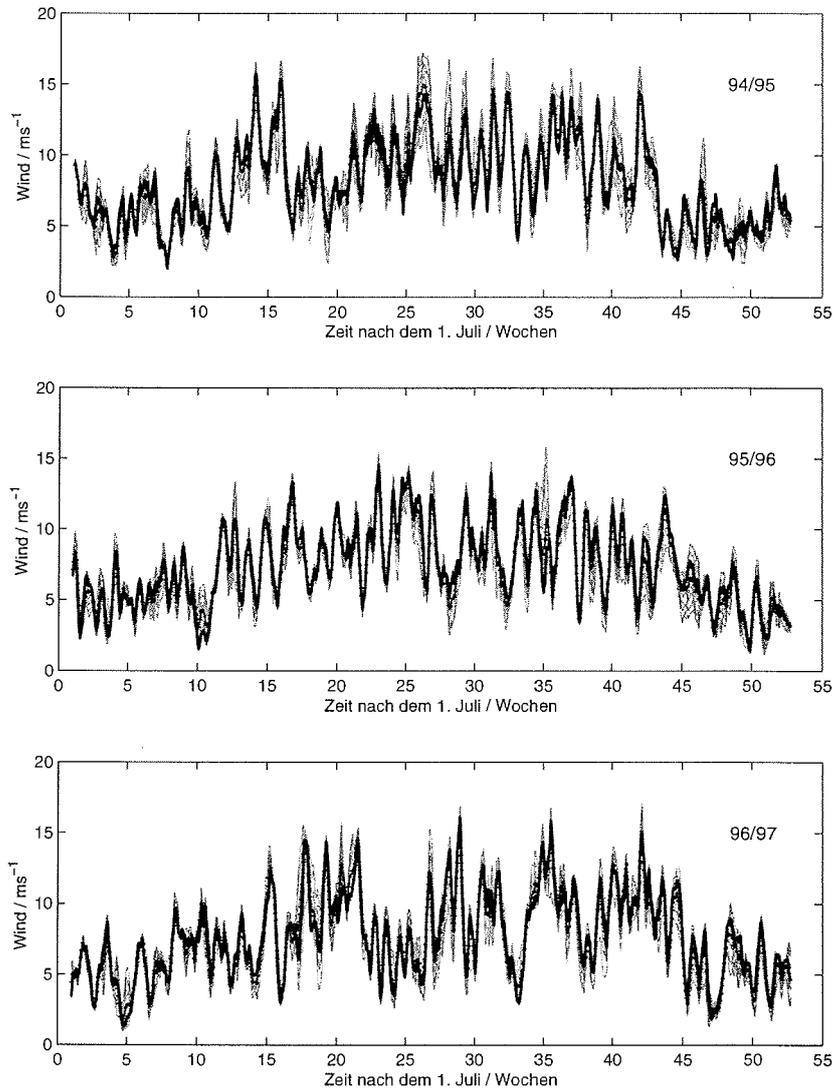


Abbildung B.4: Betrag der Windgeschwindigkeit über der Grönlandsee in den Wintern 94/95 bis 96/97 über drei Tage gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

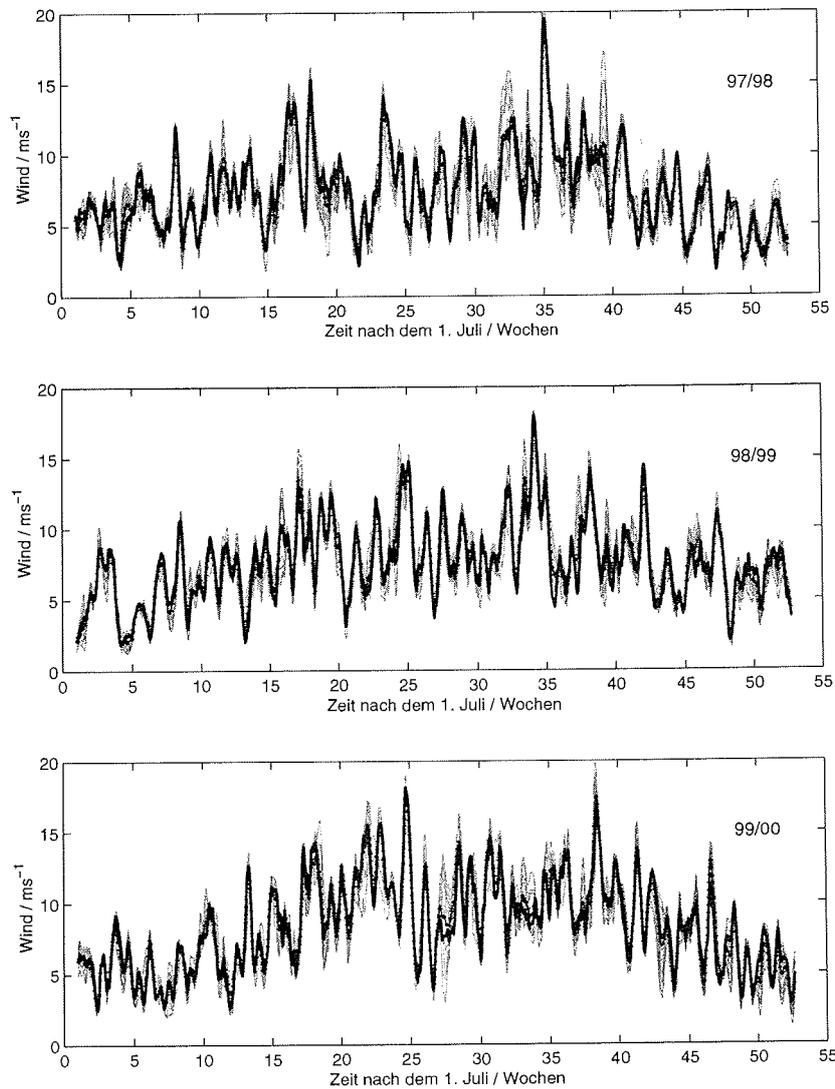


Abbildung B.5: Betrag der Windgeschwindigkeit über der Grönlandsee in den Wintern 97/98 bis 99/00 über drei Tage gemittelt, von  $74^{\circ}\text{N}$  bis  $76^{\circ}\text{N}$  und von  $8^{\circ}\text{W}$  bis  $4^{\circ}\text{E}$ , die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von  $75^{\circ}\text{N}$  und  $2^{\circ}\text{W}$  und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

## B.2 Lufttemperatur

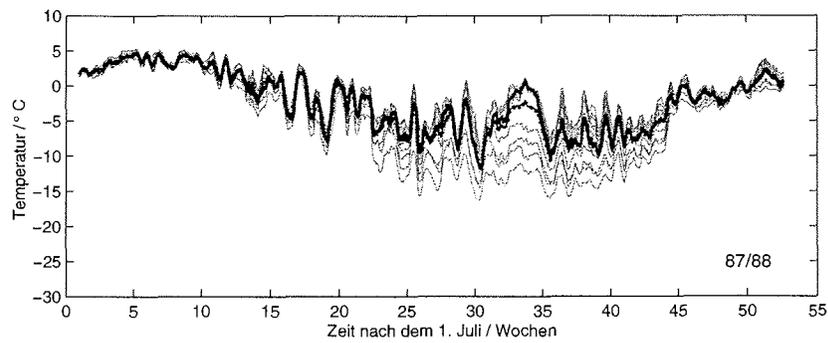


Abbildung B.6: Lufttemperatur über der Grönlandsee im Winter 87/88 über drei Tage gleitend gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

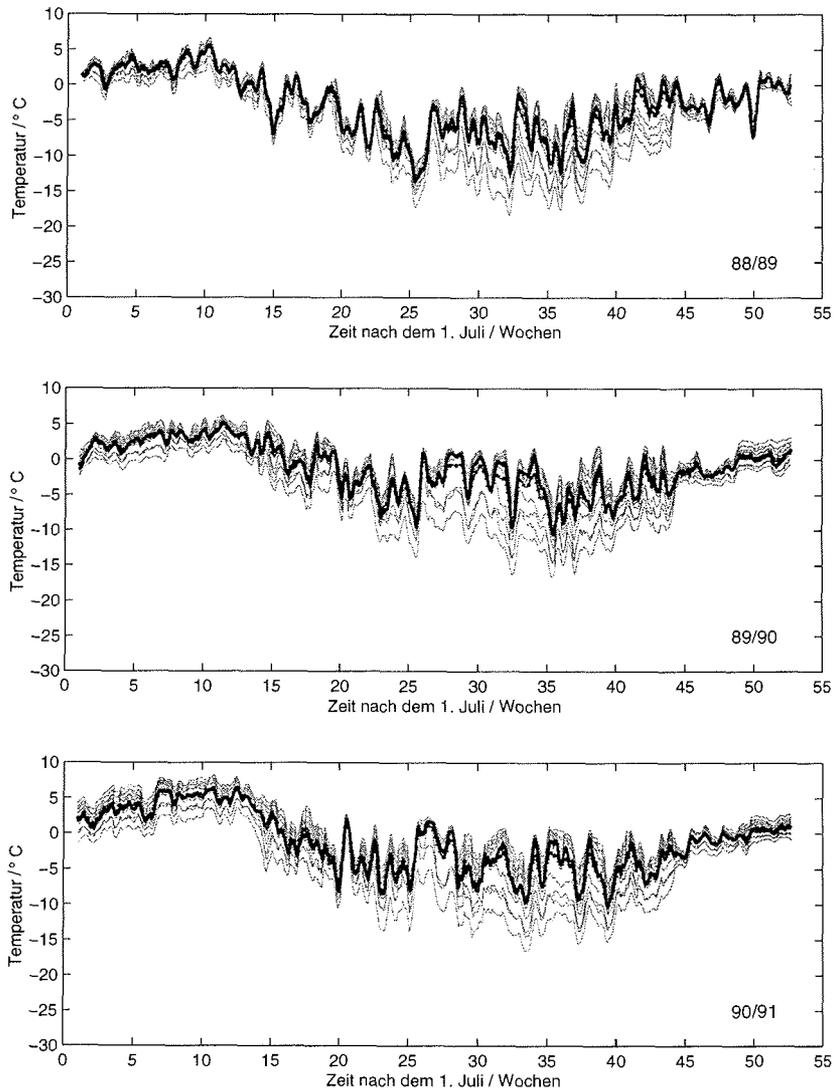


Abbildung B.7: Lufttemperatur über der Grönlandsee in den Wintern 88/89 bis 90/91 über drei Tage gleitend gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

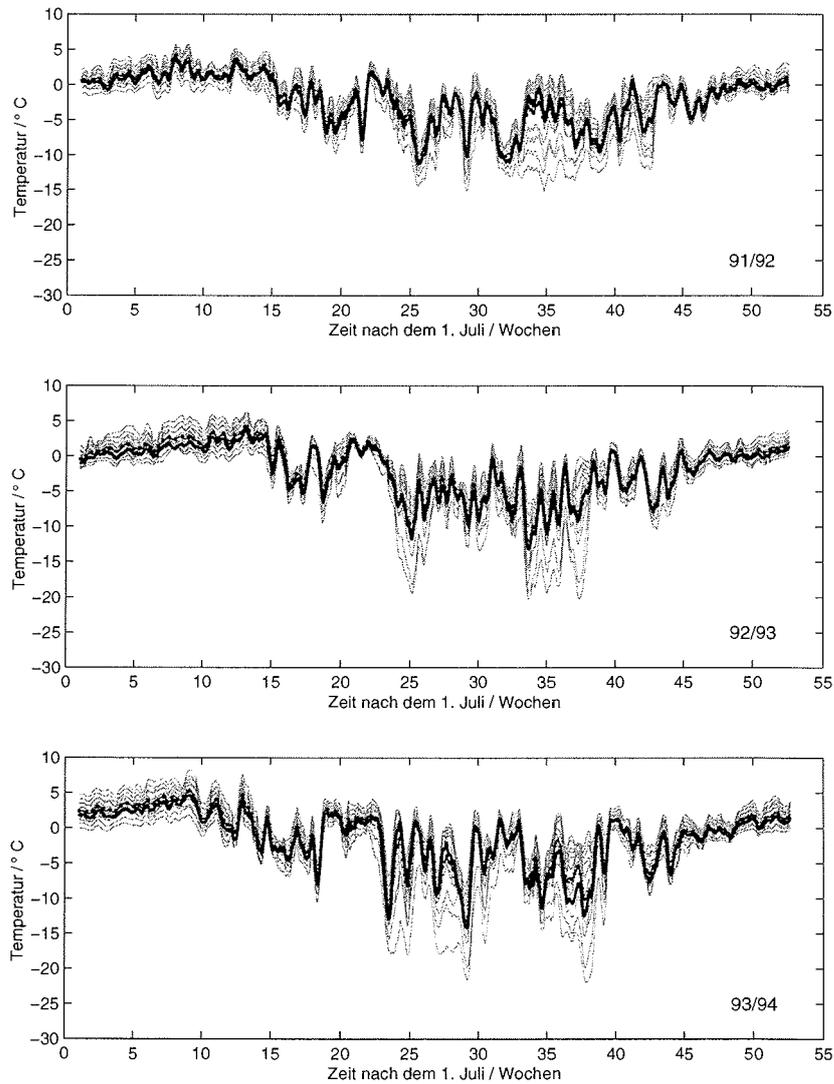


Abbildung B.8: Lufttemperatur über der Grönlandsee in den Wintern 91/92 bis 93/94 über drei Tage gleitend gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

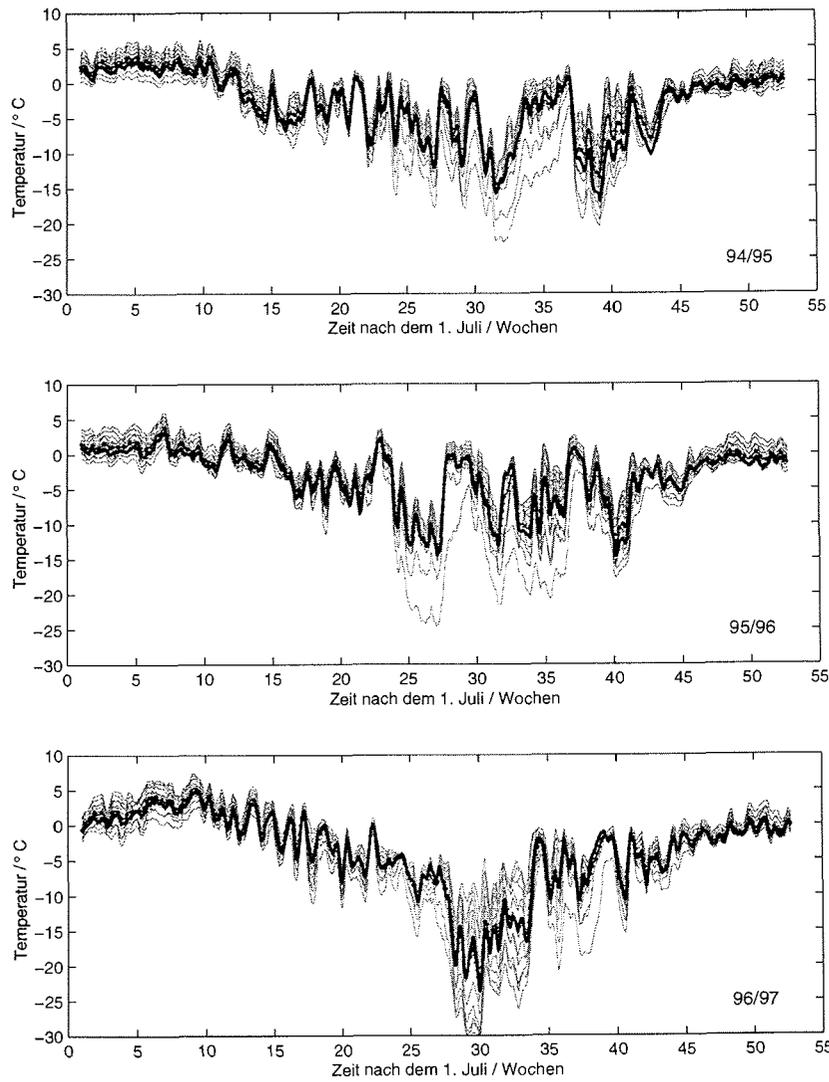


Abbildung B.9: Lufttemperatur über der Grönlandsee in den Wintern 94/95 bis 96/97 über drei Tage gleitend gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

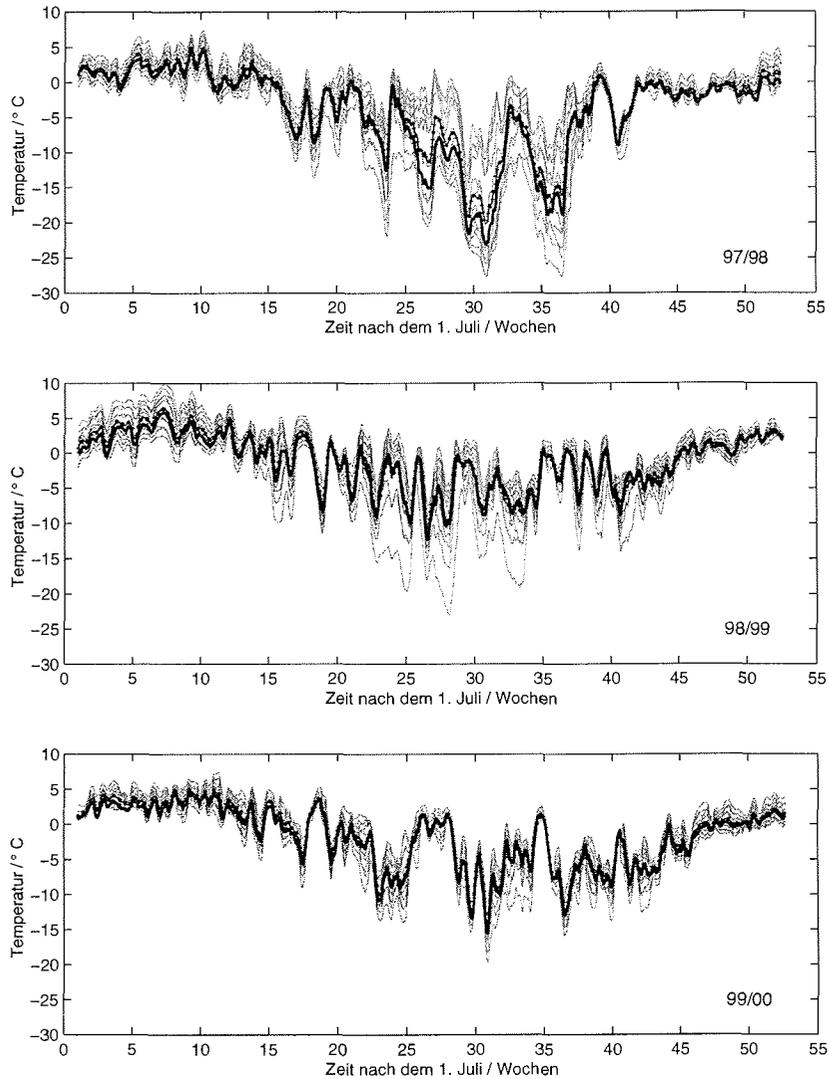


Abbildung B.10: Lufttemperatur über der Grönlandsee in den Wintern 97/98 bis 99/00 über drei Tage gleitend gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

## B.3 Wärmefluß

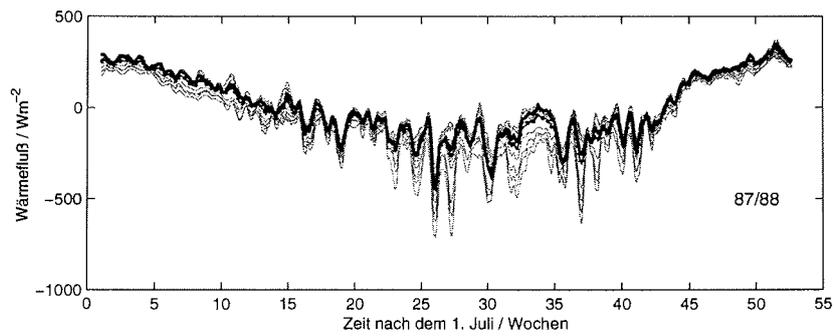


Abbildung B.11: Wärmefluß in die Grönlandsee im Winter 87/88 bei offenem Wasser über drei Tage gleitend gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

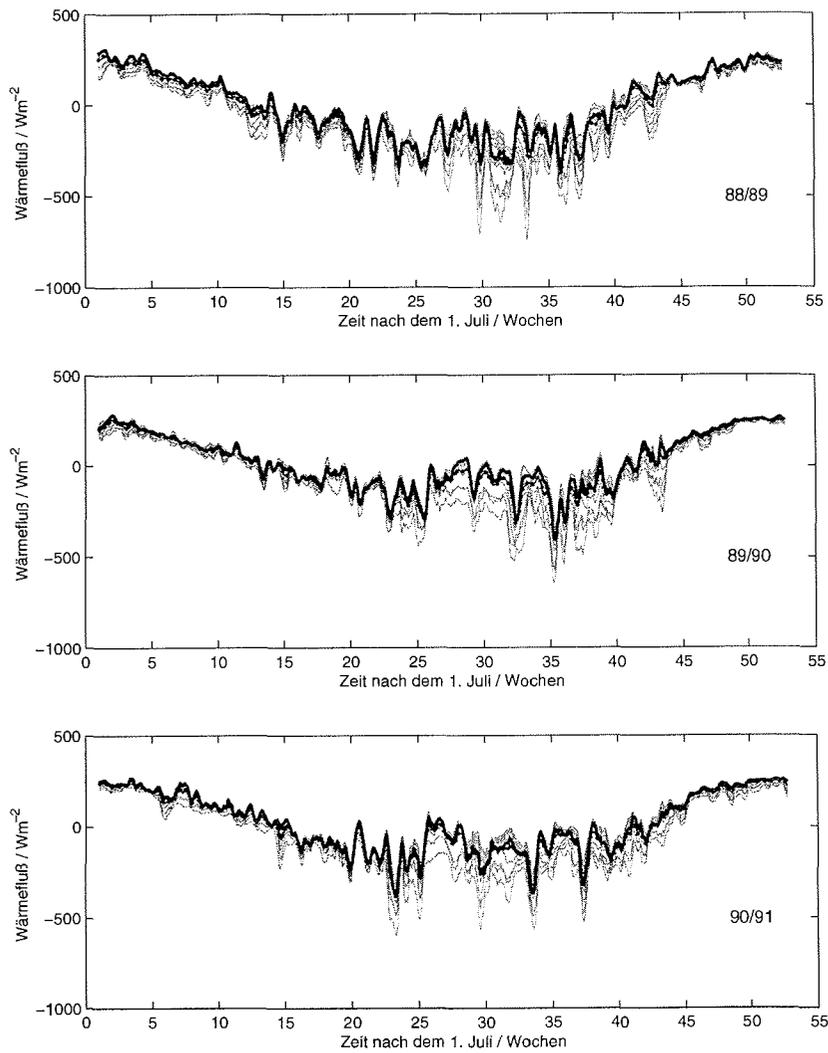


Abbildung B.12: Wärme fluß in die Grönlandsee in den Wintern 88/89 bis 90/91 bei offenem Wasser über drei Tage gleitend gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

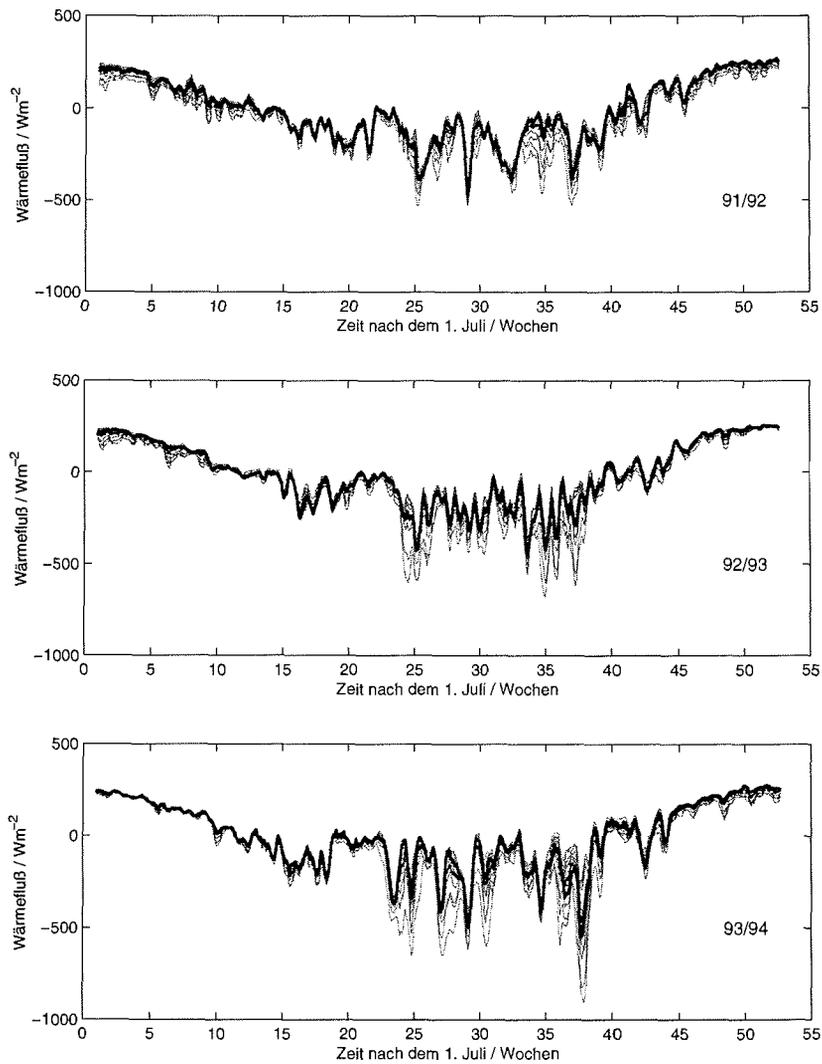


Abbildung B.13: Wärme fluß in die Grönlandsee in den Wintern 91/92 bis 93/94 bei offenem Wasser über drei Tage gleitend gemittelt, von  $74^{\circ}\text{N}$  bis  $76^{\circ}\text{N}$  und von  $8^{\circ}\text{W}$  bis  $4^{\circ}\text{E}$ , die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von  $75^{\circ}\text{N}$  und  $2^{\circ}\text{W}$  und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

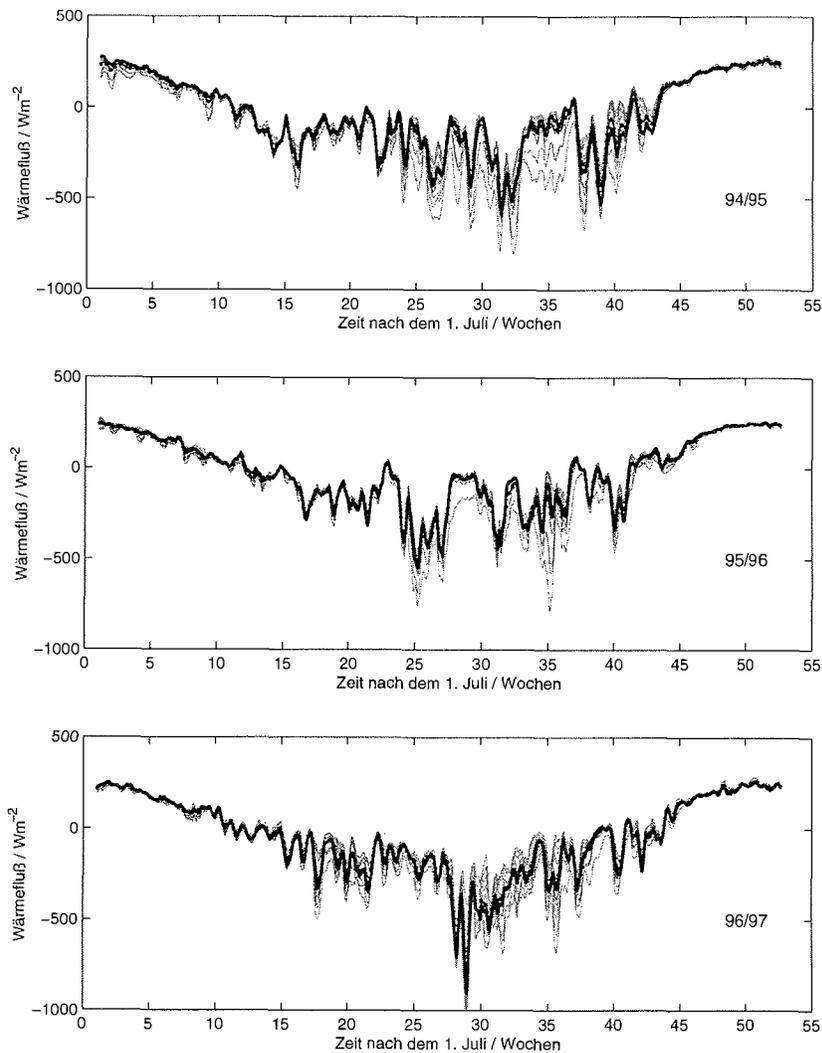


Abbildung B.14: Wärmefluß in die Grönlandsee in den Wintern 94/95 bis 96/97 bei offenem Wasser über drei Tage gleitend gemittelt, von  $74^\circ\text{N}$  bis  $76^\circ\text{N}$  und von  $8^\circ\text{W}$  bis  $4^\circ\text{E}$ , die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von  $75^\circ\text{N}$  und  $2^\circ\text{W}$  und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

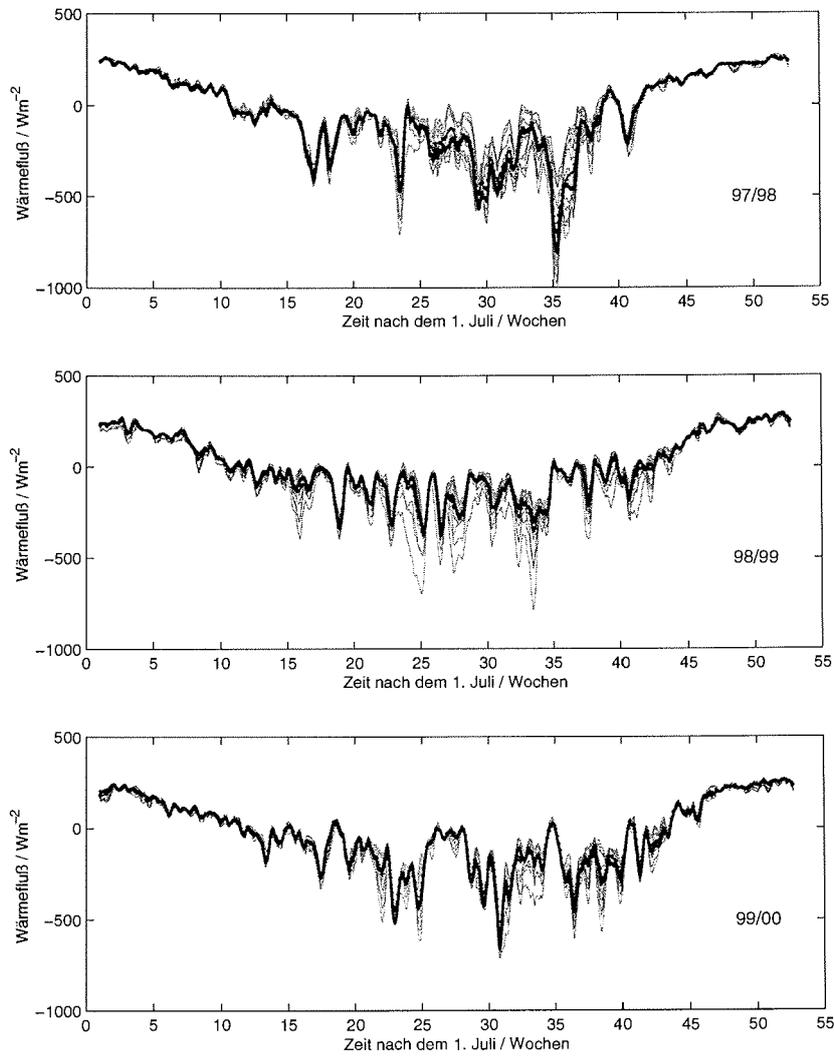


Abbildung B.15: Wärmefluß in die Grönlandsee in den Wintern 97/98 bis 99/00 bei offenem Wasser über drei Tage gleitend gemittelt, von 74° N bis 76° N und von 8° W bis 4° E, die durchgezogene schwarze Linie sind die Werte von 75° N und 2° W und die gepunktete schwarze Linie ist der Mittelwert über das Gebiet, die jedoch aufgrund der geringen Abweichungen nur sehr selten zu sehen ist.

#### B.4 Oberflächentemperaturen entlang 75°N

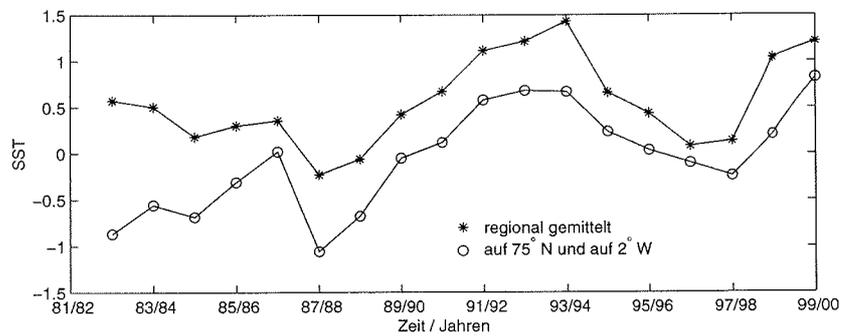


Abbildung B.16: Winterzentrierte Jahresmittel der Oberflächentemperaturen entlang 75°N, für weitere Erläuterungen siehe Abschnitt 4.3.4.

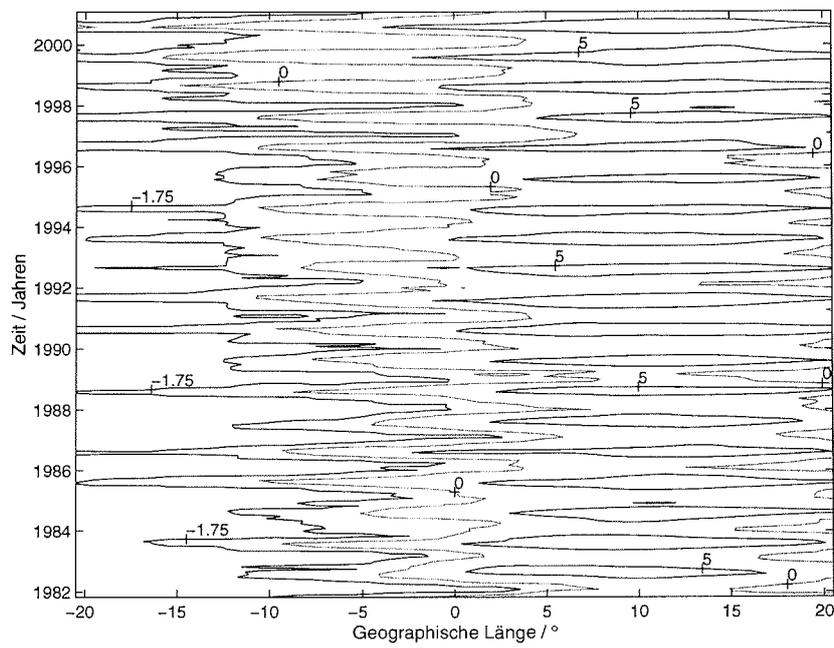


Abbildung B.17: Monatsmittel der Oberflächentemperaturen entlang 75° N, für weitere Erläuterungen siehe Abschnitt 4.3.4.



## Anhang C

# Hydrographische Daten

### C.1 Zonale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung

Aus ?): Die Darstellung ozeanographischer Daten in einem Konturplot ist mit generellen Schwierigkeiten behaftet, da die Daten im allgemeinen nicht auf einem regelmäßigen Gitter erfaßt werden und die vertikale Auflösung (dbar) meistens deutlich höher als die horizontale Auflösung (nautische Meilen) ist. Die Anforderungen, die an die hier verwendete Plotroutine gestellt wurden, sind, daß zum einen die gemessenen Daten an den jeweiligen Stationen erhalten bleiben und zum anderen keine virtuellen Extrema erzeugt werden. Da die Darstellungen von Daten, die auf einem gleichmäßigen Gitter vorliegen, diese Anforderungen im allgemeinen erfüllen, werden die Daten kontrolliert auf ein gleichmäßiges Gitter interpoliert und gleichzeitig wird eine Extrapolation der Daten vermieden. Hierfür wird die minimale Distanz zweier Stationen identifiziert und alle Abstände als Vielfaches dieser Distanz dargestellt. Im Bedarfsfall werden ein oder mehrere zusätzliche Profile erzeugt, indem die benachbarten Profile horizontal interpoliert werden. Ist die Differenz zwischen der sich so ergebenden Gesamtlänge und der wahren Gesamtlänge des Schnittes größer als 10 %, wird die verwendete minimale Distanz halbiert und der ursprüngliche Datensatz wie beschrieben auf das neue Gitter interpoliert. Zur Darstellung der Daten waren ein bis zwei dieser Zyklen stets ausreichend.

Die beschriebene Methode führt dazu, daß alle gemessenen Größen an den jeweiligen Stationen vollständig erhalten bleiben und direkt unter der Markierung der jeweiligen Station abgebildet werden. Es werden keine Extrema an Orten erzeugt, an denen keine Messungen vorliegen, und die maximalen Auslenkungen der Isolinien sind stets an den Stationen zu finden. Allerdings entspricht die Position der Stationen in den Abbildungen nicht immer genau der wahren Position, was aber für die Visualisierung der Daten nicht wichtig ist. Die Vermeidung der Extrapolation führt jedoch zu Schwierigkeiten bei der Darstellung der bodennahen Messungen, da die Daten stets nur bis zu der größten gemeinsamen Tiefe zweier benachbarter Profile abgebildet werden, so daß z. B. die Werte an der tiefsten Station in einem Graben nicht bis zu der größten gemessenen Tiefe dargestellt werden. Bei der Betrachtung bodennaher Prozesse muß demnach auf andere Darstellungsformen zurückgegriffen werden, während der in dieser Arbeit untersuchte Bereich der Wassersäule in den Konturplots vollständig abgebildet wird.

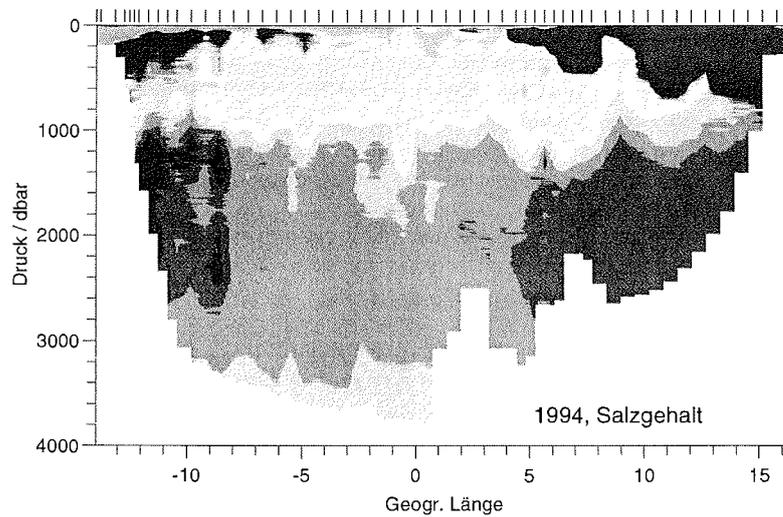
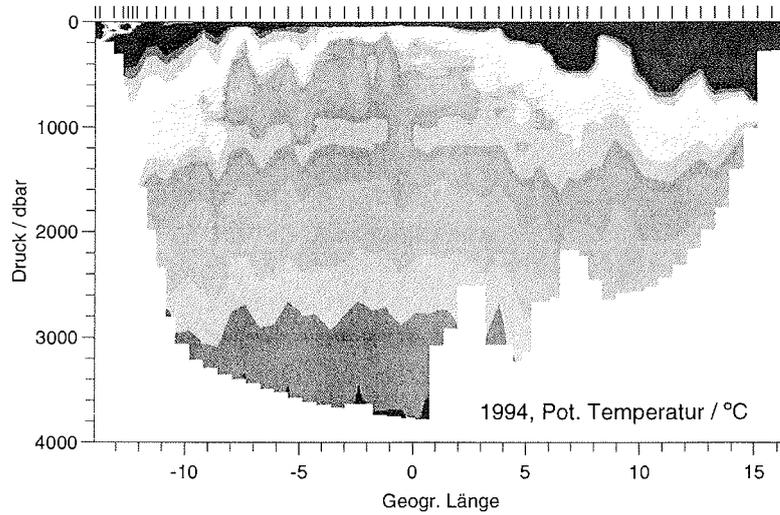


Abbildung C.1: Zonale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung auf 75° N im Sommer 1994; die Farbskala mit unregelmäßigem Konturintervall befindet sich in Abb. C.3, und die Striche an der oberen x-Achse kennzeichnen die Position der Messungen.

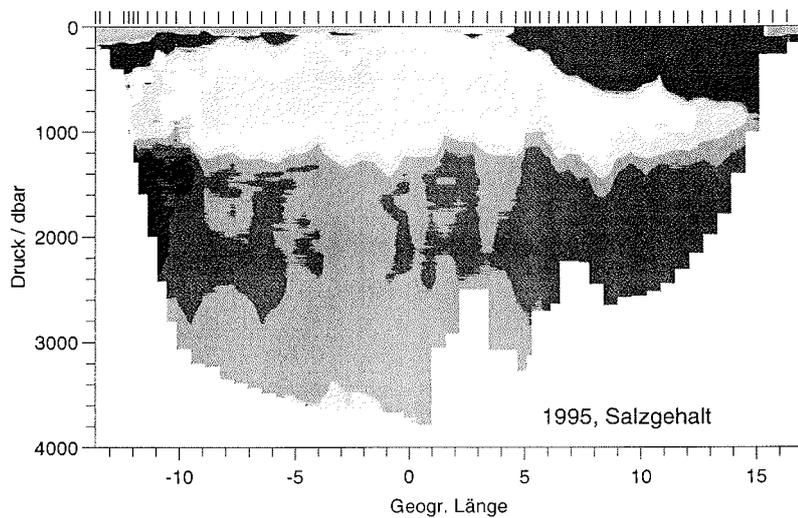
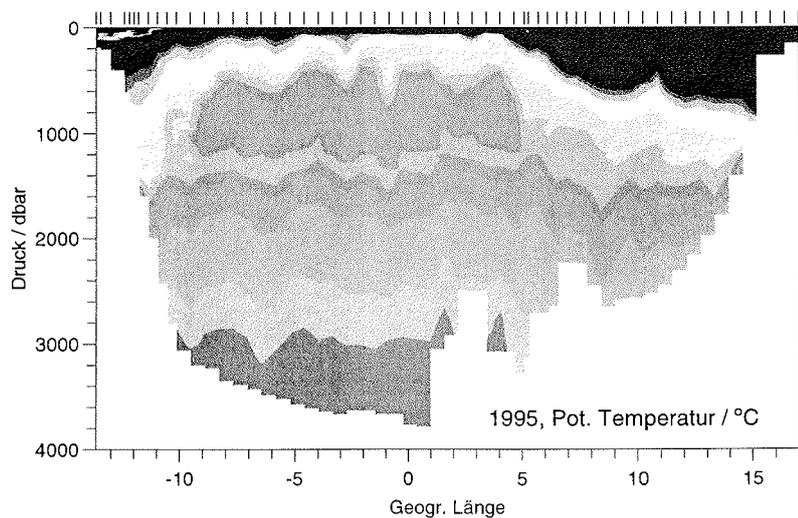


Abbildung C.2: Zonale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung auf 75° N im Sommer 1995; die Farbskala mit unregelmäßigem Konturintervall befindet sich in Abb. C.3, und die Striche an der oberen x-Achse kennzeichnen die Position der Messungen.

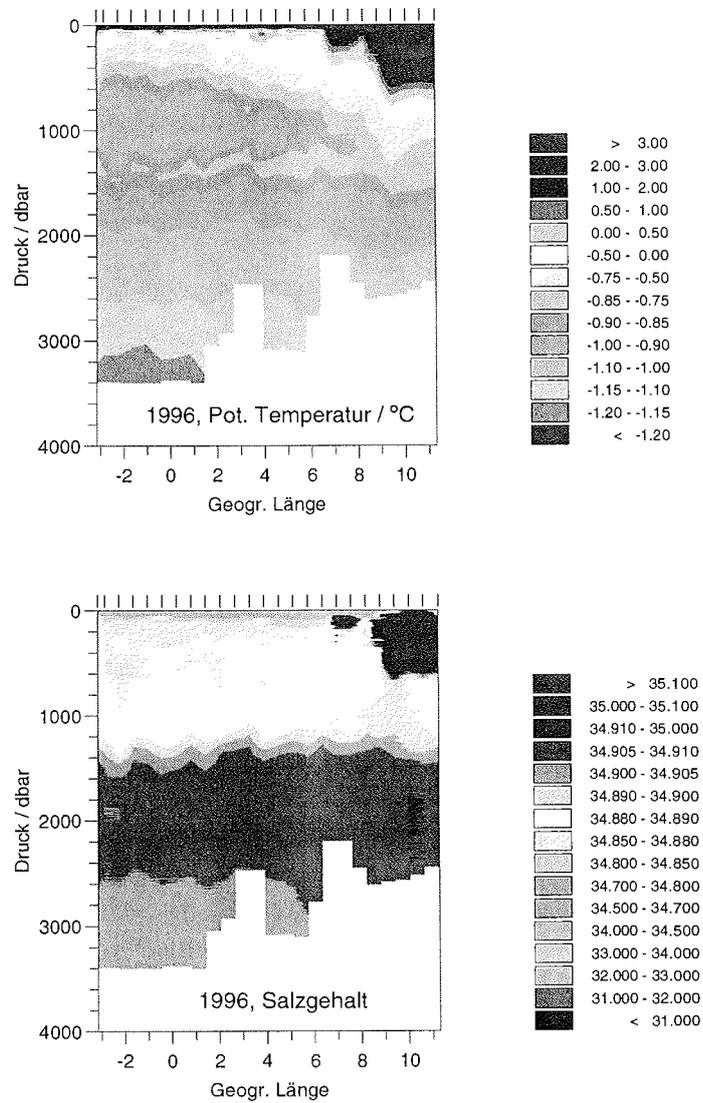


Abbildung C.3: Zonale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung auf 75°N im Sommer 1996; die Farbskala mit unregelmäßigem Konturintervall ist für die Abb. C.1 bis C.7 gültig, und die Striche an der oberen x-Achse kennzeichnen die Position der Messungen.

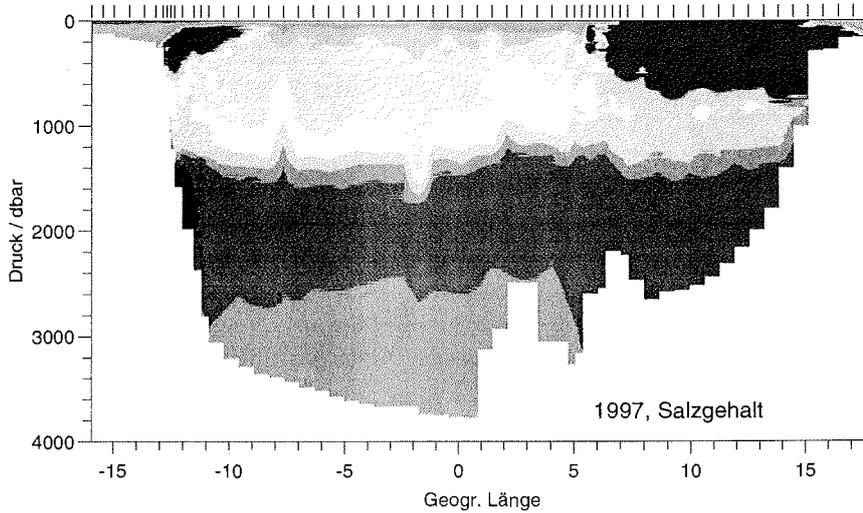
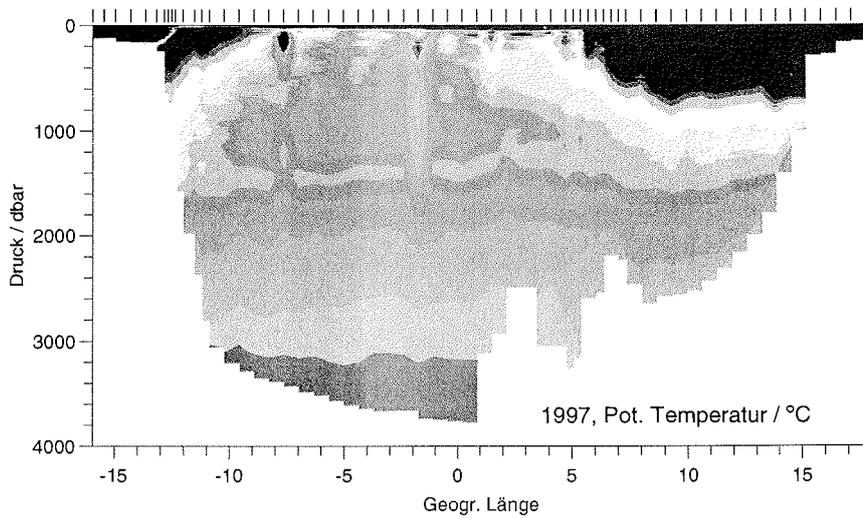


Abbildung C.4: Zonale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung auf 75° N im Sommer 1997; die Farbskala mit unregelmäßigem Konturintervall befindet sich in Abb. C.3, und die Striche an der oberen x-Achse kennzeichnen die Position der Messungen.

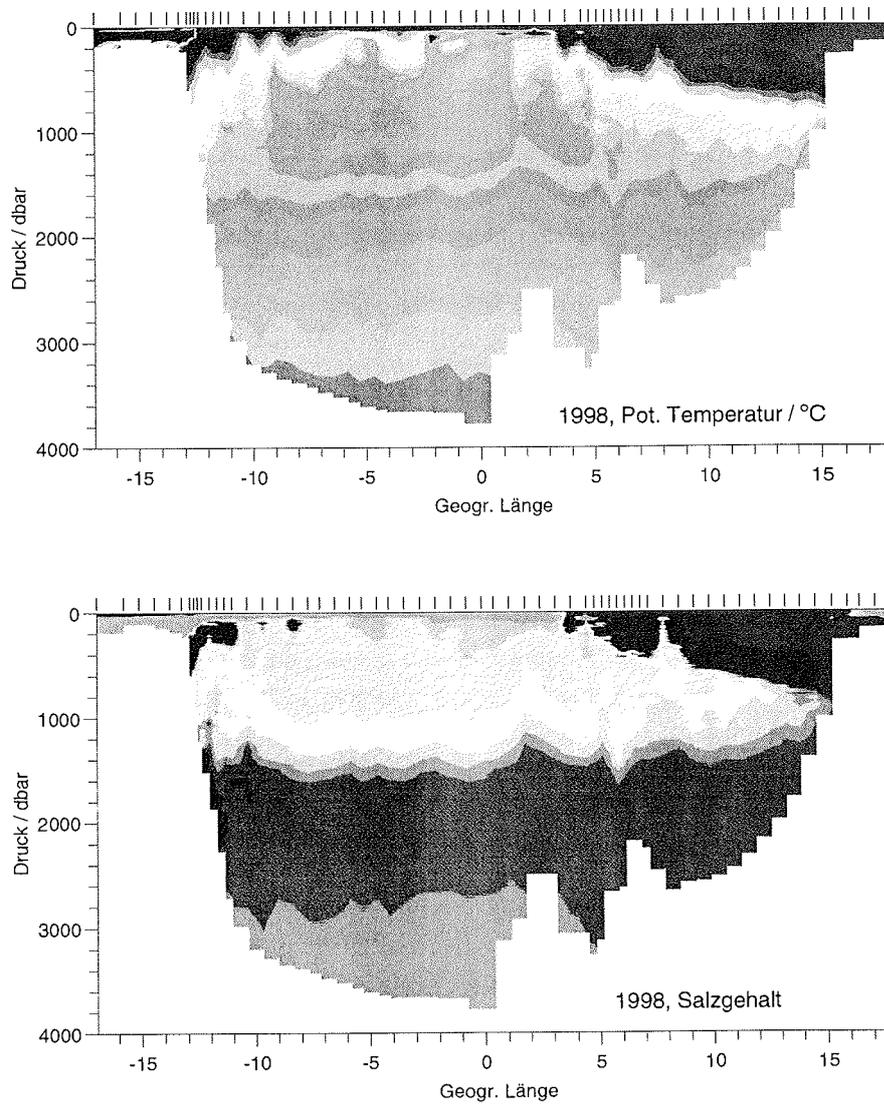


Abbildung C.5: Zonale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung auf 75° N im Sommer 1998; die Farbskala mit unregelmäßigem Konturintervall befindet sich in Abb. C.3, und die Striche an der oberen x-Achse kennzeichnen die Position der Messungen.

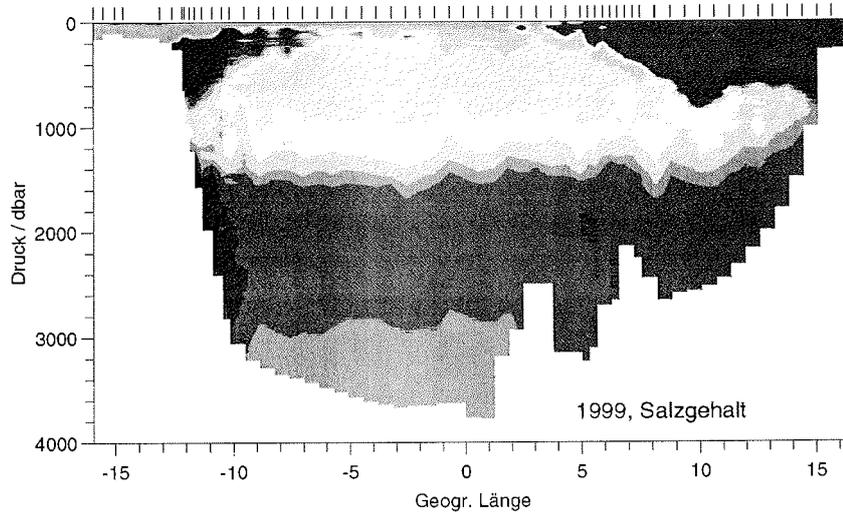
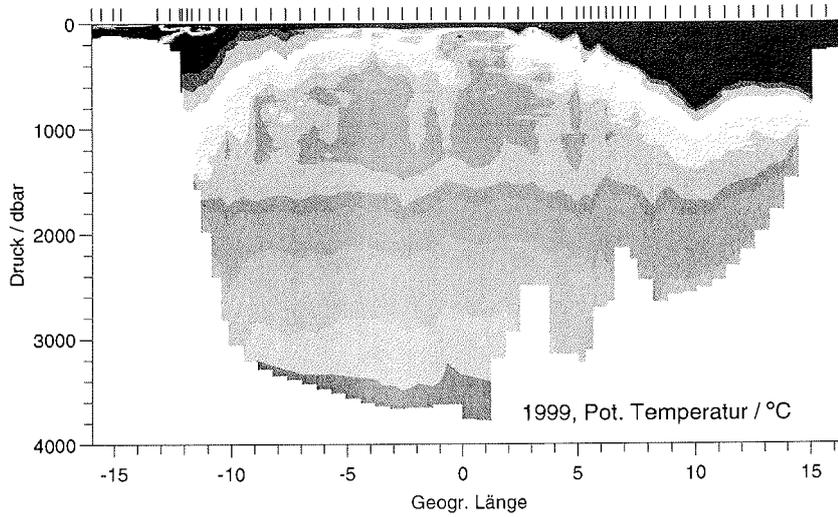


Abbildung C.6: Zonale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung auf 75° N im Sommer 1999; die Farbskala mit unregelmäßigem Konturintervall befindet sich in Abb. C.3, und die Striche an der oberen x-Achse kennzeichnen die Position der Messungen.

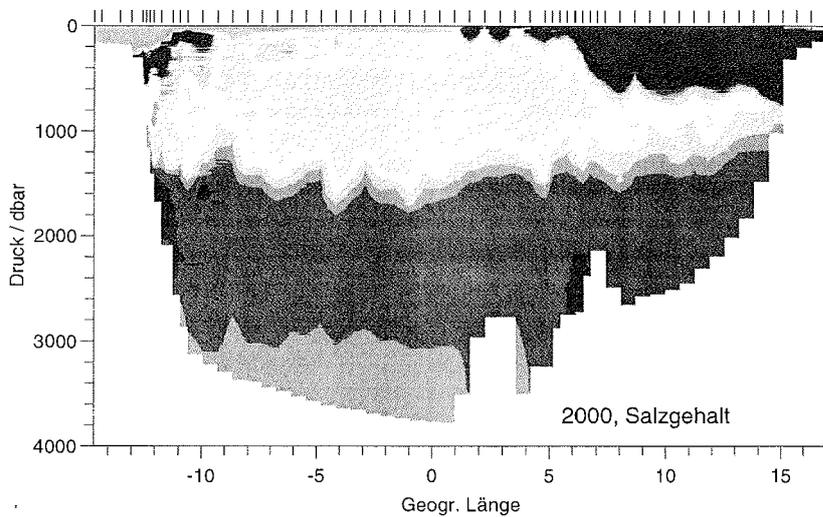
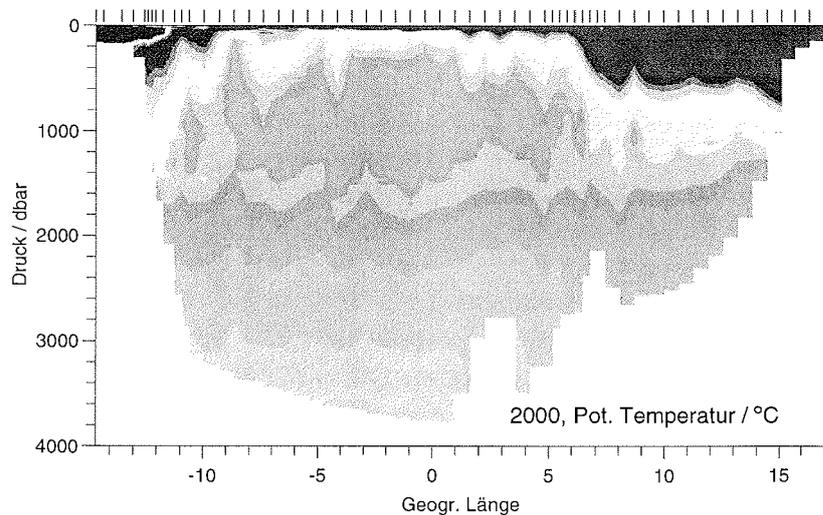


Abbildung C.7: Zonale Temperatur- und Salzgehaltsverteilung auf 75°N im Sommer 2000; die Farbskala mit unregelmäßigem Konturintervall befindet sich in Abb. C.3, und die Striche an der oberen x-Achse kennzeichnen die Position der Messungen.

## C.2 Vertikale Dichtepprofile

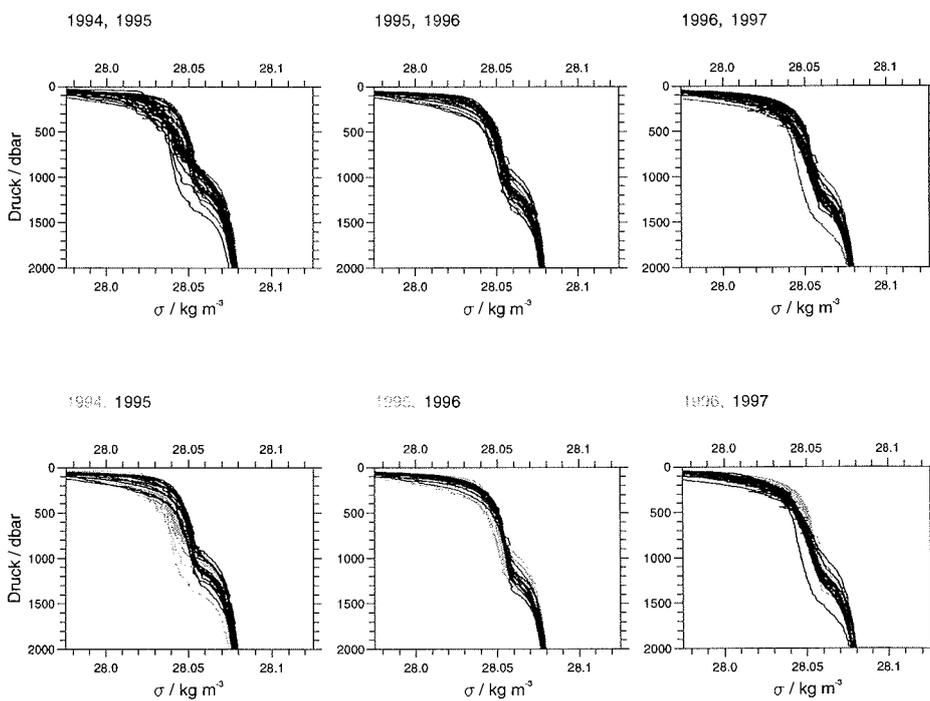


Abbildung C.8: Vertikale Profile der potentiellen Dichte rel. zur Oberfläche aus den Sommern 1994 bis 1997 auf 75° N zwischen 7° W und 3° E mit der vorangegangenen Fahrt in grün oder der folgenden Fahrt in rot im Hintergrund.

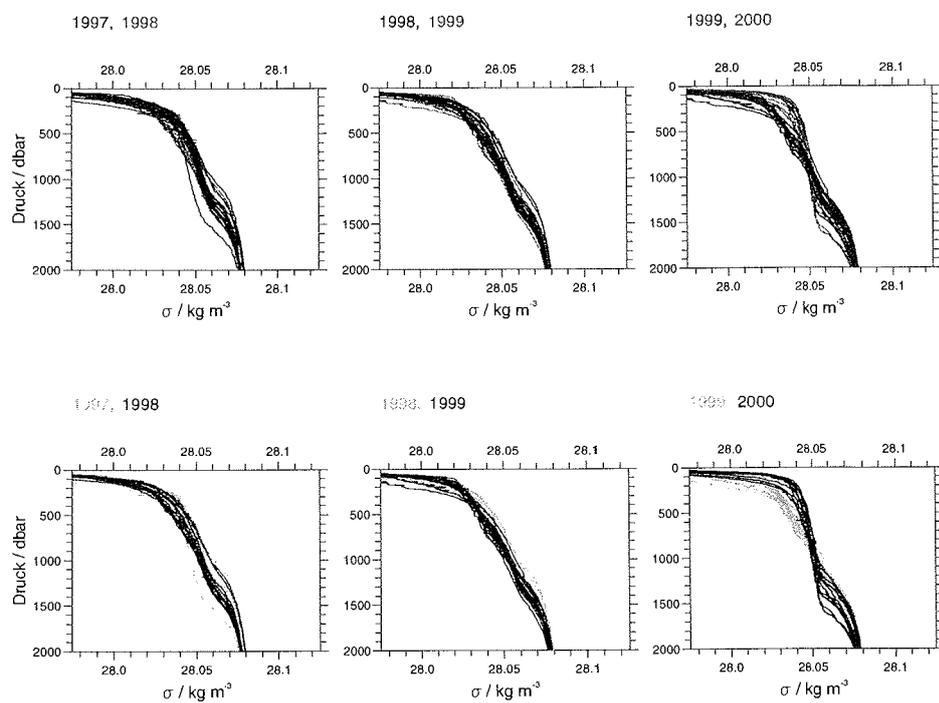


Abbildung C.9: Vertikale Profile der potentiellen Dichte rel. zur Oberfläche aus den Sommern 1997 bis 2000 auf  $75^\circ \text{N}$  zwischen  $7^\circ \text{W}$  und  $3^\circ \text{E}$  mit der vorangegangenen Fahrt in grün oder der folgenden Fahrt in rot im Hintergrund.

# Literaturverzeichnis

- Aagaard, K., Temperature variations in the Greenland Sea deep-water, *Deep Sea Res.*, 15, 281–296, 1968.
- Aagaard, K., und L. Coachmann, The East Greenland Current north of the Denmark Strait, part I, *Arctic*, 21, 181–200, 1968a.
- Aagaard, K., und L. Coachmann, The East Greenland Current north of the Denmark Strait, part II, *Arctic*, 21, 267–290, 1968b.
- Aagaard, K., C. Darnall, und P. Greismann, Year-long current measurements in the Greenland-Spitsbergen passage, *Deep Sea Res.*, 20, 743–746, 1973.
- Aagaard, K., J. H. Swift, und E. C. Carmack, Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas, *J. Geophys. Res.*, 90(C3), 4833–4846, 1985.
- Aagaard, K., A. Foldvik, und A. Hillman, The West Spitsbergen Current: Disposition and Water Mass Transformation, *J. Geophys. Res.*, 92(C4), 3778–3784, 1987.
- Aagaard, K., E. Fahrbach, J. Meincke, und J. Swift, Saline Outflow From the Arctic Ocean: Its Contribution to the Deep Waters of the Greenland, Norwegian, and Iceland Seas, *J. Geophys. Res.*, 96(C11), 20433–20441, 1991.
- Backhaus, J., VALDIVIA-Reise Nr.158. Bericht des Fahrtleiters, Technischer report, Universität Hamburg, 1996, cruise report in German.
- Backhaus, J., Simulation bodengeführter Dichteströmungen und lateraler Intrusionen in der Tiefsee (slope convection), in *Abschlußbericht ARKTIEF*, 2001.
- Backhaus, J., und J. Kämpf, Simulation of sub-mesoscale oceanic sensible heat loss to the atmosphere and to ice in an ice-covered mixed layer in winter, *Deep Sea Res.*, 46, 1427–1456, 1999.
- Bönisch, G., J. Blindheim, J. Bullister, P. Schlosser, und D. Wallace, Long-term trends of temperature, salinity, density, and transient tracers in the central Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 102, 18553–18571, 1997.
- Bourke, R., A. Weigel, und R. Paquette, The Westward Turning Branch of the West Spitsbergen Current, *J. Geophys. Res.*, 93(C11), 14065–14077, 1988.
- Bourke, R., R. Paquette, und R. Blythe, The Jan Mayen Current of the Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 97, 7241–7250, 1992.

- Brennecke, W., Die ozeanographischen Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition 1911-1912, *Arch. dt. Seewarte, Hamburg*, 39(1), 215 pp., 1921.
- Budéus, G., A. Maul, und G. Krause, Variability in the Greenland Sea as revealed by a repeated high spatial resolution conductivity-temperature-depth survey, *J. Geophys. Res.*, 93(C6), 9985-10000, 1993.
- Budéus, G., W. Schneider, und G. Krause, Winter convective events and bottom water warming in the Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 103(C9), 18 513-18 527, 1998.
- Budéus, G., K. Simonsen, K. Lygre, D. Quadfasel, S. Ronski, und J. Verduin, Hydrographic development in the Greenland Sea gyre during the ESOP-2 period. Part II: budgets, mooring time series and deep waters, in *European Subpolar Ocean Programm (ESOP-2) The Thermohaline Circulation in the Greenland Sea - Final Scientific Report*, edited by E. Jansen, und V. Ophem, vol. 2, Seiten A.V 1 - A.V 10, Bergen, 1999.
- Burt, W., A note on the reflection of diffuse radiation by the sea surface, *Trans. Am. geophys. Un.*, 34, 199-200, 1953.
- Carmack, E., und K. Aagaard, On the Deep Water of the Greenland Sea, *Deep Sea Res.*, 20, 687-715, 1973.
- Carsey, F., und A. Roach, Oceanic convection in the Greenland Sea Odden region as interpreted in satellite data, in *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, edited by O. Johannessen, R. Muench, und J. Overland, Seiten 33-46, Geophysical Monograph, Washington, 1994.
- Cisewski, B., Der Transport von Wärme, Wasser und Salz in den Arktischen Ozean, Ph.D. thesis, Universität Bremen, 2000.
- Clarke, R., und J.-C. Gascard, The formation of Labrador Sea water. I: Large-scale processes, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1764-1778, 1983.
- Clarke, R., J. Swift, J. Reid, und K. Koltermann, The formation of Greenland Sea Deep Water: double diffusion or deep convection?, *Deep Sea Res.*, 37(9), 1385-1424, 1990.
- Comiso, J., Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multi-spectral microwave observations., *J. Geophys. Res.*, 91(C1), 975-994, 1986.
- Dickson, R., J. Lazier, P. Rhines, und J. Swift, Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic, *Prog. Oceanog.*, 38, 241-295, 1996.
- Dietrich, G., *Atlas of the Hydrography of the Northern North Atlantic*, International Council of the Exploration of the Sea, Copenhagen, 1969.
- Dietrich, R., K. Kalle, W. Krauss, und G. Siedler, *Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1975.
- Dobson, F., und S. Smith, Estimation of solar radiation at sea, in *The Ocean Surface*, edited by Y. Toba, und H. Mitsuyasu, Seiten 525-533, H.D. Reidel Publishing Company, 1985.
- Duffett-Smith, P., *Astronomy with your personal computer*, Cambridge University Press, 1990.
- Fofonoff, N., Some properties of sea water influencing the formation of Antarctic Bottom Water, *Deep Sea Res.*, 4, 32-35, 1956.

- Foldvik, A., K. Aagaard, and T. Torresen, On the velocity field of the East Greenland Current, *Deep Sea Res.*, 35, 1335–1354, 1988.
- Foster, T., An analysis of the cabbeling instability in sea water, *J. Phys. Oceanogr.*, 2(3), 294–301, 1972.
- Foster, T., and E. Carmack, Temperature and salinity structure in the Wedell Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 36–44, 1976.
- Garwood Jr., R., S. Isakari, and P. Gallacher, Thermobaric convection, in *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, edited by O. Johannessen, R. Muench, and J. Overland, Seiten 33–46, Geophysical Monograph, Washington, 1994.
- Gascard, J.-C., Long term temperature and salinity trends in the central Greenland Sea, in *European Subpolar Ocean Program (ESOP-2) The Thermohaline Circulation in the Greenland Sea - Final Scientific Report*, edited by E. Jansen, and V. Opheim, Seiten AIII 1 – AIII 12, Bergen, 1999.
- Gascard, J.-C., C. Kergomard, P.-F. Jeannin, and M. Fily, Diagnostic study of the Fram Strait Marginal Ice Zone during summer from 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiment, Lagrangian Observations, *J. Geophys. Res.*, 93(C4), 3613–3641, 1988.
- Gascard, J.-C., C. Richez, and C. Rouault, New Insights on Large-Scale Oceanography in Fram Strait: The West Spitsbergen Current, *Arctic Oceanography*, 49, 131–182, 1995.
- Gascard, J.-C., A. Watson, M.-J. Messias, and K. Olsson, Long-lived vortices as a mode of deep ventilation in the Greenland Sea, *Nature*, 416, 525–527, 2002.
- Gill, A. E., *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, 1982.
- Gladfelter, W., *Oceanography of the Greenland Sea, USS ATKA (AGb-3) survey summer 1962*, Manusc. rep. 0-64-63, Mar. Sci. Dep., Naval Oceanographic Office, Washington, D. C., 1964.
- Gordon, A., Deep Antarctic convection west of Maud Rise, *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 600–612, 1978.
- Gordon, A., Interocean exchange of thermocline water, *J. Geophys. Res.*, 91, 5037–5046, 1986.
- Gorshkov, S., *Arctic Ocean*, vol. 3 of *World Ocean*, Pergamon Tarrytown, N.Y., 1983.
- Grenfell, T., D. Cavalieri, J. Comiso, M. Drinkwater, R. Onstott, I. Rubinstein, K. Steffen, and D. Winebrenner, Considerations for microwave remote sensing of thin sea ice., in *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, edited by F. Carsey, Seiten 291–301, Am. Geophys. Un., Washington D.C., 1992.
- GSP Group, Greenland Sea Project - A Venture Toward Improved Understanding of the Oceans' Role in Climate, *EOS*, 71, 754–755, 1990.
- Häkkinen, S., A coupled dynamic-thermodynamic model of an ice-ocean system in the Marginal Ice Zone, *J. Geophys. Res.*, 92(C9), 9469–9478, 1987.
- Häkkinen, S., G. Mellor, and L. Kantha, Modeling deep convection in the Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 97(C4), 5389–5408, 1992.
- Haney, R., Surface Thermal Boundary Conditions for Ocean Circulation Models, *J. Phys. Oceanogr.*, 1(4), 241–248, 1971.

- Heinze, C., P. Schlosser, K. Koltermann, und J. Meincke, A tracer study of the deep water renewal in the European polar seas, *Deep Sea Res.*, 37(9), 1425–1453, 1990.
- Helland-Hansen, B., und F. Nansen, The Norwegian Sea: Its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900-1904, *Rep. Norw. Fish. Mar. Invest.*, 2(1), 1909.
- Hopkins, T., The GIN Sea – A synthesis of its physical oceanography and literature review 1972-1985, *Earth-Science Reviews*, 30, 175–318, 1991.
- Hovmöller, E., *Climate and weather over the coast-land of northeast Greenland and the adjacent sea*, C.A. Reitzels Forlag, Kobenhavn, 1947.
- Hurrell, J. W., Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature, *Geophysic. Res. Lett.*, 23 (6), 885–888, 1996.
- Johannessen, J., und K. Lygre, Observations of mesoscale convective chimneys., in *European Subpolar Ocean Programm (ESOP) Sea Ice - Ocean interaction - Scientific Report*, edited by P. Wadhams, vol. 2, Seiten 262–295, 1996.
- Jónsson, S., Seasonal and Interannual Variability of Wind Stress Curl over the Nordic Seas, *J. Geophys. Res.*, 96(C2), 2649–2659, 1991.
- Jungclaus, J., J. Backhaus, und H. Fohrmann, Outflow of dense water from the Storfjord in Svalbard: numerical process studies, *J. Geophys. Res.*, 103(C3), 5557–5593, 1995.
- Kiilerich, A., On the hydrography of the Greenland Sea, *Meddelelser om Gronland*, 144(2), 63 pp., 1945.
- Killworth, P., On Chimney Formations in the Ocean, *American Meteorological Society*, 9, 531–554, 1979.
- Killworth, P., Deep convection in the world ocean, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21, 1–26, 1983.
- Koltermann, K., und H. Lüthje, *Hydrographic Atlas of the Greenland and Northern Norwegian Seas (1979-1987)*, Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg, 1989.
- Kondo, J., Air-Sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-Layer Meteorology*, 9, 91–112, 1975.
- Kraus, E., und T. Turner, A one-dimensional model of the seasonal thermocline II, the general theory and its consequences, *Tellus*, 19, 98–106, 1967.
- Lazier, J., The renewal of Labrador Sea water, *Deep Sea Res.*, 20, 341–353, 1973.
- Legutke, S., A numerical investigation of the circulation in the Greenland and Norwegian Seas, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 118–148, 1991.
- Lherminier, P., J.-C. Gascard, und D. Quadfasel, The Greenland Sea in Winter 1993 and 1994: Preconditioning for deep convection, *Deep Sea Res.*, 46, 1199–1235, 1999.
- Macklin, S., Wind drag coefficient over first-year sea ice in the Bering Sea, *J. Geophys. Res.*, 88, 2845–2852, 1983.

- Malanotte-Rizzoli, P., The Northern Adriatic Sea as a prototype of convection and water mass formation on the continental shelf, in *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans*, Oceanography series, Elsevier, 1991.
- Marshall, J., und F. Schott, Open-ocean convection: observations, theory and models, *Review. Geophys.*, 37, 1-64, 1999.
- Mauritzen, C., A Study of the Large Scale Circulation and Water Mass Formation in the Nordic Seas and Arctic Ocean, Ph.D. thesis, Woods Hole Oceanography/Applied Ocean Science and Engineering, 1994.
- Mauritzen, C., Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge: Part I. Evidence for a revised circulation scheme, *Deep Sea Res.*, 43, 269-806, 1996.
- McBean, G., The Atmospheric Boundary Layer, in *The Geophysics of Sea Ice*, edited by N. Untersteiner, Seiten 283-337, Plenum Press, New York, 1986.
- McDougall, T., Greenland Sea bottom water formation: a balance between advection and double diffusion, *Deep Sea Res.*, 30, 1109-1117, 1983.
- McDougall, T., The relative roles of diapycnal and isopycnal mixing on subsurface watermass conversion, *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1577-1589, 1984.
- MEDOC Group, Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969, *Nature*, 227, 1037-1040, 1970.
- Meincke, J., und B. Rudels, Greenland Sea Water: A balance between convection and advection, in *Nordic Seas Symposium*, Extended Abstracts Vol., Universität Hamburg, 1995.
- Meincke, J., S. Jónsson, und J. H. Swift, Variability of convective conditions in the Greenland Sea, *ICES Mar. Sci. Symp.*, 195, 32-39, 1992.
- Mertens, C., Open-Ocean Convection in the Labrador and Greenland Seas: Plume Scales and Interannual Variability, Ph.D. thesis, Christian-Albrechts-Universität, Kiel, 2000.
- Messias, M.-J., A. Watson, W. Fogelqvist, K. Van Scoy, T. Tanhua, und K. Osse, The Tracer Release Experiment, in *European Subpolar Ocean Program (ESOP-2) The Thermohaline Circulation in the Greenland Sea - Final Scientific Report*, edited by E. Jansen, und V. Opheim, Seiten AII 1 - AII 18, Bergen, 1999.
- Messinger, F., und A. Arakawa, *Numerical Methods used in Atmospheric Models*, GARP Publications Series No. 17, 1975.
- Metcalfe, W., A note on water movement in the Greenland-Norwegian Sea, *Deep Sea Res.*, 7, 190-200, 1960.
- Midtun, L., Formation of dense bottom water in the Barents Sea, *Deep Sea Res.*, 23, 1233-1241, 1985.
- Mohn, H., Nordhavets dybder, temperatur of strømminger, *Den norske nordhavs-eksoedusjon*, 18, 1-212, 1987.

- Morawitz, W., P. Sutton, P. Worcester, und B. Cornuelle, Three-Dimensional Observations of a Deep Convective Chimney in the Greenland Sea during Winter 1988/1989, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*(11), 2317-2343, 1996.
- Mosby, H., The waters of the Atlantic Antarctic Ocean, *Scient. Results Norw. Antarct. Exped.*, *1*(11), 131 pp., 1934.
- Mosby, H., Deep Water in the Norwegian Sea, *Geophys. Pub.*, *21*, 1-62, 1959.
- Mosby, H., Bottom water formation, in *Proc. symposium on Antarctic oceanography*, Seiten 47-57, Santiago, Chile, 1966.
- Nansen, F., The oceanography of the North Polar Basin, *Norw. Polar Exped. 1893-1896 Scient. Results*, *3*(9), 1902.
- Nansen, F., Northern Waters: Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic seas in 1901, *Videnskabs-Selskabets Skrifter*, *3*, 145pp., 1906.
- Niiler, P., und E. Kraus, One-dimensional models of the upper ocean, in *Modelling and prediction of the upper layers of the ocean*, edited by E. Kraus, Seiten 143-172, Pergamon, 1977.
- Paquette, R., R. Bourke, J. Newton, und W. Perdue, The East Greenland Polar Front in Autumn, *J. Geophys. Res.*, *90*(C3), 4866-4882, 1985.
- Parkinson, C., J. Comiso, H. Zally, D. Cavalieri, P. Gloersen, und W. Campbell, Arctic Sea Ice, in *Satellite Passive-Microwave Observations*, vol. NASA SP-489, Seite 296, National Aeronautics and Space Administration, Washington D.C., 1987.
- Pawlowicz, R., A note on seasonal cycles of temperature and salinity in the upper waters of the Greenland Sea Gyre from historical data, *J. Geophys. Res.*, *100*(C3), 4715-4726, 1995.
- Pawlowicz, R., J. Lynch, W. Owens, P. Worcester, W. Morawitz, und P. Sutton, Thermal evolution of the Greenland Sea Gyre in 1988-1989, *J. Geophys. Res.*, *100*(C3), 4727-4750, 1995.
- Pedersen, L., Retrieval of sea ice concentration by means of microwave radiometer, Ph.D. thesis, Technical University of Denmark, 1991.
- Perkin, R., und E. Lewis, Mixing in the West Spitsbergen Current, *J. Phys. Oceanogr.*, *14*, 1315-1325, 1984.
- Perry, R., Bathymetry, in *The Nordic Seas*, edited by B. Hurdle, Seiten 211-236, Springer Verlag, New York, 1986.
- Quadfasel, D., und J. Meincke, Note on the thermal structure of the Greenland Sea gyre, *Deep Sea Res.*, *34*(11), 1883-1888, 1987.
- Quadfasel, D., J.-C. Gascard, und K.-P. Koltermann, Large-Scale Oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone experiment, *J. Geophys. Res.*, *92*(C7), 6719-6728, 1987.
- Quadfasel, D., B. Rudels, und K. Kurz, Outflow of dense water from a svalbard fjord in the Fram Strait, *Deep Sea Res.*, *35*, 1143-1150, 1988.
- Rahmstorf, S., A zonal-averaged model of the ocean's response to climatic changes, *J. Geophys. Res.*, *96*, 6951-6963, 1991.

- Rahmstorf, S., und A. Ganapolski, Long-term global warming scenarios computed with an efficient coupled climate model, *Climatic Change*, 43(2), 353–367, 1999.
- Reynolds, R., und T. Smith, Improved global sea surface temperature analyses, *J. Climate*, 7, 929–948, 1994.
- Rhein, M., Ventilation rates of the Greenland and Norwegian Seas derived from distributions of the chlorofluoromethanes F11 and F12, *Deep Sea Res.*, 38, 485–503, 1991.
- Rhein, M., Convection in the Greenland Sea, 1982–1993, *J. Geophys. Res.*, 101(C9), 18 183–18 192, 1996.
- Roach, A., K. Aagaard, und F. Carsey, Coupled Ice-Ocean Variability in the Greenland Sea, *Atmosphere-Ocean*, 31(3), 319–337, 1993.
- Rudels, B., Haline convection in the Greenland Sea, *Deep Sea Res.*, 37(9), 1491–1511, 1990.
- Rudels, B., und D. Quadfasel, Convection and deep water formation in the Arctic Ocean-Greenland Sea system, *J. Mar. Res.*, 2(3/4), 435–450, 1991.
- Rudels, B., D. Quadfasel, H. Friedrich, und M.-N. Houssais, Greenland Sea convection in winter 1987–1988, *J. Geophys. Res.*, 94(C3), 3223–3227, 1989.
- Rudels, B., H. Friedrich, und D. Quadfasel, The Arctic Circumpolar Boundary Current, *Deep Sea Res.*, 46(6-7), 1023–1062, 1999.
- Rudels, B., P. Eriksson, E. Buch, G. Budéus, S.-A. Malmberg, und P. Mälkki, Temporal switches between sources of the Denmark Strait overflow water, in *ICES-Symposium*, Edinburgh, UK, 2001.
- Schauer, U., The release of brine-enriched shelf water from Storfjord into the Norwegian Sea, *J. Geophys. Res.*, 100, 16 015–16 028, 1995.
- Schlösser, P., G. Bönsch, M. Rhein, und R. Bayer, Reduction of deepwater formation in the Greenland Sea during the 1980s: evidence from tracer data, *Science*, 251, 1054–1056, 1991.
- Schneider, W., Die Nordostwasser Polynja - Entstehung und Hydrographie -, Ph.D. thesis, Universität Hamburg, 1997.
- Schott, F., und K. Leaman, Observations with Moored Acoustic Doppler Current Profilers in the Convection Regime in the Golfe du Lion, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 558–574, 1991.
- Schott, F., M. Visbeck, und J. Fischer, Observations of Vertical Currents and Convection in the Central Greenland Sea during the Winter of 1988–1989, *J. Geophys. Res.*, 98(C8), 14 401–14 421, 1993.
- Schott, F., M. Visbeck, und U. Send, Open ocean deep convection, Mediterranean and Greenland Seas, in *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, edited by P. Malanotte-Rizzoli, und A. Robinson, Seiten 203–225, Kluwer Academic Publishers, 1994.
- Sea-Bird, *Sea-Bird CTD System Operating and Repair Manual*, Sea-Bird Electronics, Inc., 1808 136th Place NE, Bellevue, Washington 98005, USA, 1992.
- Sea-Bird, *SEACAT SBE 16-04 Conductivity and Temperature Recorder Operating Manual*, Sea-Bird Electronics, Inc., 1808 136th Place NE, Bellevue, Washington 98005, USA, 1998.

- Sea-Bird, *SBE 37-SM Microcat - User's Manual*, Sea-Bird Electronics, Inc., 1808 136th Place NE, Bellevue, Washington 98005, USA, 1999.
- Send, U., und J. Marshall, Integral Effects of Deep Convection, *J. Phys. Oceanogr.*, 25(5), 855-872, 1995.
- Simonsen, K., und P. Haugan, Heat budgets of the Arctic Mediterranean and sea surface flux parameterizations for the Nordic Seas, *J. Geophys. Res.*, 101(C3), 6553-6576, 1996.
- Simpson, J., und D. Bowers, Models of stratification and frontal movement in shelf seas, *Deep Sea Res.*, 28A(7), 727-738, 1981.
- Simpson, J., C. Allen, und N. Morris, Fronts on the Continental Shelf, *J. Geophys. Res.*, 83(C9), 4607-4614, 1978.
- Smethie, W. M., und J. Swift, The tritium krypton-85 age of Denmark Strait Overflow Water and Gibbs Fracture Zone Water just south of Denmark Strait, *J. Geophys. Res.*, 94, 8265-8275, 1989.
- Smethie, W. M., H. G. Ostlund, und H. H. Loosli, Ventilation of the deep Greenland and Norwegian seas: evidence from krypton-5, tritium, carbon-14 and argon-39, *Deep Sea Res.*, 33(5), 675-703, 1986.
- Sutton, P., W. Morawitz, P. Worcester, und B. Cornuelle, Temperature evolution of the upper ocean in the Greenland Sea, January to March 1989, *J. Geophys. Res.*, 102(C13), 27 861-27 874, 1997.
- Swift, J., *The Arctic Waters*, in *The Nordic Seas*, edited by B. Hurdle, Seiten 129-154, Springer Verlag, New York, 1986.
- Swift, J., und K. Aagaard, Seasonal transitions and water mass formations in the Iceland and Greenland seas, *Deep Sea Res.*, 28A(10), 1107-1129, 1981.
- Swift, J., und K. Koltermann, The Origin of Norwegian Sea Deep Water, *J. Geophys. Res.*, 93(C4), 3563-3569, 1988.
- Swift, J., K. Aagaard, und S.-A. Malmberg, The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic, *DSR*, 27, 29-42, 1980.
- Swift, J., T. Takahashi, und H. Livingstone, The contribution of the Greenland and Barent Seas to the deep water of the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 88, 5981-5986, 1983.
- Toudal, L., Ice extent in the Greenland Sea 1978-1995, *Deep Sea Res.*, 46(6-7), 1237-1254, 1999.
- Toudal Pedersen, L., und M. Coon, Interannual variability of the sea-ice-induced salt flux in the Greenland Sea, *Annals of Glaciology*, 33, 385 - 390, 2001.
- UNESCO, Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, *Tech. Pap. Mar. Sci.*, 50, 59 pp, 1983.
- van Aaken, H., G. Budéus, und M. Hähnel, The anatomy of the Arctic Frontal Zone in the Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 100(C8), 15 999-16 014, 1995.
- van Aken, H. M., A One-Dimensional Mixed-Layer Model for Stratified Shelf Seas with Tide- and Wind-Induced Mixing, *Dt. hydrogr. Z.*, 37, 3-27, 1984.

- Verduin, J., und D. Quadfasel, Long term temperature and salinity trends in the central Greenland Sea, in *European Subpolar Ocean Programm (ESOP-2) The Thermohaline Circulation in the Greenland Sea - Final Scientific Report*, edited by E. Jansen, und V. Opheim, Seiten AI 1 - AI 11, Bergen, 1999.
- Vinje, T., Sea ice conditions in the European sector of the marginal seas of the Arctic, 1966-75, *Arbok Nor. Polarinst.*, Seiten 163-174, 1977.
- Vinje, T., und O. Finnekasa, The Ice Transport through the Fram Strait, *Skr. Nor. Polarinst.*, 186, 1-39, 1986.
- Visbeck, M., Konvektion im offenen Ozean - Interpretation von Beobachtungen aus der Grönlandsee und dem westlichen Mittelmeer, Ph.D. thesis, Institut für Meereskunde an der Christian - Albrechts - Universität Kiel, Germany, 1993.
- Visbeck, M., und M. Rhein, Can Bottom Boundary-Layer Mixing ventilate Greenland Sea Deep Water?, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 215-224, 1999.
- Visbeck, M., J. Fischer, und F. Schott, Preconditioning the Greenland Sea for deep convection: Ice formation and ice drift, *J. Geophys. Res.*, 100(C9), 18489-18502, 1995.
- Voorhis, A., und D. Webb, Large vertical currents observed in a winter sinking region of the northwestern Mediterranean, *Cah. Oceanogr.*, 22, 571-580, 1970.
- Vorwinckel, E., und S. Orvig, The climate of the North Polar Basin, in *World Survey of Climatology*, edited by S. Orvig, vol. 14, Climate of the Polar Region, Seiten 129-226, Elsevier, 1970.
- Wadhams, P., The ice cover, in *Nordic Seas*, edited by B. Hurdle, Seiten 21-84, Springer-Verlag, New York, 1986.
- Wadhams, P., und L. Wilkinson, The physical properties of sea ice in the odden ice tongue, *Deep Sea Res.*, 46(6-7), 1275-1300, 1999.
- Wadhams, P., A. Gill, und P. Linden, Transects by submarine of the East Greenland Polar Front, *Deep Sea Res.*, 26A, 1311-1327, 1979.
- Warren, B., Deep circulation of the world ocean, in *Evolution of Physical Oceanography*, edited by B. Warren, und C. Wunsch, Seiten 6-41, MIT Press, Cambridge, Mass., 1981.
- Watson, A., et al., Mixing and convection in the Greenland Sea from a tracer release, *Nature*, 401(6756), 902-904, 1999a.
- Watson, A., et al., Long term temperature and salinity trends in the central Greenland Sea, in *European Subpolar Ocean Programm (ESOP-2) The Thermohaline Circulation in the Greenland Sea - Final Scientific Report, Appendices*, edited by E. Jansen, und V. Opheim, Seiten a2.2 1 - a2.2 9, Bergen, 1999b.
- Welander, P., Thermal oscillations in a fluid heated from below and cooled by freezing from above, *Dyn. Atmos. Oceans*, 1, 215-223, 1977.
- Wolf, S., H. Wehde, B. L'Heveder, und D. Quadfasel, European Union Project ESOP-2 gives surprising evidence of climate processes, *ESOP-2 Newsletter*, Sept., 1-4, 1997.
- Woods, J., und W. Barkmann, The response of the upper ocean to solar heating, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 112, 1-27, 1986.

# Danksagung

Diese Arbeit ist in einer sehr netten und unkomplizierten Arbeitsatmosphäre entstanden, für die ich der ganzen Arbeitsgruppe der *ehemaligen M&M's* danken möchte. Besonderer Dank geht an

- Herrn Prof. G. Krause, für das beständige Interesse an meiner Arbeit bis in die Zeit seines Ruhestandes und für deren Begutachtung sowie die Unterstützung und Ermutigung meiner Person.
- Frau Prof. M. Rhein, für die wissenschaftliche Begutachtung dieser Arbeit.
- Herrn Dr. G. Budéus, meinem ständigen Ansprechpartner, der alle *ups and downs* life und dennoch souverain ertragen hat. (Mir hat die Zusammenarbeit Spaß gemacht und ich habe viel gelernt!)
- Herrn Dr. G. Budéus und Herrn R. Plugge, die mir die Arbeit des nassen Ozeanographen vor Ort Sommer für Sommer ein Stück näher brachten und ohne die der hier verwendete hydrographische Datensatz nie entstanden wäre.
- Steffi und Martina, die sich als Lektorinnen der Jagd auf Tippfehler widmeten.
- meiner Mutter und Axel, die mir auch durch ihren festen Glauben an meinen Erfolg immer wieder über die Hürden halfen.